RECURSOS MINERALES DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

SUBSECRETARÍA DE MINERÍA DE LA NACIÓN
SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Anales Nº 35

RECURSOS MINERALES DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

VOLUMEN I

Editor

EDUARDO O. ZAPPETTINI
Director de Recursos Geológico-Mineros
IGRM-SEGEMAR

Coordinación temática Sección II:
Unidades tectonoestratigráficas y depósitos minerales asociados

SUSANA SEGAL
Dirección de Recursos Geológico-Mineros
IGRM-SEGEMAR

Coordinación temática Sección III:
Inventario de yacimientos y manifestaciones de minerales metalíferos e industriales de la República Argentina

MARTA GODEAS
Dirección de Recursos Geológico-Mineros
IGRM-SEGEMAR

Comisión Científica Asesora

MILKA K. DE BRODTKORB
Profesora de Geología de Yacimientos
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Investigadora del CONICET

ISIDORO A. SCHALAMUK
Profesor de Geología de Yacimientos
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
Investigador del CONICET

Buenos Aires – 1999

AUTORIDADES

Secretario de Industria, Comercio y Minería

Dr. ALIETO ALDO GUADAGNI

Subsecretario de Minería

Lic. DANIEL MEILÁN

Presidente del Servicio Geológico Minero Argentino

Ing. HUGO NIELSON

Director del Instituto de Geología y Recursos Minerales

Lic. ROBERTO PAGE

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Av. Julio A. Roca 651 – 10° piso
1322 Buenos Aires
República Argentina

Publicado con la colaboración de la Fundación Empremin

ISSN 0328-2325
Es propiedad del Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR
Prohibida su reproducción

DEDICADO A LA MEMORIA DE

VICTORIO ANGELELLI (1908-1991)

PREFACIO

Es un honor para mí presentar los *Recursos Minerales de la República Argentina,* que espero se convierta en referencia obligada para la comunidad vinculada a la exploración minera y la investigación geocientífica. Esta obra ha sido pensada y diseñada para satisfacer las demandas del conjunto de profesionales y empresas que llevan a cabo la exploración minera de nuestro territorio y que requiere del acceso más simple posible a la información geológica, tanto de los distritos mineros relevantes como de las áreas aún no exploradas.

Esta publicación constituye la síntesis más actualizada de nuestros recursos mineros, describe los modelos genéticos que explican los diversos tipos de mineralización y es el primer análisis de alcance nacional de esta magnitud que se ocupa integralmente de los procesos metalogénicos en nuestro territorio.

Un equipo de autores constituido por 180 expertos provenientes de todos los centros de investigación minera de nuestro país y liderado por el Dr. Eduardo Zappettini, sus colaboradoras la Dra. S. Segal y la Dra. M. Godeas y un Comité Científico integrado por la Dra. M. K. de Brodtkorb y el Dr. I. Schalamuk, ha trabajado arduamente durante tres años para alcanzar este logro que, sin dudas, será muy bien recibido y tendrá un impacto positivo en la comunidad minera y geocientífica argentina. No es ésta la primera síntesis que se efectúa sobre el conocimiento de nuestros recursos mineros; sin embargo han pasado ya varios años de la obra pionera del Ing. Angelelli y otras que le sucedieron. Por otra parte, en los últimos años se ha producido un enorme volumen de información que se ha incorporado a esta edición. Con sus 254 contribuciones, que incluyen la descripción de 1.350 yacimientos y distritos, una base de datos con más de 4.000 registros y un novedoso mapa metalogenético anexo, el Servicio Geológico efectúa en esta ocasión una calificada contribución a la oferta de información especializada para la exploración minera y un aporte significativo al conocimiento científico de los procesos que contribuyen a la metalogénesis regional.

La presente edición de los *Recursos Minerales de la República Argentina* es consecuencia directa de la promulgación en 1993 de la Ley de Reordenamiento Minero que en su capítulo inicial De las Cartas Geológicas, declara de interés público el conocimiento geológico y temático del Territorio Nacional. Esa ley creó la Comisión de la Carta Geológica, órgano experto y representativo de la comunidad geológica y minera nacional. En su seno se analizaron, discutieron y acordaron las líneas directrices del Programa Nacional de Cartas Geológicas y Temáticas y obras de síntesis como ésta y otras en proceso de edición.

La realización de esta publicación ha sido posible gracias a la disponibilidad de recursos humanos y económicos con que ha contado el Servicio Geológico en los últimos años. Ello fue parte del proceso de jerarquización y priorización de las actividades geológicas dispuesto por el Gobierno Nacional en el marco de la política minera implementada a partir de 1992.

El Servicio Geológico se encuentra decididamente comprometido en continuar la generación, análisis y difusión de información geológico-minera, en el convencimiento que esta producción es un insumo indispensable para lograr el desarrollo minero. Para mantener su competitividad, el Estado debe sostener estas actividades como parte de sus políticas de promoción hacia las inversiones de riesgo como son las mineras. Hoy, en vísperas de un importante cambio en la Administración Nacional, espero que estas políticas puedan sostenerse en el tiempo.

ROBERTO F. N. PAGE
Director
Instituto de Geología y Recursos Minerales
Servicio Geológico Minero Argentino
Buenos Aires, 9 de diciembre de 1999

PRÓLOGO

El Servicio Geológico Minero Argentino, a través del Instituto de Geología y Recursos Minerales, ha decidido la publicación de un volumen especial sobre los Recursos Minerales de la República Argentina. Esta obra cubre una necesidad de la comunidad minera y geológica, ya que compendia y actualiza en una sola edición datos que, hasta el momento, se hallaban dispersos en publicaciones hoy agotadas y en informes inéditos, a veces inaccesibles para el lector, e incluye los considerables avances que se han realizado en esta temática como consecuencia del extraordinario incremento de la actividad minera en el último quinquenio.

Las diversas publicaciones de síntesis que precedieron a ésta, surgieron como respuesta a una necesidad de la comunidad y en particulares circunstancias de la historia argentina. Las obras pioneras aparecieron entre 1869 y 1921, y fueron realizadas por Rickard, Hoskold, Hermitte, Stappenbeck y Beder. A éstas, siguieron las diversas publicaciones debidas a la tesonera y erudita labor del Ingeniero Victorio Angelelli, quien, a partir de 1941 y hasta 1984 asumió la ingente tarea de actualizar, compendiar y sintetizar el conocimiento de los recursos minerales de nuestro país. En 1941, como consecuencia del acrecentamiento en la demanda de sustancias minerales durante la segunda guerra mundial, publicó *"Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas"*, editado por la entonces Dirección de Minas y Geología. De 1950 es su trabajo *"Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos"*, surgido en el marco de una intensificación de los estudios y exploración de los yacimientos, consecuente con un proceso de industrialización del país, y publicado por el Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. En 1962, en circunstancias de un nuevo contexto internacional y etapa de industrialización, el Consejo Federal de Inversiones de la República Argentina le encargó un compendio actualizado del conocimiento minero del territorio, que es editado como *"Recursos Minerales"* en la serie Evaluación de los Recursos Naturales de la Argentina. En 1970, junto con otros destacados profesionales argentinos, realizó el *"Mapa Metalogenético de la República Argentina - Minerales metalíferos"*, vinculado con la realización del Mapa Metalogenético del Mundo. Finalmente en 1984 publicó la última obra que, casi a manera de síntesis, resume la labor intensiva que los diversos organismos estatales nacionales y provinciales realizaron en las dos décadas previas, luego del decidido impulso a la prospección y exploración minera que significó la realización de los planes regionales, así como la desarrollada en el ámbito privado: *"Los Yacimientos metalíferos de la República Argentina"*, publicado por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Esta apretada síntesis se completa con los anales que la Secretaría de Minería dedicó a *"Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación"* de las regiones Patagonia-Comahue (1976), Centro-Cuyo (1980) y NOA (1983), realizados por profesionales de la cátedra de Geología de Yacimientos de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad de La Plata, participando en los dos primeros el Ingeniero Angelelli.

Todas las publicaciones antes enumeradas cumplieron en cada época con su objetivo y fueron fuente de información a lo largo de décadas de actividad geológica y minera. Es innecesario entonces, explicar por qué el presente libro está dedicado a la memoria de Victorio Angelelli.

Esta obra constituye, en el contexto antes indicado, una etapa más en la síntesis del conocimiento de los recursos minerales del país y se edita a 16 años de los últimos compendios publicados. En este lapso la utilización de nuevas técnicas de estudio, tales como la geoquímica multielemento y la geofísica aérea, jugaron un papel importante en la exploración, del mismo modo que la aplicación del concepto de modelos de depósitos. Nuevos datos radimétricos e isotópicos permitieron un mejor conocimiento de las mineralizaciones y de su vinculación con la evolución tectonoestratigráfica del territorio.

Con el fin de asegurar la mejor calidad de esta edición, y en vista del espectacular incremento en el número de investigaciones y publicaciones dedicados a la temática geológico-minera y metalogenética, se convocó a profesionales de la geología y la minería, para que redactaran los diversos capítulos que la componen. Merece aquí resaltarse la respuesta favorable de más de doscientos de ellos a la invitación para escribir en los temas de su especialidad, en uno de los periodos más activos de la industria minera. Inevitablemente, como en todo campo de la investigación, hay interpretaciones que no están exentas de controversia y cabe más de una explicación para diversos procesos geológicos y metalogenéticos. No ha sido el objetivo aquí resolverlos o establecer un criterio uniforme, sino que se ha respetado en cada caso la opinión de los diversos autores.

Para la presentación de la información se ordenaron los trabajos de acuerdo con el marco geotectónico y metalogenético al que se relacionan los yacimientos y distritos descriptos. Los depósitos originados por alteración o meteorización fueron ubicados en relación con la unidad geológica a la que están vinculados. Se destacan así las principales épocas de mineraliza-

ción y los modelos a los que los depósitos pueden adscribirse, brindándose elementos adicionales de juicio para destacar el potencial minero de los diversos terrenos geológicos involucrados y brindar guías para orientar la exploración. En general, de acuerdo con lo solicitado por el Editor, los autores describieron en las diversas contribuciones yacimientos individuales o conjuntos de yacimientos de similar génesis y edad, aunque hay casos en que este criterio no fue seguido estrictamente. Por ello, a los fines del ordenamiento del libro, se han tenido en cuenta la edad y modelo genético principal, que describe el mayor número de ocurrencias involucrado en cada caso.

La estructura general de la obra comprende una primera parte de contribuciones de orden general, tanto en el orden histórico como geotectónico y metalogenético, una segunda en la que se describen los yacimientos y distritos siguiendo el ordenamiento antes indicado, y una tercera en la que se sintetizan, bajo la forma de fichas, datos de más de 4.000 depósitos y manifestaciones minerales. Acompaña a los dos volúmenes un mapa metalogenético de la República Argentina, a escala 1:2.500.000, preparado por el IGRM y editado en el marco del Proyecto de Asistencia al Sector Minero Argentino, con financiamiento del Banco Mundial. Se ha querido así lograr un equilibrio entre el concepto de recurso, que involucra a toda acumulación de mineral de interés económico evaluada, y el concepto menos restrictivo, útil a los fines de la investigación metalogenética y de la prospección y exploración de yacimientos e indicios, que incluye aquellas mineralizaciones sin interés económico o no adecuadamente ponderadas.

El conjunto de trabajos que integra este libro pretende presentar un panorama adecuado del potencial geológico-minero de nuestro país, a partir de la descripción de los yacimientos y distritos más significativos así como de los modelos y procesos que explican su formación y permiten su clasificación ordenada, y no es, por lo tanto, exhaustivo.

Para facilitar la localización de datos de yacimientos siguiendo otras sistemáticas, se han incluido índices alfabéticos de los depósitos y distritos mineros, agrupados por sustancia y por provincia. Asimismo se agrega un índice de autores.

Al decidirse la preparación de este compendio, en 1997, se resolvió incluir los minerales metalíferos e industriales, excluyendo los áridos naturales y de trituración, así como las rocas ornamentales, estas últimas objeto de otro trabajo de síntesis y promoción.

Con el fin de asegurar la máxima homogeneidad posible de la obra, se ajustó el ordenamiento de la información en cada contribución individual a un índice interno similar. En vista de las dimensiones del conjunto, fue inevitable tener que sintetizar secciones de algunas de ellas, así como eliminar ciertas figuras y tablas de los trabajos originales, por lo que el Editor espera contar con la comprensión de los autores. En contados casos e involuntariamente se suscitó que hubo más de una contribución sobre una misma temática por lo que, con anuencia de los autores involucrados, se fusionaron los trabajos, habiéndose seguido en estos casos, a criterio de la Comisión Científica Asesora un estricto orden alfabético para la enumeración de los autores. En contados casos no se pudo recurrir a especialistas para la descripción de determinados yacimientos o distritos, por lo que algunos de los miembros responsables de este libro, realizaron las síntesis a partir de la información disponible, en cuyo caso se espera que los lectores se refieran a las publicaciones o informes originales, a los fines de cualquier cita.

Se homogeneizó en lo posible la terminología y el marco de referencia geológico, aun cuando no ha podido salvarse en algunos casos la aplicación dispar de términos, nombres formacionales, edades y clasificaciones por parte de los autores, quedando bajo su responsabilidad las opiniones y conclusiones vertidas en los trabajos. Se han tratado de unificar los criterios para realizar las citas bibliográficas en la etapa de edición, y en algunos contados casos se han agregado referencias omitidas en el texto pero consideradas de utilidad para los lectores. Del mismo modo se optó por no traducir palabras en lengua extranjera, pero de uso común o específico, las que fueron indicadas en bastardilla.

Es de esperar que esta obra, como las que la antecedieron, se convierta en referencia útil en las diversas etapas del quehacer geológico-minero y aún en el ámbito académico, en vistas del cambio de milenio y del nacimiento en Argentina de una industria minera de trascendencia internacional que, con la aparición de este libro, se pretende celebrar. El Editor confía así interpretar la motivación de los autores de los trabajos, de las Coordinadoras Temáticas y de la Comisión Científica Asesora, que dedicaron su tiempo y conocimiento para la consecución de esta obra y sin cuya participación el emprendimiento no habría sido posible.

Eduardo O. Zappettini
EDITOR
Noviembre de 1999

INDICE

VOLUMEN I

SECCIÓN I: TRABAJOS GENERALES

CAPÍTULO I. LA MINERÍA EN ARGENTINA

Historia del desarrollo minero argentino
V. Méndez 5

CAPÍTULO II. GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS

Ciclos orogénicos y evolución tectónica
V. Ramos 29

Evolución geotectónica y metalogénesis de Argentina
E. O. Zappettini 51

Clasificación de depositos minerales de Argentina
E. O. Zappettini 75

El mapa metalogenético de la República Argentina
E. O. Zappettini, M. Godeas y S. J. Segal 105

Las áreas con alteración hidrotermal de Argentina
M. Koukharsky, M. Godeas y N. Pezzutti 107

SECCIÓN II. UNIDADES TECTONOESTRATIGRÁFICAS Y DEPÓSITOS MINERALES ASOCIADOS

CAPÍTULO I. EPISODIOS PRE-PAMPEANOS Y PAMPEANOS: Proterozoico-Infracámbrico

CUYANIA

PROTEROZOICO: Basamento metamórfico "grenvilliano"

DEPÓSITOS METAMÓRFICOS

Depósitos de grafito de Villa Unión, La Rioja
E. O. L. Lavandaio 155

Depósitos de granate de la sierra de Umango, La Rioja
M. Guerrero 163

PROTEROZOICO: Fajas ofiolíticas

DEPÓSITOS ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

Distrito cuprífero Salamanca, complejos Novillo Muerto y Los Gateados, Mendoza
E. A. Bjerg, L. M. Villar y E. I. Donnari 167

Magnesita de Cordillera Frontal, Mendoza
C. Fusari 173

RÍO DE LA PLATA

PROTEROZOICO: Basamento ígneo metamórfico y secuencias de margen pasivo

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y DE ALTERACIÓN

Recursos minerales de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires
E. Domínguez y I. B. Schalamuk *183*

PAMPIA

PROTEROZOICO: Basamento metamórfico "pre-pampeano"

DEPÓSITOS ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

Depósitos de cromitas de Córdoba
D. I. Mutti *193*

DEPÓSITOS SEDIMENTARIO-EXHALATIVOS Y VOLCANOGÉNICOS SUBMARINOS

Yacimientos de cobre-hierro y plomo-cinc relacionados a volcanismo submarino, Córdoba
D. I. Mutti y A. Di Marco *207*

Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis
M. K. de Brodtkorb y A. Ortiz Suarez *227*

El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina, Córdoba
S. Ametrano *233*

Los yacimientos de wolframio de la región de Sta. Rosa, Córdoba
C. J. Herrmann *241*

Los yacimientos de wolframio de la región de Ambul, Córdoba
C. J. Herrmann *247*

Distrito scheelítico Pampa de Olaen, Córdoba
M. T. Gamba *251*

Yacimientos de scheelita asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis
M. K. de Brodtkorb y A. Brodtkorb *257*

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS METAMORFIZADOS

Mármoles y otras rocas carbonáticas de Córdoba
J. Sfragula, D. Jerez y A. Bonalumi *271*

Yacimientos de calizas de San Luis
M. A. Beninato *297*

PROTEROZOICO: Basamento ígneo-metamórfico "pre-famatiniano"

DEPÓSITOS ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

Yacimientos de hierro y titanio Cerro Cascabel y Cerro Chico, Catamarca
I. B. Schalamuk *305*

Yacimiento de níquel, cobalto y cobre Las Águilas Este y Oeste, San Luis
E. A. Bjerg y J. C. Sabalúa *309*

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS METAMORFIZADOS

Yacimientos de caliza Peñas Azules, Tucumán
J. Avila, J. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata *317*

Calizas y dolomías de la sierra de Ancasti, Catamarca
E. O. Zappettini *319*

DEPÓSITOS METAMÓRFICOS

Sillimanita de Tacuil y Cordón Centenario, Salta
E. O. Zappettini *321*

DEPÓSITOS SEDIMENTARIO-EXHALATIVOS Y VOLCANOGÉNICOS SUBMARINOS

Yacimientos de wolframio asociados a metavulcanitas y metasedimentitas de San Luis
M. K. de Brodtkorb, R. Fernández y N. Pezzutti *323*

DEPÓSITOS VETIFORMES

Depósitos de antimonio de la quebrada de La Cébila, La Rioja
E. O. L. Lavandaio *337*

PROTEROZOICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR: Arco magmático

DEPÓSITOS PEGMATÍTICOS

Distrito pegmatítico El Quemado, Salta
M. Galliski *347*
Distrito pegmatítico Sierra Brava, La Rioja
M. Galliski *351*
Distrito pegmatítico Valle Fértil, San Juan
M. Galliski *353*
Mina Las Tapias y otras pegmatitas del distrito Altautina, Córdoba
M. Galliski *357*
Distrito pegmatítico Comechingones, Córdoba
M. Galliski *361*
Distrito pegmatítico Conlara, San Luis
M. Galliski *365*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A GRANITOIDES

Vetas de cobre de los distritos Capillas y Las Cuevas, Salta
E. O. Zappettini *369*

PATAGONIA

PROTEROZOICO: Basamento metamórfico

DEPÓSITOS SEDIMENTARIO-EXHALATIVOS

El distrito polimetálico Gonzalito, Río Negro
E. Aragón, L. H. Dalla Salda, M. López de Luchi, A. Benialgo y C. D. Pezzotti *373*

CAPITULO II. EPISODIOS FAMATINIANOS: Cámbrico medio-Carbonífero

PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

CÁMBRICO-SILÚRICO: Arco magmático “famatiniano”

DEPÓSITOS PEGMATÍTICOS

Distritos pegmatíticos de Ambato y Quilmes, Catamarca y Tucumán
M. Galliski *389*

Distrito pegmatítico Ancasti, Catamarca
M. Galliski *393*
Pegmatitas andalucíticas de Mazán, La Rioja
I. B. Schalamuk y A. Ramis *397*
Distrito pegmatítico Alta Gracia, Córdoba
M. Galliski *401*
Distrito pegmatítico La Estanzuela, San Luis
M. Galliski *405*
Distrito pegmatítico Totoral, San Luis
M. Galliski *411*

DEPÓSITOS METASOMÁTICOS

Yacimientos de wollastonita de Córdoba
A. M. Cabanillas y D. G. Jeréz *415*

DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Manifestaciones auroargentíferas en las Cumbres Calchaquíes, Tucumán
J. Avila, J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata *419*
Depósitos sericítico-pirofilíticos de las quebradas Chuschín y del Cosme, La Rioja
I. B. Schalamuk y M. V. Curci *425*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A GRANITOIDES

Manifestación Agua de los Pájaros, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca
J. A. Burgos *429*
Yacimientos de wolframio de Angulos, Ramblones y Faltriquera, La Rioja
F. G. Sardi *431*
Distrito wolframífero sierra de Sañogasta, La Rioja
H. Echeveste *437*
El distrito minero La Bismutina, Córdoba
R. R. Fernández *443*

ORDOVÍCICO: Magmatismo básico-ultrabásico

DEPÓSITOS ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

Mineralizaciones de cobre, níquel, cobalto y cromo en la sierra de Fiambalá, Catamarca
L. M. Villar y S. J. Segal *451*

ORDOVÍCICO: Secuencias de plataforma de margen pasivo

DEPÓSITOS SEDIMENTARIO-EXHALATIVOS

Los yacimientos sedex de plomo y cinc en la Sierra de Aguilar, Jujuy
R. J. Sureda *459*
El yacimiento de sulfuros masivos La Colorada, Salta
C. S. Lurgo Mayón, S. J. Segal y E. O. Zappettini *487*

DEPÓSITOS VETIFORMES

Distrito polimetálico Pumahuasi, Jujuy
S. J. Segal, M. C. Godeas, N . Pezzutti y E. O. Zappettini *493*
Depósitos de baritina de Cordillera Oriental, Salta
A. L. Castillo *499*

ORDOVÍCICO: Secuencias de talud

DEPÓSITOS VETIFORMES

Los depósitos auríferos vetiformes de la sierra de Rinconada, Jujuy
E. O. Zappettini, S. J. Segal *507*
Mina Incahuasi, Catamarca
O. E. González *515*

ORDOVÍCICO: Secuencias volcanoclásticas de intraarco

DEPÓSITOS VOLCANOGÉNICOS SUBMARINOS

Geología y metalogénesis de la sierra de Calalaste, tramo central, Catamarca
F. Hongn, R. Seggiaro, J. A. Guillou, M. C. Godeas, S. J. Segal y N. Pezzutti *523*

SILÚRICO: depósitos sinorogénicos de cuenca de antepaís

DEPÓSITOS ASOCIADOS A SEDIMENTOS

La cuenca ferrífera del norte argentino, Jujuy y Salta
M. A. Boso y C. R. Monaldi *529*

DEVÓNICO-CARBONÍFERO: Granitoides post-colisionales

DEPÓSITOS PEGMATÍTICOS

Distrito pegmatítico Punilla, Córdoba
M. Galliski *547*
Manifestaciones albíticas de Córdoba
A. Bonalumi, J. Sfragula y O. Cortona *551*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A GRANITOIDES

Distrito aurífero Culampajá, Catamarca
J. Ávila, J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata *557*
Metalogénesis de wolframio y estaño de Catamarca
J. Ávila, J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata *563*
Metalogénesis de estaño y wolframio de la sierra de Mazán, La Rioja
J. Ávila, J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata *575*
El distrito wolframífero Cerro Aspero, Córdoba
M. K. de Brodtkorb *581*
Los yacimientos de wolframio de Agua de Ramón, Córdoba
S. M. Tourn *585*
Yacimientos de wolframio vetiforme de San Luis
R. Etcheverry y M. K. de Brodtkorb *591*
Manifestación las Termas, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca
J. A. Burgos *601*
Yacimiento San Sebastián, distrito uranífero Sañogasta-Cuesta de Miranda, La Rioja
R. Blasón *609*
Yacimiento Schlagintweit, distrito uranífero Batolito de Achala, Córdoba
R. Blasón *613*
Yacimiento La Estela, distrito uranífero Comechingones, San Luis
R. Blasón *621*

DEPÓSITOS VETIFORMES

Los distritos seleníferos de La Rioja
M. K. de Brodtkorb 625
El yacimiento de níquel y uranio San Santiago, La Rioja
M. K. de Brodtkorb 631
El yacimiento cobalto-aurífero King Tut, La Rioja
I. B. Schalamuk y M. K. de Brodtkorb 633
Yacimientos auríferos en Sierras de las Minas y Ulapes, La Rioja
O. Cravero 637
Los depósitos auríferos de Candelaria y San Ignacio, Córdoba
R. C. Miró 647
Depósitos de fluorita del Distrito El Alto, Catamarca
E. O. Zappettini 655
Distrito polimetálico Alto de la Mina, Catamarca
J.Avila, J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata 657
Distrito polimetálico El Guaico, Córdoba
J. C. Candiani y R. J. Sureda 661
Yacimientos de plomo-plata de los distritos Alta Gracia y Piedra Blanca, Córdoba
D. I. Mutti y A. Di Marco 671
Los depósitos de plomo-cinc del distrito Las Aguadas, San Luis
J. H. Ulacco 675
Yacimientos de woframio en la zona de cizalla Río Guzmán, San Luis
M. K. de Brodtkorb, R. Fernández, N. Pezzutti y J. Fernandez Tasende 685

CUYANIA - CHILENIA

CÁMBRICO-ORDOVÍCICO: Secuencias de margen pasivo

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Distrito La Helvecia (plomo-cinc y bario), La Rioja
A. Brodtkorb y M. K. de Brodtkorb 691
Yacimientos de calizas y dolomías de la Precordillera, San Juan y Mendoza
C. J. Herrmann y E. Menoyo 697

ORDOVÍCICO: Fajas ofiolíticas

DEPÓSITOS METASOMÁTICOS

Yacimientos de talco de Mendoza
J. A. Fallet y E. Zanoni 715

DEPÓSITOS VOLCANOGÉNICOS SUBMARINOS

El yacimiento polimetálico Santa Elena, San Juan
E. O. Zappettini, M. K. de Brodtkorb y N. Pezzutti 721

ORDOVÍCICO-SILÚRICO: Secuencias de talud

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

El yacimiento de arcilla Talacasto, San Juan
J. C. Perucca 727

El distrito barítico de Canota, Mendoza
R. O. Etcheverry y M. K. de Brodtkorb *729*

DEPÓSITOS RESIDUALES Y DE ALTERACIÓN

Sulfatos de aluminio, magnesio y hierro, San Juan
A. L. Cardinali *733*

ORDOVÍCICO-DEVÓNICO: Arco magmático

DEPÓSITOS RESIDUALES Y DE ALTERACIÓN

Distrito uranífero Cacheuta, Mendoza
L. E. Lardone *739*
Distrito uranífero Papagayos, Mendoza
L. E. Lardone *741*

PATAGONIA

SILÚRICO: Secuencias de margen pasivo

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro
J. C. M. Zanettini *745*

CAPÍTULO III. EPISODIOS GONDWÁNICOS: Carbonífero superior - Jurásico Inferior

CARBONÍFERO-PÉRMICO: Cuencas de retroarco

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Yacimiento Los Mogotes Colorados, distrito uranífero Los Colorados, La Rioja
A. Belluco, D. César, J. Noriega y J. Bragantini *767*
Distrito uranífero Guandacol-Jáchal, La Rioja y San Juan
A. Valdiviezo y V. R. Aldana *773*
El yacimiento uranífero Médano Rico, San Juan
G. E. Rojas *781*

PÉRMICO-TRIÁSICO: Arco magmático

DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO

Manifestación de pórfiro cuprífero Carrizal, San Juan
N. A. Rubinstein *785*
El pórfiro cuprífero Yalguaraz, Mendoza
J. Madrid y W. C. Williams *789*
El pórfiro cuprífero San Jorge, Mendoza
W. C. Williams y J. Madrid *797*
El yacimiento de porfíro cuprífero La Voluntad, Neuquén
M. Garrido y E. Domínguez *809*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A GRANITOIDES

Manifestación uranífera Carrizal, San Juan
N. A. Rubinstein y O. Morello *819*

Distrito minero Tocota, San Juan
A. F. Wetten *821*
Yacimiento de wolframio Josefina, Mendoza
R. Etcheverry *829*

CHIMENEAS DE BRECHA

El yacimiento polimetálico San Francisco de los Andes, San Juan
L. Malvicini *835*

DEPÓSITOS RESIDUALES Y DE ALTERACIÓN

Vermiculita de mina Don Alberto, Mendoza
C. Fusari *839*

PÉRMICO-TRIÁSICO (-JURÁSICO): Plateau riolítico y granitoides post-colisionales

DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO

Las mineralizaciones cupro-molibdeníferas del Bajo de la Leona, Santa Cruz
M. Márquez y M. C. Godeas *845*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A GRANITOIDES

El yacimiento de wolframio San Martín, Río Negro
M. C. Gómez y G. Alliota *851*

DEPÓSITOS METASOMÁTICOS, EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Distrito polimetálico Castaño Viejo, San Juan
R. Cardó *857*
Mineralizacionese metalíferas en la Sierra de la Huerta, San Juan
R. Cardó y B. Castro de Machuca *865*
El yacimiento polimetálico Río Diamante, Mendoza
F. W. Carpio *877*
Yacimientos de fluorita del Bloque de San Rafael, Mendoza
H. S. Mallimacci *881*
Mineralización aurífera en el distrito Los Menucos, Río Negro
S. Franco, N. Puente, C. Varela e I. Gemuts *893*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

Yacimiento Doctor Baulíes y otros depósitos del distrito uranífero Sierra Pintada, Mendoza
J. Salvarredi *895*

PÉRMICO-TRIÁSICO: Cuencas intracratónicas (rift)

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Manifestación Quebrada El León, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca
J. A. Burgos *909*
Arcillas refractarias del distrito Patquía-Amaná, La Rioja
I. B. Schalamuk y M. C. Cábana *915*
Bentonitas de la región precordillerana de San Juan y Mendoza
I. B. Schalamuk y M. C. Cábana *921*

DEPÓSITOS VETIFORMES

Yacimiento uranífero San Roque, La Rioja
V. R. Aldana *929*

VOLUMEN II

CAPÍTULO IV. EPISODIOS MESOZOICOS

ANTOFALLA - PAMPIA - CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

JURÁSICO: Basaltos tholeiíticos de intraplaca

DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

Yacimientos de amatistas y ágatas ornamentales de Misiones
A. Brodtkorb *937*

DEPÓSITOS RESIDUALES, DE ALTERACIÓN Y METEORIZACIÓN

Los depósitos ferríferos lateríticos de Misiones
C. Lurgo Mayón *941*

JURÁSICO-CRETÁCICO: Cuencas intracratónicas

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

El yacimiento de cobre Martín Bronce, Jujuy
J. C. Avila *947*

Mineralización cuprífera del área Juramento, Salta
M. A. Peral y P. J. Wormald *951*

Distrito uranífero Tonco-Amblayo, Salta
H. I. Romano *959*

JURÁSICO-CRETÁCICO: Granitoides tipo S

DEPÓSITOS ASOCIADOS A GRANITOIDES

Yacimientos de wolframio de la sierra de Tusaquillas, Jujuy
E. O. Zappettini *973*

JURÁSICO-CRETÁCICO: Granitoides tipo I y magmatismo alcalino

DEPÓSITOS CARBONATÍTICOS Y VETAS ASOCIADAS

Depósitos de tierras raras y torio de la Puna y Cordillera Oriental, Jujuy y Salta
E. O. Zappettini *979*

El yacimiento de tierras raras, torio y uranio Rodeo de los Molles, San Luis
R. Lira, N. A. Viñas, E. Ripley y M. Barbieri *987*

DEPÓSITOS VETIFORMES

Depósitos polimetálicos ricos en níquel, cobalto y arsénico de la Cordillera Oriental, Jujuy y Salta
C. S. Lurgo Mayón *999*

CRETÁCICO-PALEOCENO: Magmatismo extensional alcalino en ambiente cratónico

DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Los distritos de manganeso de Córdoba y Santiago del Estero
M. K. de Brodtkorb y R. Miró *1007*

Fluorita de las Sierras Pampeanas de Córdoba
A. Bonalumi, J. Sfragulla y D. Jeréz *1014*

CHILENIA - PATAGONIA

JURÁSICO: Arco magmático

DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

Cobre volcanogénico de la Formación Tordillo, Mendoza
J. C. M. Zanettini y R. Centeno *1023*

DEPÓSITOS VOLCANOGÉNICOS SUBMARINOS

Depósitos polimetálicos (tipo VMS) en la Cordillera fueguina, Tierra del Fuego
S. Ametrano, R. O. Etcheverry, H. Echeveste, M. Godeas y M. Zubia *1029*

JURÁSICO: Secuencias de SAG I

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Geología de los depósitos de baritina, celestina, yeso y halita de la Cuenca Neuquina, Neuquén y Mendoza
M. K. de Brodtkorb, R. de Barrio, M. del Blanco y R. O. Etcheverry *1041*
El depósito de baritina Arroyo Nuevo, Neuquén
M. K. de Brodtkorb y J. C. Danieli *1047*
Depósitos de baritina y celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén
M. K. de Brodtkorb, J. C. Danieli y A. M. Casé *1051*
Depósitos de baritina y celestina relacionados a las Formaciones La Manga y Auquilco, Neuquén
M. A. Del Blanco y M. Barbieri *1057*
Distrito uranífero Rahue-co, Chos Malal, Neuquén
G. E. Rojas *1071*
Distrito uranífero Barda Negra, Neuquén
G. E. Rojas *1073*

JURÁSICO-CRETÁCICO: Cuenca de retroarco

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza y Neuquén
M. Balod *1077*
Cuenca potásica huitriniana, Neuquén
N. A. Gabriele *1083*
Depósitos de yeso y halita jurásico-cretácicos, Mendoza y Neuquén
R. O. Etcheverry *1091*
Los depósitos de celestina (-baritina) relacionados a la Formación Huitrín, Neuquén y Mendoza
R. E. De Barrio *1095*
Arcillas rojas del Grupo Neuquén, Neuquén
G. Pettinari, A. Giusano y D. Ludueña *1103*
Bentonitas de la cuenca neuquina de Río Negro, Neuquén y La Pampa
J. M. Vallés e A. Impiccini *1113*

Depósito de azufre biogénico Los Petisos, Mendoza
M. Carotti *1127*
Manifestaciones de azufre biogénico en Neuquén
N. A. Gabriele *1131*
Distrito uranífero Pampa Amarilla, Mendoza
G. E. Rojas *1135*
Distrito uranífero Ranquil Có, Mendoza
G. E. Rojas *1141*
Distrito uranífero Los Chihuidos-Las Cárceles, Neuquén
G. E. Rojas *1143*
Mina San Romeleo, Mendoza
R. Centeno y C. Fusari *1147*
Las areniscas cupríferas del Neuquén
W.A. Lyons *1149*

JURÁSICO-CRETÁCICO: Secuencias volcanoclásticas y volcánicas de rift II

DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Lote 15, Manifestación epitermal en Estancia Pepita, Chubut
M. Lanfranchini y R.O. Etcheverry *1161*
Los sistemas hidrotermales del distrito Los Manantiales, Chubut
M. J. Márquez *1167*
Provincia auroargentífera del Deseado, Santa Cruz
I. B. Schalamuk, R. E. de Barrio, M. Zubia, A.Genini y H. Echeveste *1177*
Yacimiento Cerro Vanguardia, Santa Cruz
M. Zubia , A. D. Genini e I. B. Schalamuk *1189*
Mineralizaciones auroargentíferas en el área La Josefina
I. B. Schalamuk, M. A. Del Blanco, R. de Barrio, R. R. Fernández, R. Etcheverry, H. J. Echeveste, M. Tessone y D. Marchionni *1203*
Prospecto Manantial Espejo, Santa Cruz
I. B. Schalamuk, H. Echeveste, R. Etcheverry y S. Ametrano *1211*
Mineralización epitermal El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, Santa Cruz
L. E. Echavarría y R. O. Etcheverry *1219*
Mineralizaciones epitermales en el área de La Manchuria, Santa Cruz
M. Tessone *1225*
Depósitos epitermales cuarzo-auríferos de Laguna Guadalosa, Santa Cruz
R. E. de Barrio *1231*
Prospecto polimetálico Río Pinturas, Santa Cruz
A. D. Genini *1235*
Yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut
G. Alliota *1239*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

Manifestación cuprífera Condorcanqui
N. Pezzutti y A. Genini *1249*

CRETÁCICO: Secuencias continentales epiclásticas, piroclásticas y químicas marinas de SAG

DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

Distrito uranífero Laguna Colorada, Chubut
A. Fuente y M. R. Gayone *1253*

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Distrito uranífero Pichiñán: Los Adobes, Cerro Cóndor y Cerro Solo, Chubut
A. Fuente y M. R. Gayone *1255*
Distrito uranífero Sierra Cuadrada, Escalante, Chubut
A. Fuente y M. R. Gayone *1261*
Los recursos de caolín de Chubut y Santa Cruz
E. Domínguez y F. Cravero *1265*

DEPÓSITOS RESIDUALES Y DE ALTERACIÓN

El yacimiento uranífero Chacay-Curá, Chubut
A. Fuente y M. R. Gayone *1273*

CRETÁCICO: Arco magmático

DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO

Pórfiro cuprífero Campana Mahuida, Neuquén
M. R. Chabert y J. C. M. Zanettini *1279*
Prospecto de cobre-molibdeno Cerro Coihue, Chubut
A. D. Genini *1289*

DEPÓSITOS METASOMÁTICOS

Las manifestaciones de hierro en *skarns* de Campana Mahuida, Neuquén
M. Franchini *1291*
Potencial aurífero de los *skarns* ubicados entre los arroyos Cajón Grande y Cajón del Medio, Neuquén
M. Franchini *1295*

DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Las mineralizaciones hidrotermales de la región del Lago Fontana, Chubut
M. J. Márquez *1299*
Distrito polimetálico Río Oro, Santa Cruz
A. D. Genini *1303*

CAPÍTULO V. EPISODIOS ÁNDICOS

EPISODIOS PALEÓGENOS

EOCENO-OLIGOCENO: Arco magmático

DEPÓSITOS METASOMÁTICOS

El *skarn* de hierro de Acay, Salta
L. Malvicini *1313*

Las manifestaciones de hierro en *skarns* del cerro Caicayén, Neuquén
M. Franchini y L. Malvicini *1317*

DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO

El pórfiro cuprífero Taca-Taca Bajo, Salta
N. Rojas, J. Drobe, R. Lane y D. Bonafede *1321*
El pórfiro cuprífero Taca-Taca Alto, Salta
N. Rubinstein, S. J. Segal y E. O. Zappettini *1333*
El pórfiro cuprífero con oro de la quebrada Del Bronce, Neuquén
A. M. Casé y L. Malvicini *1337*

DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Prospectos auríferos de Peñas Negras, La Rioja
O. Cravero *1343*
El distrito minero de Andacollo, Neuquén
J. C. Danieli, A. M. Casé y M. A. Deza *1349*
Las vetas auríferas del cerro Mayal, Neuquén
M. Franchini y L. Malvicini *1365*
El yacimiento polimetálico aurífero Huemules, Chubut
R. L. M. Viera y G. Hughes *1369*

PALEOCENO-PLIOCENO: Cuenca de retroarco

DEPÓSITOS ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Arcillas Terciarias de San Juan
J. C. Perucca *1379*
Depósitos de bentonitas terciarias de Zapala y Añelo, Neuquén
J. M. Vallés y A. Impiccini *1385*
Diatomitas del distrito de Ingeniero Jacobacci, Río Negro
R. A. Caba y M. R. Dalponte *1391*

CRETÁCICO-PLIOCENO: Secuencias de margen pasivo

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS

Calizas y dolomías del Departamento Valcheta, Río Negro
P. Espejo *1407*
Depósitos de tufa de Chubut
N. Cabaleri, M. Ubaldón y B. Mateos *1421*

EPISODIOS NEÓGENOS

MIOCENO-PLIOCENO: Arco magmático

DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO

El pórfiro cuprífero Inca Viejo, Salta
M. R. Chabert *1429*
El Grupo Farallón Negro: evolución magmática, hidrotermal y tectónica e implicancias para la metalogenia de cobre-oro en el retroarco andino, Catamarca
A. Sasso y A. Clark *1437*

Mina Bajo de la Alumbrera, Catamarca
J. A. Angera *1451*
Bajo El Durazno, Catamarca
M. C. Alderete *1463*
Prospecto Minero Las Pampitas, Catamarca
M. C. Alderete *1467*
Bajo de San Lucas, Catamarca
M. C. Alderete *1471*
Bajo de Agua Tapada, Catamarca
M. C. Alderete *1475*
El pórfiro cupro-molibdenífero Agua Rica y las manifestaciones epitermales asociadas, Catamarca
R. Roco y M. Koukharsky *1479*
El pórfiro cuprífero Filo Colorado, Catamarca
J. Guillou *1493*
Depósitos de molibdeno y cobre diseminados de la Sierra de Famatina, La Rioja
C. Lurgo Mayón *1495*
El pórfiro cuprífero El Pachón, San Juan
Pachón Minera S.A. *1507*
El pórfiro cuprífero Paramillos Sur, Mendoza
R. R. Romani *1513*

DEPÓSITOS METASOMÁTICOS

Distritos auríferos de Gualilán y Gualcamayo, San Juan
A. M. V. Logan *1525*
Manifestaciones metálicas asociadas a *skarns* del suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén
M. B. Franchini y K. M. Dawson *1535*
El yacimiento ferrífero Hierro Indio, Mendoza
J. C. M. Zanettini *1547*
Yacimiento de cobre Las Choicas, Mendoza
R. Centeno y J. Fallet *1553*

DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Potencialidad minera de sistemas megacaldéricos miocenos en Puna norte, Jujuy
B. L. Coira *1557*
Complejos de domos volcánicos del Mioceno medio de Puna norte. Un modelo geológico y metalogenético para yacimientos epitermales de metales base ricos en plata (estaño), Jujuy
P. J. Caffe y B. L. Coira *1569*
El Grupo Minero Pan de Azúcar, Jujuy
S. J. Segal y P. J. Caffe *1579*
Mina Pirquitas, Jujuy
W. Chayle *1593*
Mina de Providencia, Jujuy
S. J. Segal *1599*
Mineralizaciones polimetálicas de los distritos El Queva, La Poma-Incachule y Concordia, Salta
E. O. Zappettini *1603*

Azufre volcanogénico de la Puna, Jujuy, Salta y Catamarca
C. Lurgo Mayón *1613*
Distrito minero La Hoyada, Catamarca
H. I. Ricci, H. Valladares Carrillo, N. Pezzutti, M. Godeas y S. Segal *1627*
Distrito Farallón Negro-Alto la Blenda, Catamarca
M. C. Alderete *1637*
El yacimiento Capillitas, Catamarca
M. F. Márquez-Zavalía *1643*
Distrito aurífero de Cerro Atajo, Catamarca
E. Peralta *1653*
Yacimientos de cobre y oro de la sierra de Famatina, La Rioja
M. K. de Brodtkorb y I. B. Schalamuk *1659*
Distrito argentífero Cerro Negro, La Rioja
I. B. Schalamuk y A. M. V. Logan *1665*
El depósito epitermal aurífero Veladero, San Juan
J. Jones, R. D. Martínez, A. O. Vitaller, I. Chávez, M. M. Carrizo, M. G. La Motte y S. E. Riveros *1673*
Manifestaciones de azufre del cerro Jagüelito, San Juan
C. S. Lurgo Mayón *1685*
Depósitos auríferos de baja sulfuración en el distrito La Carolina, San Luis
C. S. Lurgo Mayón *1687*
Los yacimientos de ónice calcáreo (ónix) de San Luis
H. L. Lacreu *1695*
Distrito polimetálico Mendoza Norte, Mendoza
E. Lavandaio y C. Fusari *1705*
El yacimiento auroargentífero La Negrita, Mendoza
C. Fusari *1717*
Los depósitos de plomo cinc de los cerros de las Minas y Puchenque, Mendoza
J. C. M. Zanettini y G. R. Santamaría *1723*
Distrito de manganeso Agua Escondida, Mendoza
A. Brodtkorb *1731*
Area aurífera La Porteña, Mendoza
H. G. L. Bassi *1737*
El prospecto polimetálico Arroyo Correntoso, Santa Cruz
M. J. Márquez *1745*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

Los depósitos de perlita de Salta
E. Ramallo *1747*

MIOCENO-PLEISTOCENO: Magmatismo de retroarco

DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

El yacimiento de hierro Huantraico, Neuquén
E. O. Zappettini *1751*

(EOCENO)-OLIGOCENO-PLIOCENO: Cuenca de antepaís

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Yacimientos de caliza sedimentaria y calcita hidrotermal de Tucumán
J. Avila, J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata *1757*

Yacimientos de yeso de Tucumán
C. E. Gamundi y J. C. Martensen *1761*
Yacimientos de yeso de La Rioja
O. R. Marcos *1769*
Yacimiento Rodolfo, distrito uranífero Valle de Punilla, Córdoba
R. Blasón *1773*

MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO: Sedimentos sinorogénicos de la cuenca de retroarco

DEPÓSITOS ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Boratos terciarios de la Puna, Jujuy, Salta Catamarca
R. N. Alonso *1779*

EPISODIOS CUATERNARIOS

PLEISTOCENO-HOLOCENO: Arco magmático

DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN

Distrito minero La Borita, Catamarca
H. I. Ricci *1829*
Manifestaciones de azufre de la Cordillera Principal, Mendoza y Neuquén
C. S. Lurgo Mayón *1835*

PLEISTOCENO-HOLOCENO: Depósitos aluviales y coluviales

DEPÓSITOS DE PLACER Y SEDIMENTOS

Depósitos aluvionales auríferos de la Puna, Jujuy
E. O. Zappettini y S. J. Segal *1841*
Depósitos aluvionales estañíferos de la Puna, Jujuy
E. O. Zappettini *1845*
Zafiros aluvionales de la Puna, Jujuy
E. O. Zappettini *1847*
Aluviones auríferos del distrito Santa Victoria, Salta
P. Argañaraz y A. L. Castillo *1851*
Aluviones auríferos del Famatina, la Rioja
O. R. Marcos *1855*
Aluviones auríferos Mogote del río Blanco, La Rioja
O. R. Marcos *1863*
Depósitos aluvionales auríferos de San Luis
L. N. Castro *1867*
Yacimientos de arena silícea, San Luis
M. A. Beninato *1873*
Aluviones auríferos del río Neuquén, Neuquén
L. N. Castro *1875*

DEPÓSITOS RESIDUALES Y DE ALTERACIÓN

Depósito de ocre de Corral Amarillo, La Rioja
E. O. Zappettini *1883*

PLEISTOCENO-HOLOCENO: Depósitos aluvio-coluviales, litorales, eólicos

DEPÓSITOS ASOCIADOS A SEDIMENTOS

Depósitos de yeso de Piedras Blancas, Entre Ríos
I. B. Schalamuk, S. Romero y P. Moreira *1887*

DEPÓSITOS DE PLACER Y SEDIMENTOS

Arenas silíceas de Diamante, Entre Ríos
M. Arrospide *1893*
Arenas silíceas de Ibicuy, Entre Ríos
M. Arrospide *1897*
Arenas ferrotitaníferas y circoníferas del litoral de la provincia de Buenos Aires
M. C. Cábana y K. Mykietiuk *1899*

PLIOCENO-HOLOCENO: Evaporitas

DEPÓSITOS EVAPORÍTICOS Y LAGUNARES

Los salares de la Puna y sus recursos evaporíticos, Jujuy, Salta y Catamarca
R. N. Alonso *1907*
Depósitos de sulfato de sodio de Jujuy, Salta y Catamarca
R. A. Argañaraz *1923*
Yacimiento de salmuera de El Timbó, Tucumán
P. Bortolotti *1927*
Depósitos salinos de La Rioja
O. R. Marcos *1933*
Salina del Bebedero, San Luis
M. A. Beninato *1939*
Sulfatera General San Martín, Mendoza
F. W. Carpio *1943*
Salinas y sulfateras de la región pampeana, Buenos Aires y La Pampa
I. B. Schalamuk, M. del Blanco, D. Marchionni y S. Romero y M. C. Cábana *1947*
La Salina El Gualicho, Río Negro
A. Brodtkorb *1963*
Salinas Grande y Chica de Península Valdés, Chubut
A. Brodtkorb *1971*

SECCION III: INVENTARIO DE YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE MINERALES METALÍFEROS E INDUSTRIALES DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

R. Cardó, R. Carrizo, G. Cruz Zuloeta, M. Godeas, R. González (h), L. I. Korzeniewski, H. López, H. Mallimacci, L. Martínez, E. Ramallo, H. Valladares y M. Zubia *1979*

ÍNDICES ALFABÉTICOS (Volúmenes I y II)

ÍNDICE DE MINAS, GRUPOS Y DISTRITOS ..... *iii*
Índice general ..... *iii*
Índice por sustancia ..... *xiv*
Índice por provincia y sustancia ..... *xxvii*
ÍNDICE DE AUTORES ..... *xli*

SECCIÓN I

TRABAJOS GENERALES

CAPÍTULO I

LA MINERÍA EN ARGENTINA

Méndez, V., 1999. Historia del desarrollo minero argentino. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 5-25, Buenos Aires.



HISTORIA DEL DESARROLLO MINERO ARGENTINO

Vicente Méndez[1]

LA ACTIVIDAD MINERA PRIVADA

SÍNTESIS CRONOLÓGICA

LOS PRECURSORES

Hasta el siglo XIV las evidencias sobre la actividad minera precolombina son más bien escasas en lo que es a la fecha la República Argentina. Hay un territorio sin fronteras definidas con etnias cazadoras, esencialmente nómades, con mayor densidad de pobladores en la franja centro oriental hacia las barrancas del Atlántico, poseedora de una industria lítica desarrollada, representada por puntas de flechas, hachas y boleadoras, según los registros determinados en la Formación Chapadmalal. En la provincia de Buenos Aires se efectuaron descubrimientos en Ensenada, Luján y Esperanza, que mostraron fehacientemente la presencia de nuestros antepasados.

Los aborígenes de la región noroeste sometidos a las inclemencias climáticas y a las permanentes incursiones incaicas en pos de tributos dominiales, integraron las primeras comunidades organizadas con hábitos sedentarios y moradas localizadas en cavernas o en estrechos recintos semisubterráneos rodeados por construcciones de piedra pircada, habitáculos que fueron edificados en las partes elevadas y mesetiformes de los valles, en los sectores de más difícil acceso, constituyendo verdaderos fuertes denominados Pucará. A la par de su temperamento guerrero, se destacaron por ser los primeros agricultores y artesanos que realizaron numerosos trabajos de alfarería, pintura y metalurgia rudimentaria, particularmente la del cobre, metal con el que fabricaron cuchillos, hachas y diversos adornos (Rosa, 1967).

En el siglo XV, cuando se consolida la invasión europea sobre territorio americano, gran parte de las etnias aborígenes se encontraban divididas por guerras internas, hecho que facilitó el dominio español y portugués, particularmente en América del Sur, pasando aquellas a integrar la capa proletaria de la nueva sociedad instalada. En éste lapso y con posterioridad, los conquistadores se plantearon como prioridad la búsqueda y explotación de minerales de plata, metal de elevado valor que para esa época se constituyó en el patrón monetario. Hay datos ambiguos y fantasiosos sobre los acontecimientos históricos relacionados con la actividad minera. Gran parte de la información cursada por los conquistadores a las cortes de España y la documentación oficial manejada por las autoridades en América del Sur, especialmente la de los archivos provinciales se perdió como consecuencia de las guerras civiles y la negligencia de los funcionarios, Molina.

Sin embargo, numerosas crónicas hacen referencia al distrito minero de Famatina, por haber sido éste objeto de una intensa explotación, especulación económica y política. En épocas precolombinas los Diaguitas explotaron algunas vetas ricas en oro y plata, material que en carácter de tributo fue llevado por los Incas al Cuzco, capital del imperio. Ya en tiempos del dominio español gran parte de las riquezas acumuladas en oro y plata por los Incas en el Cuzco, fueron trasladadas a la gran fortaleza de San Felipe de Baraja en Colombia, para ser luego embarcadas a España.

En plena época de la conquista española y luego de la independencia de la República Argentina, en el distrito minero Famatina por ese entonces el más importante, se registraron los hechos siguientes:

[1] *Geólogo consultor.*

1591: Se conocieron las primeras referencias del Famatina como mina de oro y plata, siendo gobernador Juan Ramirez de Velazco.

1650: Llegaron al país las Misiones Jesuíticas, las que permanecieron hasta la disolución de la Orden en 1773, por el Papa Clemente XIV. Los Jesuitas explotaron Famatina y numerosas minas de oro y plata en distintas regiones del país, particularmente en Salta, Jujuy y Catamarca.

1821: Nicolás Davila acuña en La Rioja las primeras monedas, con plata procedente de Famatina, hecho que despertó celos de Facundo Quiroga.

1824: Se forma una sociedad entre Agüero, del Moral, Carreño y Villafañe para explotar las minas de plata y oro del Famatina. Información que llega a conocimiento de Bernardino Rivadavia a través de Salvador María del Carril.

1826: Presidencia de Rivadavia. Las minas del Famatina alcanzan notoriedad por la excesiva promoción y especulación, hecho que no guardaba relación con la realidad económica de las reservas minerales, las que se desconocían totalmente. La primer medida de Rivadavia entre otras fue la sanción de la Ley de la Consolidación de la Deuda que declaraba nacional el empréstito de Buenos Aires, y aumentaba sus garantías con todas las tierras y demás bienes inmuebles de las provincias que pasaban a ser propiedad nacional. Luego de reglamentada la Ley, Rivadavia le escribe a Hullet diciendo «las minas ya son propiedad nacional y están exclusivamente bajo la administración del Presidente de la República». Rivadavia era a su vez Presidente local de la «Río Plata Mines Association», a la que habian vendido por adelantado Famatina sin tener autorización.

En las primeras décadas y hasta mediados del siglo XIX se destacó un resurgimiento del interés por la minería, hecho que trajo como consecuencia el descubrimiento de varios depósitos de metales preciosos y base, en la región andina y centro del país. Los aspectos más destacados en esta epopeya fueron los siguientes:

1857: El 23 de julio el Presidente de la Confederación Argentina General Justo José de Urquiza, crea el cargo de Inspector General de Minas nombrando para el mismo a Augusto Bravard.

1853: Sanción de la Constitución Nacional, en cuyo Art. 67º, Inciso 11 se faculta al Congreso para dictar entre otros el Código de Minería. El Art. 108º de esta misma Ley prohibe a las Provincias dictar sus propios Códigos después que el Congreso lo haya sancionado.

1886: El Congreso Nacional sancionó la Ley 1919 que aprueba el Código de Minería realizado por Enrique Rodríguez.

1887: El 1º de Mayo entra en vigencia el Código de Minería.

1917: Ley 10273 introdujo reformas en materia de amparo minero.

1935: Ley 12.161, incorporó el Título XVII Régimen Legal de Petróleo e hidrocarburos fluidos.

1941: Ley 12.709. Creación de la Dirección General de Fabricaciones Militares, empresa del Estado nacional con capacidad para explorar, explotar y solicitar minas en todo el país, sujeto a las normas previstas por el Código de Minería**.**

Desde fines del siglo XIX y hasta la década del 40' se advierte un moderado progreso minero, como consecuencia de los descubrimientos de tungsteno, estaño, hierro, plomo, plata, zinc, cobre, azufre y especialmente petróleo, como respuesta a un constante proceso de industrialización del país y a la grave crisis económica generada como efecto póstumo de la segunda guerra mundial, coyuntura que obliga al Estado a asumir un protagonismo en la evaluación y explotación de los recursos naturales no renovables en virtud que la empresa privada no estaba preparada ni decidida a afrontar los grandes riesgos emergentes de este tipo de actividad. En éste período se adoptan sustanciales decisiones, a los efectos de contratar importantes especialistas extranjeros, quienes a través de minucisos estudios aportaron las primeras evaluaciones mineras del país, destacándose los informes de Rickard (1869), Bodenbender (1884), Brackebush (1893), Hoskold (1904), Bonarelli (1913), Hermitte (1915), Stappenbeck (1918), Beder (1921), Angelelli (1941) y García Castellanos (1945).

LA MINERÍA HISTÓRICA

El Inca Garcilaso de la Vega en su obra *Comentarios Reales* (1723) y más tarde William Prescott en *Historia de la Conquista del Perú* (1844), dan a conocer el notable grado de civilización y organización del gobierno de los Incas en Perú y los Aztecas en México, hecho reflejado en su propia arquitectura, ingeniería de acueductos, puentes, caminos y otros notables inventos, así como el uso del oro, la plata y el cobre en numerosos objetos que evidenciaron el dominio de la metalurgia, previo a la llegada de los españoles.

La minería, y el arte de convertir los minerales a través de procesos metalúrgicos en ornamentos, utensilios para los servicios religiosos y objetos para uso doméstico, ponen de relieve que los aborígenes americanos alcanzaron un notable dominio de la técnica (Rosales, 1674); pero de igual modo, el minado no fue una mera búsqueda de metales o minerales sobre los lechos aluvionales, sino que evidenciaron un trabajo formal explotando las vetas a través de galerías, piques, chimeneas; aunque hasta una profundidad no muy considerable, ya que los laboreos casi siempre estuvieron limitados por la capa freática.

Muchas de estas minas estuvieron situadas próximas a Cuzco, en el valle de Curimayo en la región nordeste de

Cajamarca y en Porco, cerca de Potosí (Lozano, 1745). Las minas situadas dentro del dominio Inca fueron propiedades exclusivas; al poblador común le estaba vedado apropiarse de mineral para su uso particular.

El gobierno incaico fue un perfecto protectorado que cubrió todos los aspectos de una comunidad, bajo cuyo riguroso sistema, ni el pobre ni el rico, podían inmiscuirse en los aspectos productivos de una mina. Estas condiciones se aplicaron con mayor rigurosidad a los dominios tributarios del sur, particularmente en Bolivia y Argentina, hasta aproximadamente la latitud de los 40º. Pequeñas localidades tales como Cerro Negro, cerca de Vinchina (provincia de La Rioja), Rinconada, Oratorio, Fundiciones, Pairique, Coyaguaima (provincia de Jujuy), dejan ver en superficie los numerosos laboreos, fruto de esa intensa explotación.

Muy pocos utensilios de oro fueron descubiertos en las provincias de La Rioja, Catamarca y Salta, en consecuencia, se infiere que el tributo a los incas fue pagado principalmente en plata. Muchos laboreos sobre vetas de plata existentes en la Sierra de Famatina ponen de manifiesto esta situación.

Evidentemente, la fuerza combinada de la conquista española, representada por un lado por el poder militar y por el otro por la iglesia encarnada en los misioneros, llegaron hasta los más recónditos lugares de América del Sur. La resistencia del aborigen para mantener la posesión de su tierra y el hogar de sus familias, fue castigada por la espada y las vidas que esta no alcanzaba a destruir, eran entregadas al misionero para que efectuara la conquista de su alma, que si bien llevaba el sello de una civilización supuestamente más adelantada, estaba lejana de iluminar conciencias y razones.

No obstante, fueron los Jesuitas, los que accedieron al impenetrable secreto del tesoro de los aborígenes, al lograr la confidencialidad de los mismos a través de una profunda penetración ideológica, tanto en sus costumbres como en religión, sistema social y educativo. Los aborígenes en sus confesiones a los Jesuitas, dieron referencias precisas sobre la ubicación de numerosas minas de oro y plata.

Los Jesuitas, como contrapartida, les prestaron un gran servicio a los aborígenes, hecho que se tradujo en seguridad, libertad de acción e independencia. Promovieron eficazmente el bienestar de sus subordinados y avanzaron con su obra civilizadora por extensas comarcas de América del Sur, cumpliendo con una loable labor misionera, cultural, educativa y laboral. Esta situación provocó celos y codicia de sus ancestrales enemigos, particularmente los del imperio portugués, que encontraron resistencia de la población misionera en su avance hegemónico hacia la geografía del occidente.

Este hecho, sumado a la frecuente demanda de hombres y recursos para ayudar a la defensa de las poblaciones costeras debilitó sus esfuerzos por la marcada disminución de mano de obra de las misiones; y finalmente, la hipócrita representación de los Jesuitas ante la Corte de España, realizada por los conspiradores, condujo a la ruina y disolusión de la Orden en 1773.

El descubrimiento realizado por Colón y sus seguidores, fue dado a conocer públicamente en Europa a través de la exhibición de una gran cantidad de ornamentos, piezas de oro y plata y productos del nuevo mundo, acontecimiento que provocó el deslumbramiento de la Corte de España, y generó el más alto grado de elasticidad del espíritu español, y la historia así lo testifica, pues en lugar de ejercitar la clemencia para con la noble raza conquistada, saquearon con avidez el tesoro de Atahualpa, el último emperador Inca.

Parte del oro y plata obtenido de los aborígenes, que durante mucho tiempo permaneció guardado, fue tomado de los lugares secretos donde se propiciaban y celebraban ritos religiosos, o de los templos, pero la principal fuente de recursos de metales preciosos obtenidos originalmente se perdieron por propia negligencia o por los saqueos de ultramar a manos de piratas europeos (ingleses, portugueses, holandeses y franceses entre otros).

No hay pruebas evidentes de que los españoles comenzaran a trabajar las minas inmediatamente después de la conquista, pero se infiere que ellos saciaron sus ansias de oro y plata durante mucho tiempo después. Las minas de Porco, situadas en los alrededores de Potosí, fueron transferidas en 1539 por el reino español a la sociedad integrada por Hernando de Luque, Diego de Almagro y Francisco de Pizarro en virtud a los grandes servicios militares prestados; aunque en la realidad sólo fueron usufructadas por Pizarro y sus hermanos Gonzalo y Hernando.

Los importantes retornos económicos obtenidos por los Pizarro a partir de esas minas, permitieron sostener las luchas e intrigas por el dominio del poder, planteadas por la guerra civil peruana y algunos de sus ex compañeros como Diego de Almagro entre otros. Esta permanente crisis se acrecentó ante el resurgimiento de las apetencias de la Corona Española por la riqueza minera que aportaban las minas potosinas, pretensiones que se aquietaron con la fatal desaparición de Pizarro.

Las minas continuaron en actividad en manos de los hermanos de Pizarro, Hernando y Gonzalo y su principal jefe militar, el capitán Francisco de Carbajal hasta 1547. Sobre la base de los antecedentes, se sabe que las mencionadas minas fueron explotadas inicialmente por los incas en el 822 D.C. Según Prestcott (1843), Carbajal hizo trabajar las minas de Potosí para Gonzalo Pizarro y llegó a descubrir una veta de plata más rica que las anteriomente conocidas, incluso que las de Perú y México. Cuando en 1550, una rebelión acabó con la vida de Gonzalo Pizarro, todas las minas de Porco y Potosí fueron confiscadas por la Corona de España.

La mina Cerro de Pasco en Perú, fue descubierta en 1630 y su explotación fue llevada a cabo por la Compañía Sudamericana de Minas, creada en Quito en 1557 con el objeto de acordar préstamos para la explotación de minas.

El plan de conquista española de las regiones más australes, particularmente la franja de las laderas orientales de los Andes argentinos, chocó con la dura resistencia que opusieron los aborígenes y las cruentas condiciones climáticas, razón por la cual el dominio y ocupación por parte de Espa-

ña, aconteció mucho tiempo después que la conquista de Perú y México.

Alonso de Ovalle (1642), sacerdote jesuita, cuenta que alrededor del año 1638, muchos mineros potosinos vinieron a trabajar algunas minas de oro en la región de Paramillos de Uspallata y que en general los laboreos eran pequeños y casi nunca llegaron a atravesar la capa freática. El mencionado sacerdote dice que vió esas minas, cuya posición dio a conocer en sus cartas a Roma. Más tarde, otro sacerdote jesuita, Diego de Rosales (1674), realizó una minuciosa recopilación de la obra del padre Ovalle en la que incluye referencias sobre la minería de la región occidental de la Cordillera de los Andes. Juan Ignacio de Molina (1788) describe detalladamente sobre la minería metalífera de Chile y las propiedades curativas de las aguas termales. Pedro Lozano (1745) desarrolla el itinerario seguido por la Compañía de Jesus en los Virreinatos del Alto Perú y del río de La Plata y el acoso permanente de los piratas ingleses a los navíos españoles con sus cargamentos de metales preciosos que desde América del Sur trasladaban a Europa.

Los aborígenes que poblaron el sur, sudoeste de Mendoza y la región patagónica, sostuvieron como concepto tradicional, que el decaimiento y su ruina como nación fue provocado por la apetencia del hombre blanco en obtener la riqueza minera que poseyeron sus ancestros. Esto generó tal antipatía, que al blanco le fue imposible obtener información sobre la secreta ubicación de las minas.

Teniendo en cuenta que hasta fines del siglo pasado en la pampa y en las regiones montañosas, los aborígenes cometieron muchas depredaciones en contra de la población blanca, fue difícil instalar en esos tiempos explotaciones mineras.

Siendo gobernador de Chile García Hurtado de Mendoza, encomendó una importante misión al capitán Pedro del Castillo, quien al mando de 100 soldados emprendió la conquista de la región cuyana, tarea que realizó sin oposición, fundando en 1561 Mendoza y Juan Jufré en 1562, San Juan.

Más tarde Pedro del Castillo determinó la creación de una colonia española en la región de Anguinan, cercana a Chilecito, región dominada por los caciques Malli y Nono. Los aborígenes de la colonia fueron complacientes y soportaron pacíficamente el sistema impuesto hasta fines del siglo XVI, momento en que trataron de sublevarse sin poderlo conseguir, ya que fueron sometidos por el poder de dos fuegos: por el sur, las tropas de Pedro del Castillo, y por el norte, el ejército de Ramirez de Velazco.

Pedro del Castillo, jefe de la colonia de Anguinan fue un hombre despótico y tiránico. Impuso leyes muy severas tanto para sus compatriotas como para los aborígenes; el odio generado finalmente desató un complot que terminó con su asesinato. Algunos de los autores de este atentado intentaron cruzar a Chile; pero una gran tormenta los sorprendió en el Nevado del Famatina, situación que los obligó a refugiarse en una cueva. En éstas circunstancias descubrieron vetas de oro y plata, constituyéndose el hecho en las primeras referencias de manifestaciones minerales realizadas por el hombre blanco en la región.

Las incursiones al Famatina llevadas a cabo por parte de extranjeros datan de 1589 y corresponden a los frailes Jesuitas que arribaron al país procedentes de Panamá, dirigidos por San Francisco Solano. Parte de este grupo inició una travesía desde el sur del Perú para arribar a la provincia del Tucumán. No se conoce con exactitud la fecha en que llegaron a La Rioja, pero es probable que haya sido en el año 1602. Ellos tuvieron acceso a la explotación de dos minas del Famatina, hecho que despertó la codicia no solamente de argentinos, sino también de mineros chilenos que gastaron importantes sumas de dinero para tratar de ubicar dichas propiedades sin éxito, particularmente luego de la expulsión de los Jesuitas.

A comienzos del año 1800 llegaron a Famatina dos mineros, el mejicano Félix María Amarello y el peruano Juan Arreluciaga. Amarello fue quién descubrió la mina que a la fecha se conoce bajo el nombre de Mejicana. Pero continuaron su tarea en procura del descubrimiento de las minas que explotaron los Jesuitas. Intentaron explotar las minas descubiertas, pero encontraron grandes dificultades, entre ellas la falta de mano de obra, la que trataron de conseguir en Perú y Bolivia, pero paralelamente se fueron descapitalizando, hasta que decidieron abandonar sus trabajos, retirándose del lugar.

Tiempo después, en 1806 ingresaron al país los aragoneses Juan Lahite y Juan Echavarría. Al parecer Juan Lahite disponía de información cedida por los Jesuitas sobre la ubicación de las minas. Con dichos datos Lahite redescubrió en Famatina las minas: Santo Domingo, Santa Rosa, y Viuda; en Cerro Negro: Socorro; y en la Caldera Vieja: San Pedro, Bartolomé y Mercedes. El éxito obtenido por los aragoneses, dio impulso a la gran especulación tendiente a obtener concesiones, llegándose a celebrar contratos con mineros de diferentes partes de Argentina, Chile, Bolivia y Perú. Los aragoneses desarrollaron un trabajo personal en las minas descubiertas, circunstancias en que llegaron denuncias de que en realidad eran espías del virrey Abascal, a quien transmitían noticias respecto del movimiento de las tropas patriotas del alto Perú y Mendoza. Lahite fue sorprendido en Tucumán con información destinada al virrey del Perú, oportunidad en que fue mandado a ejecutar por Manuel Belgrano.

A partir de 1823, en pleno apogeo del poder de Bernardino Rivadavia, comienzan los primeros negociados mineros. Se dicta un decreto cuyo objetivo sería promover la formación de una sociedad en Inglaterra, destinada a explotar las minas de oro y plata que existían en el territorio de las Provincias Unidas. Rivadavia se constituyó en gestor oficioso de las ausentes provincias mineras y se facultó por si sólo *a introducir en ellas el capital considerable proveniente del exterior* a fin de *removerles inconvenientes que retardan el arribo del país al destino que le está asignado.*

El 24 de noviembre de 1824 Rivadavia transfería este poder a Hullet Brothers de Londres, comerciantes con quienes había entrado en relaciones durante su anterior estada

en Inglaterra: *En los términos que juzguen más convenientes promuevan y lleven a entero efecto la formación de una sociedad que, disponiendo de un capital proporcionado, se emplee en la explotación de las minas situadas en el territorio de las Provincias Unidas,* mencionando *las grandes riquezas de éstas* especialmente del *cerro Famatina en La Rioja* (Documentos para la historia Argentina. Facultad de Filosofía y Letras Buenos Aires, XIV, 372).

En 1824 se formó la empresa minera Provinces of the Río Plata Mining Association, con 1 millón de libras de capital. Poco más tarde John Hullet (a quien Rivadavia había cedido el poder para explotar las minas de oro y plata de las Provincias Unidas), lo transfiere a la Mining Association por escritura formal y mediante el pago de una comisión de 30.000 libras. Rivadavia aceptó la presidencia del directorio en Buenos Aires con una asignación de 1.200 libras anuales de sueldo.

Para preparar el lanzamiento de las acciones se hizo una gran campaña sobre la riqueza minera argentina, centrándose en el Nevado de Famatina, *el más rico del mundo*. Sobre el prospecto se decía: "*Podemos afirmar sin hipérbole que (las minas del Famatina) contienen las riquezas más grandes del universo. Voy a probarlo con una simple aserción de la que dan fe miles de testigos: en sus campos* (de Chilecito) *el oro brota con las lluvias como en otros la semilla... las pepitas de oro, grandes y pequeñas, aparecen a la vista cuando la lluvia lava el polvo que cubre la superficie...después de una lluvia algo fuerte una señora encontró a pocas yardas de su puerta una mole de oro que pesaba veinte onzas; otra, al quitar una mata de yuyos de su jardín descubrió en las raíces una pepita de tres cuartos de onza...cuando se barren los pisos de las casas o se limpian los establos, siempre se encuentra oro confundido entre el polvo... estos casos ocurren tan frecuentemente que exigiría mucho detallarlos"*.

Este prospecto produjo el comprensible resultado al caer en un medio propicio y donde la personalidad de Rivadavia había sido realzada a gran estrépito de propaganda. Las acciones de la Mining se cotizaron a 25 puntos sobre la par el día de su lanzamiento.

Hasta 1820, la realidad mostraba que las minas de oro de Famatina eran las mas conocidas del territorio argentino. Siendo gobernador de La Rioja Nicolás Dávila en 1821, acuñó monedas con plata procedente de Cerro Negro; poco después, Baltasar Agüero, autorizado por el gobierno provincial, labró monedas de mejor calidad. El 15 de agosto de 1824 Dávila y Agüero fundaron la Casa de la Moneda con respaldo de un pequeño patrimonio familiar. Por su parte, Facundo Quiroga en sociedad con Gabriel Ocampo hicieron trabajar algunos socavones del Famatina. Más tarde, con intervención de capitalistas de Buenos Aires (Braulio Costa y Guillermo Robertson) se formó la sociedad Directores y Accionistas de la Casa de la Moneda y Mineral del Famatina con 500.000 pesos de capital.

Esta sociedad, formada por unificación de concesiones mineras otorgadas por la provincia y el aporte de Costa, Robertson y otros comerciantes de Buenos Aires, no se alarmó por el decreto de Rivadavia del 24 de nobiembre de 1823 dictado sin jurisdicción sobre La Rioja. El diputado riojano tenía precisas instrucciones de *no aceptar resoluciones que alteren las tomadas por el gobierno y junta de representantes de La Rioja acerca del Establecimiento de Casa de Moneda y Mineral*, que quedaron a salvo por la Constitución al mantener la organización interior de las provincias, asegurando a La Rioja contra una intromisión del congreso en aquello que le era propio.

Rivadavia, desde Londres, protestó contra la Constitución: *Es ridículo, imposible, querer constituir la Nación dejando a la voluntad, al capricho, a los intereses varios y anarquizados de cada provincia la facultad de aceptarla o no.* Mientras tanto, en Londres, Hullet fundó la compañía Mining, con poder transferido por Rivadavia que incluía la explotación del Famatina.

En julio de 1825 llegaron a Buenos Aires los ingenieros y obreros especializados en explotación de minas que la compañía Mining remitía para trabajar el Famatina. Este personal vino consignado a Sebastián Lezica, quien se dirigio a Las Heras pidiendo recomendaciones para que viajasen a su destino, y que *"de acuerdo al art. 2 del decreto del 24 de noviembre de 1823 procure el congreso de la sanción de las bases de dicha sociedad"***.** Las Heras expresó: *"Expídanse las cartas de recomendación que se piden, y contéstese que por Ley Fundamental del 23 de enero último sólo a los gobiernos de las provincias respectivas toca hacer aprobar o modificar los contratos y variar los reglamentos de minería"*.

El jefe de los mineros, Francis Bond Head, conoció en aquel momento que la empresa no solamente no era dueña del Famatina que había comprado en Londres por 30.000 libras, sino que el gobierno confesaba no tener jurisdicción en las regiones mineras. Head recorrió la zona minera encontrándose con Facundo Quiroga al frente de la Casa de la Moneda y explotando en forma irrevocable los yacimientos del Famatina. Volvió a Buenos Aires e informó al directorio de la Mining sobre la situación, razón por la que se resolvió que el presidente del directorio local viajase a Buenos Aires a interponer sus influencias. Rivadavia desembarcó el 16 de octubre de 1825. Se reunió con Head y luego escribió a Hullet que si bien en su ausencia se dictó la "Ley Fundamental" y las cosas estaban confusas, esperaba arreglarlas en el transcurso del más breve plazo con el establecimiento de un gobierno nacional. En la misma fecha emitió una letra por 3.000 libras que Hullet pagó a la presentación.

Head, frente a la falta de una resolución que le permitiera acceder a la explotación del Famatina, vendió el equipamiento minero y sus servicios a la empresa Chilean and Peruvian Mining Association creada para explotar los yacimientos chilenos. Ante esta situación Rivadavia solicitó al directorio de Londres la destitución de Head. Hullet le pide a Rivadavia que contribuya a asegurar a los accionistas de Londres que el Famatina estaba realmente en poder de la compañía. Rivadavia contesta: *"El remedio está en elevarse a la altura de las calamidades para conjurarlas... No puedo demorar más tiempo la instalación de un gobierno*

nacional...grave ha de ser el peso de la responsabilidad que ha de caer sobre quien se encuentra obligado a tomar sobre sí el peso de tan inmenso mandato... tan pronto que sea nombrado procederé a procurar la sanción de la ley para el contrato de la compañía".

Al asumir Rivadavia la presidencia de la República y proyectada la "*Ley de la Consolidación de la Deuda"* que declaraba a las minas propiedad nacional expresaba por escrito: *"Las minas son ya, por ley, de propiedad nacional y están exclusivamente bajo la administración del presidente de la República"*, le informaba a Hullet y reproducida por Head en Londres en *"Reports relating to the failure of the Río Plata Mining Association formed under the autorization of H .E. Don Bernardino Rivadavia"*. Sin duda que este lapso de la historia Argentina de tan intensa especulación, no tuvo la contracara de un desarrollo minero importante.

Sin embargo, en este período hay evidencias indudables de una incipiente actividad minera, puesta de manifiesto a través del relato de jefes militares, sacerdotes, historiadores, geógrafos y naturalistas que recorrieron los distintos rumbos del país. Historias a veces exageradas hasta el límite de la fantasía y otras comprobadas como reales en virtud a los decubrimientos contemporáneos, particularmente en aquellos primitivos distritos famosos por la ponderación de los aventureros de todos los tiempos. En los relatos de Mardoqueo Molina se hace referencia a la empresa inglesa que en 1826 propuso al gobierno de Catamarca la compra de las minas del Ambato y Aconquija, operación que no se pudo concretar finalmente debido al asesinato de los gestores en su viaje de regreso a Europa.

Hay datos que durante los años 1848 y 1849, durante el gobierno de Juan Manuel de Rosas, otra empresa hizo una petición al gobierno de Tucumán con el objeto de trabajar las minas situadas en el Aconquija. La solicitud fue denegada y las personas involucradas expulsadas de la región.

En el cerro Capillitas, a 1,5 km al sudeste de la veta Restauradora hay restos de un antiguo horno de fundición que pudo haber sido utilizado por los españoles. Una ruina similar fue descubierta cerca de la entrada de la veta La Argentina, donde quedan restos de escombreras y escorias de fundición pertenecientes al establecimiento de Vladislao Augier y asociados. También en Chañar Punco, unos 5 km al sur de Santa María, hay restos de un horno de fundición que data de 1853. Próximo al río Arenal, unos 25 km al norte de Mina Capillitas también existen restos de establecimientos de fundición y elementos utilizados para la molienda del mineral. En la cima del cerro Bayo hay evidencias de trabajos mineros, así como en otros puntos hacia el sur, hasta Punta Balasto, tal como Fuerte Quemado, por ejemplo, donde se explotaron aluviones auríferos en 1853.

En los alrededores de Río Blanco y Negra Muerta, localidades situadas en las nacientes del valle Calchaquí y en varias otras regiones cercanas de la provincia de Salta, hay una cantidad de minas y restos de antiguos hornos de fundición abandonados, así como laboreos extensos: galerías, piques, trincheras, escombreras y escorias de fundición. Situación similar sucede en la zona de la Sierra de Rinconada, Santa Catalina, Coyahuaima, El Toro y Carahuasi, en la provincia de Jujuy. Es evidente que los objetos de interés fueron los minerales de oro y plata.

Los primeros intentos de instalar la infraestructura necesaria para la producción minera en la zona del Acay fueron desbaratados, según cuenta el Deán Funes en su historia de la Argentina. La sublevación de los Calchaquíes destruyó las plantas de amalgamación y fundición instalada en 1670, luego de 15 años de intensos trabajos, en un medio extremadamente hostil. La rebelión se produjo por el mal trato dado por los españoles a los aborígenes, ya que desde el punto de vista salarial, éstos ganaban un *dólar duro* por día, es decir igual que los mineros españoles.

En el distrito minero del Acay se distinguieron tres zonas características: Río Blanco, Capilla y pie del Acay. La primera, en la que se emplazan unas 15 minas, está situada en una zona elevada, escarpada y de difícil acceso, en la que se explotaron minerales de cobre, plata y oro. En la Capilla sólo quedaron las ruinas como evidencias de una intensa explotación. Se pueden observar los espacios destinados para depósito de minerales, vivienda personal (unas 40), sector de amalgamación, molienda y fundición de plata. Las minas del pie del Acay están situadas a 10 km al norte de las anteriores. La zona también contó con planta de chancado, molienda y hornos de fundición.

Otro distrito sometido a intensa explotación en la antigüedad fue Concordia (Salta), portador de plata, cobre, plomo, zinc. La actividad desplegada quedó reflejada en las múltiples labores de explotación expuestas, que se puede apreciar a través de cinco galerías y dos piques de extracción. La quinta galería llegó hasta el nivel de los 140 metros. La zona fue explotada más tarde por las siguientes empresas: Compañía Minera Concordia, que explotó durante el lapso 1905-1914 y American Refining and Smelting en 1928. Sin duda que fue en la época del dominio español el período de más intensa explotación.

Los distritos de Organullo, Chorrillos, Acazoque, San Gerónimo y Polvorillas entre otros, fueron intensamente explotados en la época colonial por plata, cobre y oro. Vestigios de esa actividad se pueden observar en los antiguos lavaderos de placeres, en las galerías inundadas, en los hornos de fundición, en los viejos acueductos y en las viviendas abandonadas.

LA MINERÍA MODERNA

A pesar de las variables facetas socioeconómicas y políticas de la historia institucional Argentina, en la minería se observa una gran persistencia en la reconsideración y revisión de los viejos distritos mineros, fuente tradicional de discordias, especulaciones y mitos (Popper, 1887), que mantuvieron vivas las expectativas por parte de los inversores y aventureros con afán de enriquecerse de la noche a la mañana. Dentro de este ámbito singular, la minería moderna se establece en los distritos ya conocidos y a partir de ellos, nuevos flujos de inversiónes, muchas veces discontínuas en

el tiempo, impulsaron la actividad hasta llegar en algunos casos a la etapa de explotación.

En el lapso 1851-1853 fue reactivada la explotación del distrito Capillitas, en la provincia de Catamarca, por obra de Malbrán y Espeche. Para la misma época Tomás Porto, Cristino Figueroa, Cristóbal de Lamadrid, Ríos y otros, propietarios de la mina "La Restauradora" ,explotaron cobre, mineral que procesaron en una planta instalada en Jasiyacu (Vis Vis).

Posteriormente, Adolfo Carranza en sociedad con Marcelino Augier y Samuel Lafone Quevedo explotaron la mina "Santa Clara" y " La Argentina" en un establecimiento de reducción y fundición situado a 9 km al sur de Punta Balasto, en la comarca de Ampajango. Cuando Carranza se retira de esta sociedad, instala una nueva planta cerca de Santa María, pero muy distante de las minas, hecho que sumado a los escasos conocimientos metalúrgicos y la falta de leña para alimentar la planta de reducción lo llevan a abandonar el proyecto.

Lafone Quevedo, empresario de gran energía y decisión, comenzó en 1861 a tomar parte activa en la explotación minera, administrando propiedades que anteriormente le habían pertenecido a su padre. Instaló una planta de fundición en Pilciao, al sur de Andalgalá, lugar donde existía un buen bosque de algarrobos para alimentar la planta de reducción.

En la provincia de San Juan, la explotación minera fue llevada a cabo durante un largo período de tiempo, aunque en forma discontínua. Las minas del distrito minero del Tontal fueron operadas en el lapso 1862-1865 en una planta de reducción instalada en Hilario, lugar privilegiado por la abundancia de madera y agua. La totalidad de la producción minera fue exportada a Chile. En 1866 la planta cesó de operar por efecto de las revoluciones internas que impidieron el traslado del mineral desde la mina hasta el establecimiento de reducción. Las guerras civiles, siempre paralizaron de tiempo en tiempo las explotaciones mineras de San Juan y sus efectos se hicieron sentir en las provincias vecinas.

En 1869 se instaló una pequeña planta de amalgamación de plata en Sorocayense, con un procesamiento de 8 t de mineral por mes y con una producción anual de 2.800 onzas de plata. Otra planta de fundición y reducción fue construida en 1868 en Castaño Viejo, en la que se procesaron 130 t de mineral con una producción de 12.530 onzas de plata. Los métodos de explotación utilizados fueron muy anticuados, consecuentemente se perdió una buena cantidad de plata.

El distrito minero Gualilán fue explotado intensamente por los españoles, luego que éstos conquistaron a los aborígenes de la región. Más tarde, en 1750, el tropero Juan Juarez redescubrió una antigua mina de oro en el distrito. Con suerte similar, Vicente Oros, en circunstancias en que extraía agua de una vieja mina descubrió una veta con ley 150 g/t de Au, la que explotó por un corto tiempo, empleando métodos muy rudimentarios, hasta que tuvo que abandonarla ante la imposibilidad de controlar la inundación de la galería de explotación. Desde la época de Juarez y Oros, nunca se redescubrió esta veta.

El distrito "El Salado" fue explotado por los hermanos Fonseca desde 1844 hasta 1869. Instalaron una planta de fundición. También en el distrito minero Sierra de la Huerta, se instaló una planta de fundición denominado "La Argentina". Este establecimiento fue abandonado, dada la dificultad de procesamiento de la mena con alto contenido de cobre, plomo, zinc, antimonio y arsénico

En 1870, comenzaron en el distrito minero El Oro, en la provincia de La Rioja, los primeros trabajos de laboreo minero (construcción de galerías y chimeneas) e instalación de maquinaria minera destinada a la explotación, sin haber llevado a cabo previamente un formal estudio de las reservas y el análisis de los efectos de la inundación de las galerías, hecho que provocó la paralización de las actividades con el consecuente traslado de gran parte de la planta hacia Gualilán. Muchos años más tarde (en el período 1939-1943), la Compañía Arminas S.A. explotó esta mina, para lo cual instaló una planta de concentración (amalgamación y flotación) con capacidad de procesamiento de 100 t por día, con una producción total de concentrados de 1.230 t y 525 kg de oro durante el lapso de explotación.

En la provincia de San Luis la actividad minera fue llevada a cabo inicialmente por los aborígenes, luego se intensificó la actividad durante el dominio español. De acuerdo con los primeros datos históricos, la mina de cobre Virorco fue descubierta por José Pintos y José Cortes Funes en 1860 y explotada durante unos pocos meses, ya que luego fue vendida a David Livingstone y José Martín Ortiz, de Buenos Aires. La mina se explotó a través de un pique de extracción de 20 m de profundidad al pie del cual se realizaron galerías inclinadas hasta los 50 m de profundidad. El mineral extraido fue llevado hasta una planta de fundición instalada en La Florida, localidad situada al sudeste de la mina Virorco. El procesamiento metalúrgico presentó una serie de dificultades difíciles de resolver, acarreando pérdidas que condujeron al cierre de las operaciones.

No doblegado por el fracaso económico, Livingstone persistió con su proyecto minero. Para ello instaló esta vez una nueva planta de fundición para procesar la mena del distrito La Carolina. La mena constituida por pirita aurífera, procedía de la mina Santa Bárbara, de la que no obtuvo suficientes beneficios que lo indujeran a continuar con los trabajos.

La mina La Carolina se trabajó en distintas épocas por diferentes compañías y por lo general, casi como costumbre, luego de un tiempo de reconocimiento de las reales posibilidades se abandonaba; particularmente por el requerimiento de capital operativo destinado a la ejecución de la explotación, transporte barato, minado a regla de arte y conocimiento del proceso metalúrgico que hiciera rentable las operaciones de fundición.

Entre los años 1823 y 1840, en la provincia de Córdoba se realizaron varios intentos de explotación de minas de oro, pero la mayor dificultad de la actividad fue la falta de mano de obra minera con experiencia para afrontar las ta-

reas. Esta situación llevó a contratar mineros chilenos y bolivianos, quienes trabajaron sobre manifestaciones vetiformes de plata en varias localidades de la provincia, aunque con métodos rudimentarios de laboreo.

Lamentablemente, los mineros experimentaron grandes pérdidas debido a las constantes ingresiones y saqueos de las tropas de asalto de la guerra civil, particularmente pertenecientes a los movimientos liderados por Facundo Quiroga, provenientes de los Llanos de La Rioja y otros lugares vecinos. La falta de garantía y protección provocaron la completa destrucción de la planta de amalgamación que operaba en San Francisco, consecuentemente las operaciones de minado se paralizaron por un largo período.

Restaurada la paz, se instaló una tercera planta de fundición en Taninga, pero el minado y las operaciones metalúrgicas fueron dirigidas por personas sin experiencia, lo cual condujo al cierre del establecimiento por falta de rentabilidad. En 1834, mineros extranjeros instalaron una nueva planta de fundición situada a 40 km al oeste de Ojo de Agua, cuyo destino corrió igual suerte que la anterior, debido a la baja recuperación de plata de los concentrados, en consecuencia la planta fue abandonada.

En la provincia de Jujuy, se destaca desde la antigüedad el distrito minero Aguilar, lugar donde se encontraron indicios de hornos de fundición y escorias con contenidos de plata, plomo y zinc, desarrollados en la época del dominio español. Posteriormente, en 1891, Manuel Pinto solicitó una mina con el nombre de Tapada la que permaneció inactiva hasta 1918, oportunidad en que se iniciaron los primeros reconocimientos hasta que finalmente en 1927 adquirió los derechos la Compañía Minera Aguilar S.A., en ese entonces subsidiaria de Saint Joseph Lead Co., empresa de capitales norteamericanos. Los trabajos de exploración continuaron hasta 1932 fecha en que se determinaron los primeros valores de cubicación y se evaluaron los métodos más adecuados de explotación y concentración de la mena, para iniciar en 1936 la explotación de los minerales de plomo, plata y zinc.

De acuerdo con el padrón minero de la provincia de de Jujuy del año 1938, la Compañía Minera Aguilar poseía 22 minas que cubrían una superficie de 696 hectáreas y que fueran concedidas entre 1922 y 1934.

Con el transcurso del tiempo Mina Aguilar se constituyó en el centro minero más importante de la Argentina, relevancia que se proyecta hasta la actualidad.

Otro distrito minero importante en la antigüedad fue Pumahuasi, Bélgica, Pulpera, cuyos pedimentos datan del año 1900, fecha en que Mariano Tello y Héctor Zenarruza solicitaron un permiso de cateo en el distrito de Pumahuasi. Los yacimientos emplazados en el distrito fueron considerados inexplotables durante mucho tiempo, debido a la baja ley de plata de la mena. En 1928 se iniciaron las labores mineras de mayor relevancia, las que fueron llevadas a cabo por la Compañía Minera y Metalúrgica Sudamericana S.A., subsidiaria de National Lead Company de EE.UU., a través de los cuales se realizaron importantes descubrimientos de mineral, llegando a tener una producción considerable.

En cuanto a los depósitos auríferos jujeños, las explotaciones se extienden desde la época precolombina y sus evidencias se pueden observar a la fecha en los numerosos laboreos mineros y hornos de fundición dispersos en diferentes latitudes de la estructura paleozoica-filoniana de Campo de Oro, Campo Lavadero, Quebrada de Oro, Abra de Oro, Palca de Oro, Urosmayo, Pircas, Rinconada, Oratorio (Novaresse, 1901), Ajedrez y Timón Cruz, entre otros.

Las labores mineras primitivas fueron rudimentarias, tanto en los depósitos aluvionales como en los primarios. Las vetas fueron explotadas en general hasta el nivel freático. Las labores mejor desarrolladas fueron las de Eureka, Timón Cruz, El Torno, Pabellón y Cóndor, donde se instalaron maquinarias de cierta relevancia. En cuanto a los aluviones, los trabajos más importantes se realizaron a gran escala sobre el río Urosmayo.

LA EXPLORACIÓN MINERA DEL ESTADO

Los Pioneros (1942-1960)

Los trabajos precedentes, entre otros no menos importantes destacaron la evolución de la minería nacional y formaron parte del primer inventario de los recursos minerales metalíferos y no metalíferos de la República Argentina y se transformaron en la base de los antecedentes para la reformulación que planificó el Estado ante la ausencia del interés privado en la minería, a través de organismos específicos como la Dirección de Minas y Geología, el Banco de Crédito Industrial Argentino y la Dirección General de Fabricaciones Militares, a los efectos de resolver los problemas de abastecimientos de materias primas minerales, frente a un mercado mundial destruido como consecuencia de la segunda guerra mundial.

Con el afán de delimitar jurisdicciones institucionales y mejorar los instrumentos legales para optimizar la aplicación del Código de Minería durante ese lapso se dictaron las normas específicas siguientes:

1956: Decreto-Ley 22477 Minerales Nucleares.

1958: Decreto-Ley 5760. Nuevo Sistema de Amparo.

1958: Ley 14771. Creación de Yacimientos Mineros Agua de Dionisio para explorar y explotar el distrito minero homónimo, o también denominado Farallón Negro.

1958: Ley 14773. Ley de Hidrocarburos

Durante esta etapa se plantea como objetivo la movilización industrial del país, a la vez que se lanza la exploración de las materias primas minerales para sustentar dicha movilización. Durante 18 años se evaluaron e investigaron los depósitos minerales conocidos y los descubiertos en el transcurso de los trabajos a lo largo de todo el país, llegando a totalizar el inventario de unos 600 prospectos, incluyendo algunos yacimientos no metalíferos necesarios en la indus-

tria, particularmente los siderúrgicos, tales como calizas, dolomitas y fluorita. Las sustancias exploradas con mayor detalle fueron las siguientes:

Plomo, Plata y Zinc: se evaluaron detalladamente los distritos de Uspallata (Mendoza); El Tontal y Sierra de la Huerta (San Juan); Cerro Negro, Tigre, Caldera (La Rioja); Concordia, La Poma (Salta); Pumahuasi, Bélgica, Pulpera, Pan de Azúcar, Rachaite, Pircas, Chinchillas (Jujuy); Gonzalito (Río Negro). Las compañías privadas desarrollaron los importantes distritos de Aguilar (Jujuy), Castaño Viejo (San Juan) y Mina Angela (Chubut).

Cobre: Capillitas (Catamarca); Famatina (La Rioja); Las Chicas, El Burrero, Salamanca; Yalguaraz, Las Cuevas y San José (Mendoza); Chorrillos (Jujuy); Esperanza (Salta).

Tungsteno: Los Cóndores (SanLuis); San Ignacio, San Virgilio, Bismutina y Fischer (Córdoba).

Estaño: Pirquitas (Jujuy); Vil Achay (Catamarca).

Hierro: Sierra Grande (Río Negro); 9 de Octubre, Unchime (Jujuy).

Litio: Las Tapias (Córdoba); La Totora, Viquita, San Rolando y Teresa (San Luis); Ipizca y Santa Gertrudis (Catamarca).

Manganeso: Farallón Negro (Catamarca), Ochaqui (Salta), La Santiagueña (Santiago del Estero); Cama Cortada (Córdoba).

Niobio y Tantalio: Aguas Calientes, Ansotana, El Peñón, El Quemado, Elvirita, Peñas Blancas, Santa Elena y Tres Tetas (Salta).

Bismuto: Los Cóndores (San Luis); La Bismutina (San Juan).

Berilo: Las Tapias (Córdoba).

Los trabajos realizados durante el lapso 1942-1960 en torno a los antiguos distritos mineros esencialmente vetiformes, en depósitos de pequeña a mediana escala, no arrojaron los resultados esperados: el abastecimiento de los insumos industriales. El conocimiento de esta situación permitió realizar un mesurado análisis que condujo a definir las siguientes conclusiones:

-Los depósitos pequeños no permitieron alumbrar las reservas necesarias para satisfacer los requerimientos de la industria nacional. Al mismo tiempo se demostró que por esta vía, ningún tipo de promoción del Estado a través de créditos liberales, exenciones impositivas, políticas aduaneras preferenciales, construcción de huellas mineras entre otras, pudieron activar la minería.

-El desarrollo minero provendrá del descubrimiento de depósitos con reservas de gran magnitud (sin descartar los depósitos pequeños o medianos) cuya explotación pueda ser definida dentro de parámetros rentables impuestos por el mercado libre.

-Las bases de una nueva política minera deberán sustentarse en la prospección y exploración sistemática y regional, planteando como objetivo el descubrimiento de depósitos de gran volumen de reservas, principalmente diseminados, polimetálicos y explotables a cielo abierto.

Los planes regionales del Estado Nacional

La exploración y explotación minera llevada a cabo por el Estado fue un considerable esfuerzo financiero a la par que contribuyó a la formación y especialización de numerosos geólogos cuyos estudios y evaluaciones permitieron adquirir conciencia de las limitaciones y la visualización de las necesidades mineras inmediatas en relación con la constante evolución de las industrias básicas, y sobre todo advertir la magnitud del esfuerzo a realizar para cimentar y consolidar la industria pesada del país.

La solución concreta para crear las bases de una conciencia minera nacional liberada de falsas interpretaciones, y solventar a la vez las exigencias que planteaba el agotamiento de los recursos mineros conocidos, impulsó al estudio de un plan de vastas proyecciones que tomó el orógeno andino como entidad incuestionable para desarrollar en ella la prospección y exploración geológico minera integral en el menor tiempo y al más bajo costo posible, mediante la aplicación de procedimientos tecnológicos modernos basados en la fotografía aérea, la fotogeología, la geoquímica, la geofísica, las perforaciones y los métodos estructurales, petrológicos y sedimentológicos de vanguardia.

A la Dirección General de Fabricaciones Militares le tocó forjar el primer eslabón de una cadena de hechos auspiciosos encarados luego por la Secretaría de Minería de la Nación, la Comisión Nacional de Energía Atómica, provincia de San Juan y otras instituciones del país, obteniendo resultados técnicos ciertos, volcados al marco de las definiciones políticas y al poder de decisión nacional.

DIRECCIÓN GENERAL DE FABRICACIONES MILITARES

PLAN CORDILLERANO

Este emprendimiento conocido como Plan Cordillerano se llevó a cabo en forma conjunta con Naciones Unidas, a través del Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) desde 1963 a 1968 y sus resultados fueron publicados por la Dirección General de Fabricaciones Militares (DGFM).

La selección de la superficie destinada a la investigación fue el resultado de un conjunto de factores concurrentes, cuyo cuadro geológico es determinante en cuanto al

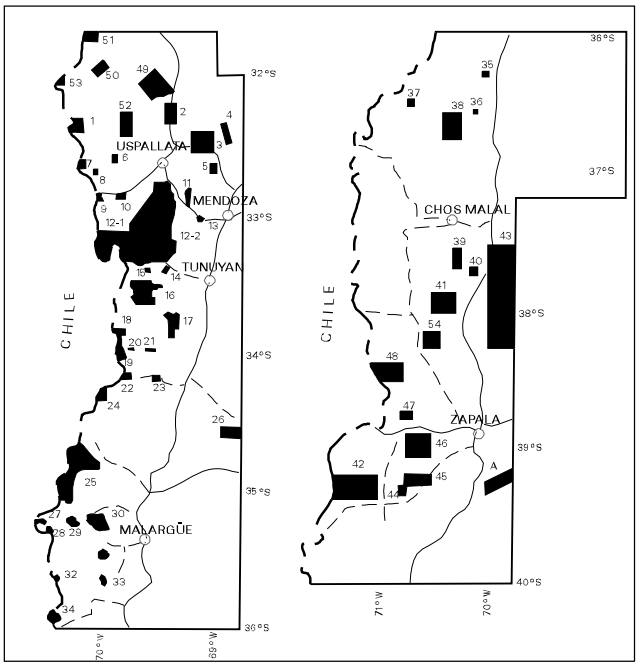


Figura 1. Areas de reserva de las provincias de Mendoza, Neuquén y San Juan.

emplazamiento de estructuras mineralizadas y ajustadas a las concepciones siguientes:

-El extenso desarrollo de la Cordillera de Los Andes, con estructuras desconocidas para el relevamiento geológico minero.

-Las provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén priorizadas como regiones objeto de exploración, guardaban una estrecha relación de simetría estructural y metalogenética con la Faja Cuprífera Chilena y con varios yacimientos en explotación.

-La infraestructura y los factores socio-culturales con marcado desarrollo.

-El adecuado apoyo terrestre para la realización de los vuelos aerofotogramétricos y la ejecución de los fotomosaicos semicontrolados.

Sobre esta base se seleccionó un área de 130.000 km^2 que abarcó la totalidad del sistema orográfico hasta el límite oriental de la Precordillera con la región de llanura de las Sierras Pampenas, caracterizadas localmente por una espesa cubierta cuaternaria.

La superficie abarcada por el Plan Cordillerano integró las Provincias Geológicas de Precordillera, Cordillera Frontal y Cordillera Principal.

Etapas de la Investigación

Relevamiento aerofotogramétrico: La superficie de 130.000 km^2 del Plan se cubrió con 7.500 fotogramas.

Fotointerpretación geológica.

Muestreo geoquímico: Se analizaron 55.000 muestras de esquirlas de roca y sedimentos de corriente y 31.528 procedentes de testigos de perforación. Los elementos objeto de análisis fueron Cu-Pb-Zn. El promedio general de muestreo fue de 1 muestra cada 6,12 kilómetros cuadrados.

Prospección geofísica: Incluyó las técnicas de Polarización Inducida que habiendo demostrado efectividad en la localización de sulfuros, reforzaron los relevamientos Magnetométricos y de Autopotencial. Los métodos geofísicos y en especial los de Polarización Inducida, jugaron un papel relevante en la etapa del descubrimiento de los depósitos, particularmente en las regiones de Paramillos y Yalguaraz.

Perforaciones: Se extrajeron 12.000 m de testigos, los que analizados geoquímicamente cada 1,5 m por Cu, Pb, Zn y Mo totalizaron 34.000 operaciones analíticas.

En la figura 1 se ubican las Áreas de Reserva seleccionadas dentro del marco del Plan Cordillerano, en las provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén, debiendo destacar por primera vez que en el país había importantes depósitos tipo Pórfido de Cobre. Nace así en la República Argentina una nueva filosofía de exploración que se basa en el relevamiento sistemático de extensas áreas y la selección de "blancos" discriminados a través de disciplinas como la fotogeología, geología minera, geoquímica, geofísica y perforaciones, las que pusieron en evidencia el emplazamiento de grandes volúmenes de rocas portadoras de menas de baja ley en varias regiones del orógeno andino. A este hecho se sumarán más tarde los descubrimientos de depósitos sedimentarios, evaporíticos y epitermales, hasta llegar a los alumbramientos recientes de sulfuros masivos (VMS) y sedimentarios exhalativos (SEDEX), actualmente en etapas de intensa exploración. Sin duda que este relevante avance, relegó antiguos conceptos geológicos que subordinaron la minería metalífera de nuestro país a una mera colonia agroexportadora.

PLAN CORDILLERANO CENTRO

Este Plan tuvo como objeto complementar la exploración geológica minera del Plan Cordillerano a través de un convenio entre la DGFM y las provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén. Se inició en 1968 y finalizó en 1969, permitió agregar 20 nuevas áreas en las que se tomaron 21.000 muestras de esquirlas de roca y sedimentos de corriente y 17.000 m de perforaciones con recuperación de testigos, las que fueron analizadas por Cu, Pb, Zn y Mo.

Como resultado de los dos Planes realizados se seleccionaron áreas de reserva, las que se dividieron en tres grupos (A, B y C) de acuerdo a su potencial económico y al ordenamiento siguiente:

1 Valle Hermoso (C)
2 Yalguaraz (A)
3 N Paramillos Norte (A)

3 S	Paramillos Sur (A)
4	Río de las Peñas (C)
5	Puesto la Leña (B)
6	Río de las Peñas (C)
7	Puesto la Leña (B)
8	Cerro de los Dedos (B)
9	Las Cuevas (B)
10	Punta de Vacas (B)
11	Mantos Preciosos (B)
12-2 N	Arroyo Cuevas (A)
12-2 S	Santa Clara (A)
13	Cacheuta (B)
14	Josefina (C)
15	Arroyo Novillo Muerto (C)
16	El Portillo (B)
17	Cerro Durazno (B)
18	Arroyo Nieves Negras (C)
19	Laguna Diamante (B)
20	Arroyo Duraznito (C)
21	Arroyo Papal (C)
22	Bayo Norte (B)
23	Arroyo Cruz de Piedra (C)
24	Arroyo La Línea (B)
25	Las Choicas (C)
26	Infiernillo (A)
27	Baños de Azufre (C)
28	Río Valenzuela (C)
29	Laguna de Cajón Grande (C)
30	Arroyo Las Minas (B)
31	Cerro Torrecillas (B)
32	Arroyo El Seguro (B)
33	Cerro Cabeceras (B)
34	Cerro Overas (C)
33	Cerro Cabeceras (B)
34	Cerro Overas (C)
37	Varvarco (B)
38	Domuyo (C)
39	Naunauco (C)
40	Paso Huitrin (C)
41	Colipilli (C)
42	Lago Quillén (C)
43	Río Neuquén (C)
44	Catatún (C)
45	La Voluntad (B)
46	Mina Carreri (C)
48	Codihue (C)
49	Leoncito (A)
50	Cerro Mercedario (A)
51	Carnicería-Pachón (B)
52	Arroyo Lagañoso (C)
53	Teatinos-La Honda (B)
54	Campana Mahuida (A)

PLAN SAN LUIS

Este Plan surgió como consecuencia de un acuerdo entre la provincia de San Luis y la DGFM y tuvo vigencia desde 1969 a 1973. El objetivo del mismo fue la evaluación geológico minera de una superficie de 45.000 km^2 del territorio provincial.

El programa de trabajo desarrollado permitió el relevamiento geológico, geoquímico y geofísico a escala 1:60.000, 1:20.000 y 1:10.000 (sobre las áreas de interés prioritario); así como la confección de 145 fotocartas geológicas y geoquímicas a escala 1:50.000.

Como resultado de la tarea realizada se seleccionaron 10 áreas de interés minero (véase figura 2) en las que se llevaron a cabo relevamientos geoquímicos, geofísicos, geológicos a escala de detalle y semidetalle y 15.000 m de sondeos a diamantina con recuperación de testigos.

Las áreas seleccionadas para los estudios de detalle fueron las siguientes:

1. Área de Reserva Nº 1 Merlo-La Estanzuela
2. Área de Reserva Nº 2: Las Aguadas
3. Área de Reserva Nº 3: Cerro Colorado
4. Área de Reserva Nº 4: La Florida
5. Área de Reserva Nº 5: Diente Verde
6. Área de Reserva Nº 6: Paso del Rey
7. Área de Reserva Nº 7: Rocas Básicas (A esta Área de Reserva correspondieron los sectores Suyuque, Carolina, Pancanta y Escuela Las Pircas, Virorco, Las Águilas, El Fierro y Manantiales).
8. Área de Reserva Nº 8: El Morro
9. Área de Reserva Nº 9: Sierra de San Luis
10. Área de Reserva Nº 10: Sierra de Cantantal

Se realizó recopilación bibliográfica sobre la geología y minería de la región; se llevó a cabo un relevamiento geológico a escala 1:20.000 sobre una superficie de 45.000 km^2; y se realizaron perfilajes geofísicos (Polarización Inducida y Magnetometría) en los blancos determinados.

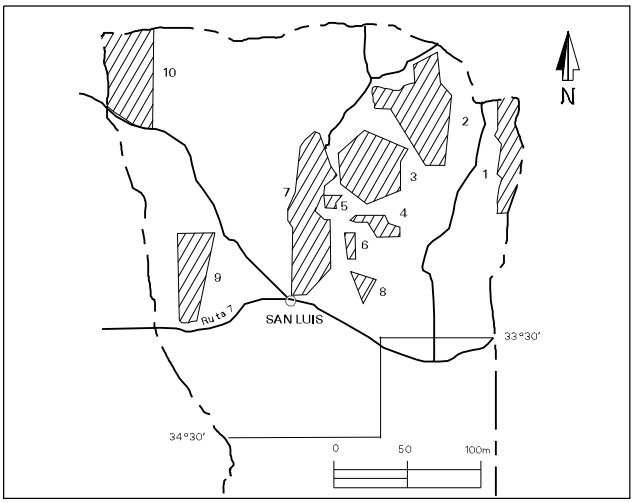


Figura 2. Áreas de interés minero seleccionadas a partir del Plan San Luis (1969-1973) (ver texto para la identificación de las diferentes áreas).

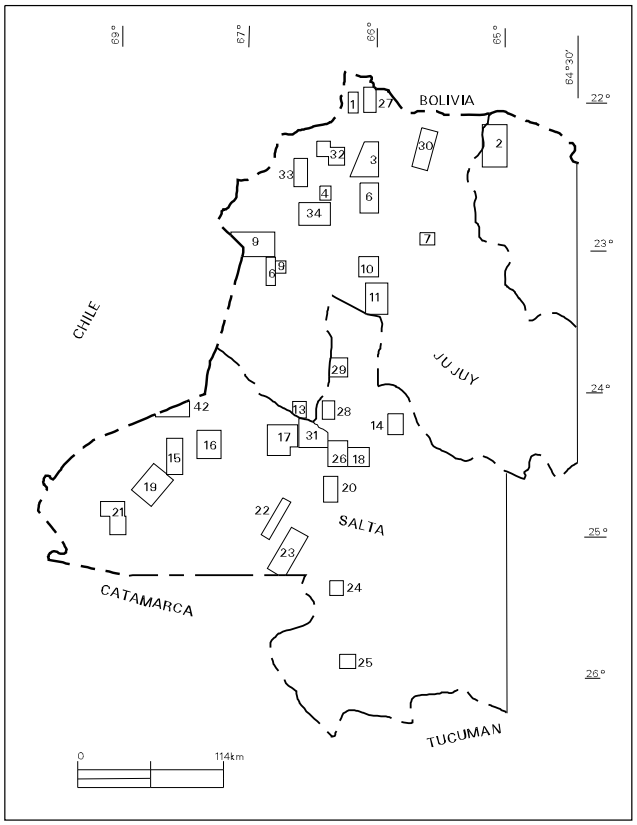


Figura 3. Áreas de reserva seleccionadas en las provincias de Salta y Jujuy a partir del Plan NOA1 (ver texto para la identificación de las diferentes áreas).

La evaluación realizada concluyó con la reducción de las áreas originales a sólo tres en las que se realizaron trabajos de detalle hasta llegar en algunos de ellos a la etapa de Prefactibilidad. Al finalizr el Plan la DGFM completó la ejecución del mapa fotogeológico de San Luis con exhaustivo apoyo de campo a las escalas 1:50.0000 y 1:200.000.

Como fruto de este plan se destaca el descubrimiento del primer depósito de sulfuros masivos de Ni-Cu-Co y metales preciosos denominado Las Águilas, con reservas minables de 2.221.000 t con leyes medias de Ni 0,51%, Cu 0;50% y Co 0,04%, alcanzando en el Sector Este leyes de Ni 0,9%, Cu 0,8% y Co 0,051% y reservas minables de 500.000 toneladas. En este depósito la DGFM llevó a cabo un programa de laboreos mineros de detalle y un detallado estudio de Prefactibilidad.

PLAN NOA I GEOLÓGICO MINERO

Este Plan fue un proyecto sectorial que formó parte de un amplio programa de desarrollo en el Noroeste Argentino. Se inició en 1969 y finalizó en 1975.

El proyecto de evaluación geológico minera regional, se realizó en las provincias de Salta, Jujuy, Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero, cubrió una superficie total de 254.000 km^2. Este Plan estuvo basado en un acuerdo entre el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), la DGFM (con responsabilidad en las provincias de Salta y Jujuy, sobre una superficie de 120.353 km^2) y la Subsecretaría de Minería (con responsabilidad en las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero, sobre una superficie de 134.406 km^2).

La región bajo responsabilidad de la DGFM cubría un área que comprendía desde el norte el límite con Bolivia; al sur con las provincias de Catamarca y Tucumán; hacia el este el meridiano de 64º30' de longitud oeste y al oeste con Bolivia y Chile. La región abarcaba tres unidades morfoestructurales de rumbo meridional; una occidental, perteneciente a la altiplanicie elevada de la Puna, con altura media de 4.500 m y cordones montañosos internos de hasta 6.500 m; una zona central (Cordillera Oriental) integrada por cordones montañosos de hasta 6.200 m separados por valles con marcados desniveles; y la faja oriental (Sierras Subandinas) con alturas no superiores a los 2.000 metros.

Resultados alcanzados

Los trabajos de evaluación realizados permitieron por primera vez el alumbramiento de depósitos tipo Pórfiro de Cobre en la región Noroeste del país: Taca Taca, Sierra de Taca Taca, Santa Inés (más tarde denominado Cerro Samenta), Pancho Arias, Centenario, Inca Viejo, Organullo entre otros.

Las Áreas de Reserva seleccionadas en el ámbito de las provincias de Salta y Jujuy (figura 3) fueron las siguientes:

Salta

2. Santa Victoria-Hornillos
12. La Frontera
14. Pancho Arias o Vizcacheral
15. Sierra de Taca Taca
16. Chachas
17. Nevado de Quevar
18. Nevado de Acay (Negra Muerta)
19. Taca Taca
20. Sierra de Pastos Grandes
21. Santa Inés (Cerro Samenta)
22. Centenario
23. Inca Viejo
24. Brealito
25. Vallecito
26. Organullo
28. Polvorilla
29. Trancas
31. Esperanza-Incachulle

Jujuy

1. Río Grande
3. Rinconada
4. Orosmayo
5. Pairique Poquis
6. Pan de Azúcar

7. Rumicruz
8. Lina
9. Abra de Gallo
10. El Peladar
11. Tusaquillas
13. El Oculto
27. El Torno-Azules
30. Pumahuasi
32. Casa Colorada-Paiconi
33. Lagunitas
34. Pirquitas
35. Sierra de Zapla

Contemporánemente con las actividades precedentemente desarrolladas, a nivel nacional se instrumentaron entre otras, las normas legales siguientes:

1967: El P.E. en ejercicio de las atribuciones que le otorga el Congreso dicta la Ley 17319, modifica la Ley de Hidrocarburos. Se dicta la Ley 21778 de Contratos de Riesgos. Implica pérdida de la hegemonía soberana sobre el petróleo nacional.

1980: Ley 22259 Introduce los Capítulos XVIII. De la Investigación Minera y XIX. De la Minería a Gran Escala. Permite la prospección y exploración de grandes áreas.

Plan de Exploración de la Cuenca Ferrífera de Sierra Grande. Este Plan se ejecutó durante 1975 y 1976 con el propósito de incrementar las reservas de Fe conocidas y explorar el potencial de Tierras Raras, a través de un programa de trabajo integral relevamiento geológico, magnetometría aérea y terrestre y sondeos exploratorios. Los trabajos se realizaron sobre una superficie de 19.000 kilómetros cuadrados.

Los resultados de los trabajos permitieron alumbrar nuevas reservas: en Yacimiento Norte 12.000.000 t y en el Yacimiento Sur de duplicaron las reservas conocidas.

OTROS TRABAJOS DE EXPLORACIÓN GEOLÓGICA MINERA

La DGFM realizó otros importantes aportes dentro del campo de la evaluación y exploración geológico minera, particularmente aquellos específicos, tales como:

Plan Hierro: exploración regional de las provincias del noroeste argentino en procura de nuevas localizaciónes de mineral de hierro.

Plan Fosforita: Evaluación de recursos fosfáticos asociados con la cuenca ferrífera subandina, a través de un convenio con el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Se determinó la presencia de 6 depósitos fosfáticos con ley media 6% de P_2O_5.

Exploración del Depósito Bajo La Alumbrera: La actividad de la DGFM en este depósito comenzó con la ejecución de un programa de 12.000 m de perforaciones para la Secretaría de Minería y Yacimientos Mineros Agua de Dionisio en el año 1974, con el objeto de complementar los datos técnicos-económicos para el estudio de prefactibilidad. En 1979 la DGFM llevó adelante un programa de perforaciones hasta los 600 m de profundidad, a través de un acuerdo con YMAD, PNUD y la University of Arizona (USA) representada por John Guilbert y un equipo de colaboradores conjuntamente con geólogos argentinos. Las recomendaciones del trabajo realizado por este equipo concluyen con la ejecución de un nuevo programa de 3.200 m de sondeos a diamantina con recuperación de testigos, con el propósito de determinar los límites explotables del depósito, la mecánica de rocas para la determinación de taludes y ajustes de datos de cubicación.

Con los datos obtenidos se llevaron a cabo varios estudios de Prefactibilidad en el depósito Bajo La Alumbrera, entre los que se destacan los siguientes:

1978: DIGID (Dirección General de Investigación y Desarrollo del Ministerio de Defensa).

1978: Kayser Engineering Int. Inc.: por contrato adjudicado por DIGID-YMAD.

1981: Seltrust Engineering: por contrato adjudicado por DGFM-PNUD.

EXPLORACIÓN DEL DISTRITO MINERO NEVADOS DEL FAMATINA

En 1977 se inicia un programa de exploración mediante un convenio entre la Subsecretaría de Minería de la Nación y DGFM, el que tuvo por objeto la evaluación en forma conjunta del distrito minero, particularmente el del sector denominado La Estrechura, lugar donde se produjo el descubrimiento de mineralización diseminada de molibdeno y cobre.

El relevamiento realizado por los dos organismos definió la presencia de un un pórfiro de molibdeno y cobre de baja ley, de 1.500 m en sentido meridiano por 300 m en dirección norte-sur, con ley en Mo 0,06% y Cu 0,17%. En el sector se realizaron mapeos geológicoss de detalle, geofísica, magnetometría y 10.667 m de sondeos a diamantina con recuperación de testigos.

PLAN SALARES

Sobre la base del carácter eminentemente estratégico del litio en función de su aplicación creciente en la fabricación de aleaciones extralivianas de aluminio-litio, de empleo en la industria aeroespacial; su uso como refrigerante y fluido intermediario en reactores nucleares de tecnología avanzada y las baterias de alto rendimiento; su cada vez mayor participación en el desarrollo tecnológico; la prognosis sobre un marcado crecimiento de la demanda; el hecho de que la explotación de los yacimientos contenidos en las salmueras de los salares fueron los de más bajos costos operativos, determinó que la DGFM tomara la decisión de impulsar un Plan tendiente a explorar el potencial litífero de

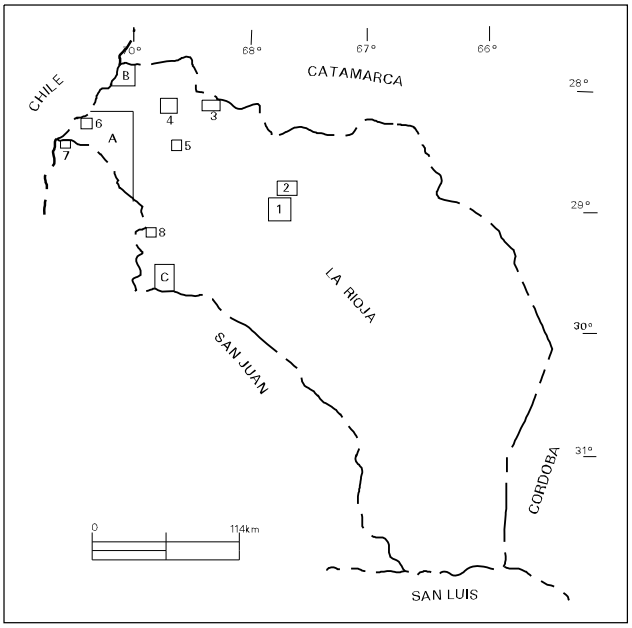


Figura 4. Mapa de ubicación de las principales áreas de reserva correspondientes al plan La Rioja (ver texto para la identificación de las diferentes áreas).

las principales cuencas salinas de la Puna de Jujuy, Salta y Catamarca. El trabajo se implementó durante el lapso 1969-1974.

El plan de exploración se desarrolló en los salares de Arizaro, Pastos Grandes, Pozuelos, Centenario, Rincón, Ratones y Pocitos, en la provincia de Salta; Hombre Muerto y Antofalla en la provincia de Catamarca y en los salares de Jama, Olaroz y Cauchari en la provincia de Jujuy. Las tareas consistieron en relevamientos de la superficie de cada salar, muestreo de salmueras en el subsuelo (pozos a nivel freático), muestreo de salmueras en superficie (cuerpos lagunares) y muestreo de manantiales y vertientes de desagüe sobre cuencas centrípetas.

Sobre la base de los resultados alcanzados se seleccionó como prioritario el Salar del Hombre Muerto en el que posteriormente se llevó a cabo un programa de exploración a escala de semidetalle, el que incluyó perforaciones con recuperación de testigos.

Corroborados los resultados preliminares, la DGFM decidió invitar a las empresas privadas a través de un concurso público internacional con el objeto de completar la exploración con opción a la explotación de este importante depósito.

El concurso público internacional fue adjudicado a la compañía Minera del Altiplano S.A., subsidiaria de FMC Corporation de EE.UU., empresa que continuó con los estudios de prefactibilidad, desarrollo y puesta en marcha del proyecto para la producción de litio y otros compuestos asociados.

Por su naturaleza, esta singular explotación significa el aporte de un recurso minero que a través de técnicas no convencionales aportará al mercado un producto que se insertará en los insumos de diferentes procesos de avanzada tecnología, a la vez que implica un claro ejemplo de la subsidiaridad del Estado con relación a la actividad privada.

Sin duda que el desarrollo de este depósito de litio descubierto por la DGFM, ha permitido la apertura de un polo de desarrollo en una región totalmente inhóspita dentro del ámbito de la puna, permitiendo generar una importante fuente de trabajo e inserción de mano de obra calificada, así como situar a la República Argentina en un ámbito en el que contados países participan, como suministrador de una sustancia de aplicaciones estratégicas tales como la fabricación de aleacciones extralivianas de aluminio-litio de empleo en la industria aeroespacial, su uso como refrigerante y fluido intermediario en reactores nucleares de avanzada tecnología y la fabricación de baterias de alto rendimiento.

SUBSECRETARÍA DE MINERÍA DE LA NACIÓN

PLAN LA RIOJA

Fue el primer Plan orgánico de desarrollo regional y sistemático realizado en el país por la Subsecretaría de Minería, a través de su organismo ejecutor, la entonces Dirección Nacional de Geología y Minería, su actividad comienza en el año 1966, con sede en la ciudad de La Rioja y se traza como objetivo la prospección y exploración geológico minera de la provincia homónima, a fin de evaluar los depósitos minerales metalíferos y no metalíferos que integren recursos para el desarrollo regional (véase figura 4).

El Plan la Rioja perseguía entre otros los siguientes propósitos:

-Prospección del 68% de las áreas consideradas de interés minero en el territorio nacional, con el propósito de aumentar el conocimiento del potencial real del subsuelo del país.

-Incrementar en forma sostenida, la producción a fin de impulsar el proceso de sustitución de importación de productos minerales y sus derivados, satisfaciendo las mayores demandas que se originarán con las tasas de crecimiento previsto en otros sectores económicos.

-Posibilitar la expansión y fortalecer la posición competitiva de las empresas mineras de capital nacional.

-Asegurar el desenvolvimiento y la expansión de las explotaciones necesarias para la seguridad nacional.

-Perfeccionar los sistemas de explotación y beneficios para lograr mejoramiento en las calidades y reducción de costos.

Para el cumplimiento de sus propósitos contó con la infraestructura y sectores específicos como: geología minera y prospección, laboreo de minas y perforaciones, mantenimiento, laboratorios petrológico y geoquímico y cartografía entre otras.

Sobre la base de 123 mosaicos aerofotogramétricos, a escala 1:50.000, que cubrieron toda la provincia se llevaron a cabo las siguientes actividades:

-Recopilación de antecedentes topográficos, geológicos y mineros.

-Fotogeología de los fotomosaicos.

-Restitución de sistemas de avenamiento sobre fotomosaicos.

-Cotejo de campo, selección de áreas prioritarias, ubicación de minas conocidas, estudios petrográficos y mineralógicos.

-Prospección geoquímica sistemática de sedimentos de corriente.

-Relevamiento geológico de detalle a escalas: 1:20.000; 1:12.5000; y 1: 10.000; geofísica (Polarización inducida); estudios de alteración hidrotermal; sondeos a diamantina; laboreos mineros.

Sobre la base de los estudios realizados se seleccionó un conjunto de áreas de interés minero en las que se realizaron estudios de detalle:

1. Mina San Carlos
2. Distrito La Cébila
3. Mina La Independencia
4. Distrito Wolframífero Sañogasta
5. Portezuelo de La alumbrera
6. Río Indarguás
7. Quebrada Ancha
8. Cerro Negro Oriental-Cerro Negro Occidental
9. Distrito La Mejicana
10. Nevados del Famatina
16. Distrito Grafítico Villa Unión
17. Quebrada Barita-Las Vacas
18. Distrito Cerro Cacho
19. Los Llantenes-Dorsal La Orilla
20. Cerro Cuminchango
21. Río Tamberos–El Salto
22. Río Blanco-Filo La Vicuñita-Cerro El Potro

PLAN NOA I GEOLÓGICO MINERO

Este plan de vasto alcance se realizó a través de un convenio entre el Gobierno Argentino (DGFM-INGM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD)

El proyecto de evaluación geológico minera regional, se realizó en las provincias de Salta, Jujuy, Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero, cubrió una superficie total de 254.000 kilómetros cuadrados. La Subsecretaría de Minería fue responsable de la evaluación geológica minera de las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero, sobre una superficie de 134.406 kilómetros cuadrados. El objeto fue la evaluación del potencial minero de la región a la vez que dar entrenamiento al personal en técnicas avanzadas de exploración. Para la ejecución de este programa el PNUD aportó equipos y expertos no disponibles en el país; fondos para gastos de las comisiones geológicas; bibliografía especializada, vehículos y un sistema de becas de perfeccionamiento profesional.

Como resultado de la evaluación realizada se seleccionaron las siguientes áreas (figura 5):

1. Diablillos
5. Antofalla Este
10. Sierra de Calalaste
13. La Borita
14. Cerro Tipas
15. Tres Quebradas
25. Norte de Andalgalá
27. Cerro Quico
30. Aconquija
31. Río Grande
34. Laguna del Salitre
37. Cueros de Purulla
38. La Hoyada
39. Cerro Azul
40. Cerro Toronado
46. Narváez Norte
47. Fiambalá-Zapata
49. Negro de Rodríguez
52. Cerro Negro

El fundamento de la exploración minera del noroeste argentino fue la exploración sistemática ordenada y detallada de la región. Esto permitió conocer y evaluar los recursos minerales para ponerlos a disposición de la actividad productiva. La evaluación se llevó a cabo de acuerdo a los siguientes criterios:

-Áreas investigadas con información suficiente para ser de interés a la actividad minera privada.

-Áreas dónde se reconocieron las manifestaciones mineras y su potencialidad no permitió actividad productiva. En estos casos la información de dichas áreas pasó a formar parte del patrimonio informativo de las provincias comprendidas en el plan.

Las características generales del Plan estuvieron sustentadas en:

-Descubrimiento de nuevos prospectos, tales como Antofalla, La Borita, Cerro Toronado

-Revalorización de antiguos distritos mineros, mediante el aumento de infraestructura vial y cartográfica.

-Aplicación de nuevos criterios en la búsqueda de recursos minerales en las áreas conocidas.

Las exploraciones realizadas permitieron los siguientes aportes:

-Informes preliminares de cada uno de los mosaicos a escala 1:50.000 que cubren el área.

-Procesamiento estadístico de los resultados obtenidos en la prospección geoquímica.

-Mapas geológicos por mosaico a escala 1:200.000.

-Mapa geoquímico a escala 1:250.000 (Provincia de Catamarca).

-Mapas de manifestaciones minerales de las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero a escala 1:500.000.

-Informes preliminares de cada una de las áreas investigadas.

-Datos analíticos de todas las muestras procesadas.

-Descripciones petrográficas.

-Estudios calcográficos.

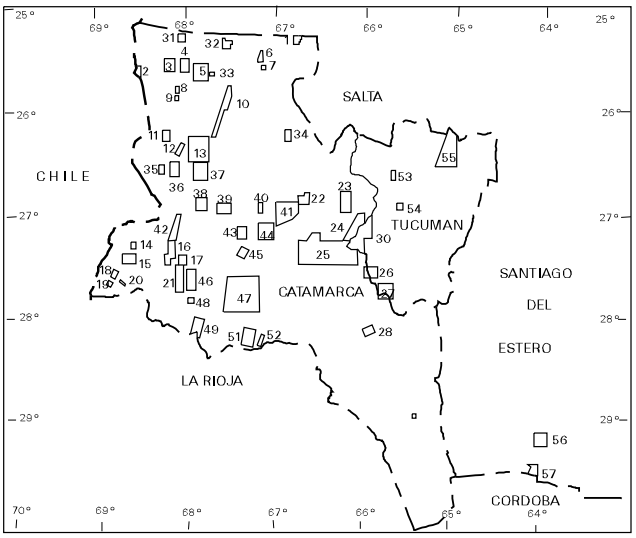


Figura 5. Áreas de reserva seleccionada en las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero a partir del Plan NOA I de la Subsecretaría de Minería de la Nación

-Depósito de testigos de perforaciones.

PLAN PATAGONIA COMAHUE

Este Plan fue organizado exclusivamente por la Secretaría de Minería de la Nación y fue puesto en ejecución en virtud de la Ley de Reserva Nº 20.379/73. Tuvo como objetivo la evaluación del potencial de los recursos naturales no renovables existentes en la región Patagonia-Comahue. Contó como base con un equipo de profesionales experimentados en otros planes de similar alcance, realizados en el país. La región de estudio abarcó las provincias de Neuquén, La Pampa, Río Negro y sur de la provincia de Buenos Aires y las provincias patagónicas propiamente dichas, Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego.

La superficie cubierta por los estudios fue de 900.000 km^2 y estuvo delimitada al este por el meridiano de 69º45'de longitud oeste y al sur del paralelo de 40º de latitud sur de la provincia de Neuquén, al sur del paralelo de 36º de latitud sur de la provincia de La Pampa, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, y la totalidad de las provincias de Río Negro, Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego.

En las etapas iniciales del Plan se contó con la colaboración de expertos del Instituto de Ciencias Geológicas de Londres. Más tarde participaron especialistas del PNUD y del Gobierno del Japón a través de JICA (Japan International Cooperation Agency). Las áreas evaluadas en detalle por estos expertos fueron: Nº 46 Arroyo Correntoso; Nº 51 Río Furioso y Nº 31 Cerro Cuche. Otro destacado aporte lo realizó también Naciones Unidas mediante el programa denominado Fondo Rotatorio con el que se encaró la evaluación del área de Reserva Nº 52 Huemules, depósito vetiforme con mineralización de galena, calcopirita y pirita como sulfuros principales y oro.

El relevamiento geológico-geoquímico regional y el de detalle se llevó a cabo sobre la base de metodologías aplicadas en los planes anteriores. Esta tarea permitió la selección de 59 áreas de interés geológico minero que fueron conocidas como (figura 6):

1. Ruca Malén (RN)
2. Mesada Baguales (RN)
3. Río Foyel (RN)
4. Cordón de la Veranada (RN)
5. Cerro Piltriquitrón (RN)
7. Tres Picos (CH)
8. Cerro Coihue (CH)
9. Gastre Norte (CH)
10. Dos Picos (CH)
11. Alto del Pedal (CH)
12. Cerro Riscoso (CH)
13. Mallín Blanco (CH)
14. Techado Blanco (CH)
15. Menéndez Brazo Sur (CH)
16. Cerro Torrecillas (CH)
17. Cordón Situación (CH)
18. Poncho Blanco (CH)
19. Arroyo Blanco (CH)
20. Lago Nº 2 (CH)
21. Cerro Pirámide Sur (CH)
22. Arroyo La Cascada (CH)
23. Cerro La Portada (CH)
24. Arroyo de Los Jabalíes (CH)
25. Río Chico (CH)
26. Vertedero (CH)
27. Los Pozones (CH)
28. Nahuel Pan (CH)
29. Cordón Caquel CH)
30. Laguna Suñica (CH)
31. Cerro Cuche (CH)
32. Cerro Bayo Moro (CH)
33. Río Hielo (CH)
34. Río Plomo (CH)
35. Cerro Riñón (CH)
36. Apeleg (CH)
37. Cerro Teta Norte (CH)
38. Cerro Teta Sur (CH)
39. Katerfeld (CH)
41. La Juanita (SC)
42. La Leona (SC)
43. Cerro Vanguardia (SC)
44. Dorado-Monserrat (SC)
45. Río Pinturas (SC)
46. Arroyo Correntoso (SC)
47. Lag. del Desierto (SC)
48. Sepúlveda (SC)
49. Lago Nansen (SC)
50. Cerro Colorado (SC)
51. Río Furioso (SC)

52. Río Oro (SC)
53. Arroyo de los Catones (TF)
54. Río Remolino (TF)
55. Río Túnel (TF)
56. Bahía Aguirre (TF)
57. Cerro Colorado (CH)
58. Cordón del Ingeniero (CH)
59. Huemules (CH)

(RN: Río Negro, CH: Chubut, SC: Santa Cruz, TF: Tierra del Fuego).

PLAN MENDOZA

El Plan Mendoza se llevó a cabo desde 1973 a 1979 y tuvo como objetivo desarrollar un trabajo sistemático de prospección y exploración de recursos minerales de primera y segunda catagoría en aquel sector del territorio provincial que no fuera incluido en el Plan Cordillerano.

De los objetivos establecidos se concretaron los siguientes:

-Reconocimiento de depósitos minerales conocidos, en especial de aquellos de manganeso ubicados al sur de la provincia. Selección de los definidos con perspectivas favorables y estudio de detalle de los mismos.

-Confección y ejecución de un plan de prospección sistemática por minerales de primera y segunda catagoría, denominado Plan Mendoza, situado en un área fuera de la comprendida por el Plan Cordillerano.

-Evaluación de los yacimientos de fluorita de la región sudeste de la provincia.

En la primera etapa del Plan Mendoza se determinaron 14 áreas de interés (figura 7) en las que se realizaron trabajos de fotointerpretación; mapeo geológico estructural y relevamiento geoquímico (3.500 muestras con 11.000 determinaciones; se cubrió 58.805 km^2 con tareas geológicas cuyas conclusiones están contenidas en 30 informes.

En la segunda etapa se realizaron trabajos de exploración geológica de detalle en las áreas definidas como prioritarias a escala 1:10.000; muestreo geoquímico a malla de detalle (1.000 muestras).

Los resultados alcanzados por el plan fueron documentados en un informe final, acompañados de 59 trabajos complementarios donde se detallan las actividades realizadas en la región, definiendo que la región bajo estudio no cuenta con indicios favorables para ampliar sus posibilidades mineras con relación a la presencia de nuevos depósitos minerales.

Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD)

Esta empresa minera del estado, creada por la ley 14.771 llevó a cabo programas de exploración minera que tuvieron como objetivo el alumbramiento de depósitos vetiformes de Mn, Au y Ag y diseminados de Au y Cu, dentro de una superficie de 343 km^2 concedidos por ley citada, situados en los departamentos Andalgalá y Belén, provincia de Catamarca.

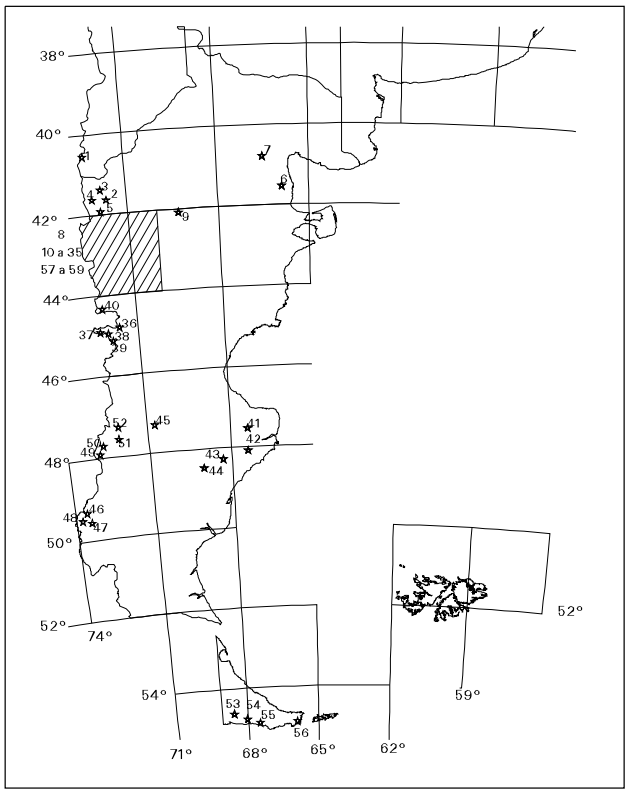


Figura 6. Areas de interés geológico-minero resultantes del plan Patagonia Comahue.

Entre los depósitos vetiformes explorados se destacan: Farallón Negro, Alto La Blenda, Agua Tapada, Macho Muerto, Morro Bola y Los Viscos. Los depósitos Porphyry Copper también de su propiedad son los siguientes: Bajo La Alumbrera, Bajo El Durazno, Bajo Las Pampitas, Bajo de San Lucas, Bajo de Agua Tapada y Bajo de Los Jejenes. El distrito evaluado es uno de los más im-portantes de la Argentina, por su potencial aurífero y cuprífero.

Del conjunto de propiedades, el complejo Farallón Negro-Alto La Blenda llegó a la etapa de explotación por propia administración; en tanto que Bajo La Alumbrera fue adjudicado por contrato para cuya explotación se integró una Unión Transitoria de Empresas entre Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD) y Minera Alumbrera Limited, la que pertenece a Mount Isa Pacific Pty. Ltd. (en un 50%) y a Musto Explorations (Bermuda) Limited (en el otro 50%).

Mount Isa Pacific Pty. Ltd. es una subsidiaria de M.I.M. Holdings Limited de Australia. Musto Explorations (Bermuda) Limited pertenece indirectamente a Río Algom Limited de Canadá (50%) y a North Limited de Australia (50%). Mount Isa Pacific Pty. Ltd. adquirió su participación en Minera Alumbrera Limited en Febrero de 1994. Río Algom Limited y North Limited adquirieron la participación de Musto (Bermuda) Limited en Minera Alumbrera Limited a través de la fusión por absorción de Musto Explorations (Bermuda) Limited en el mes de mayo de 1995.

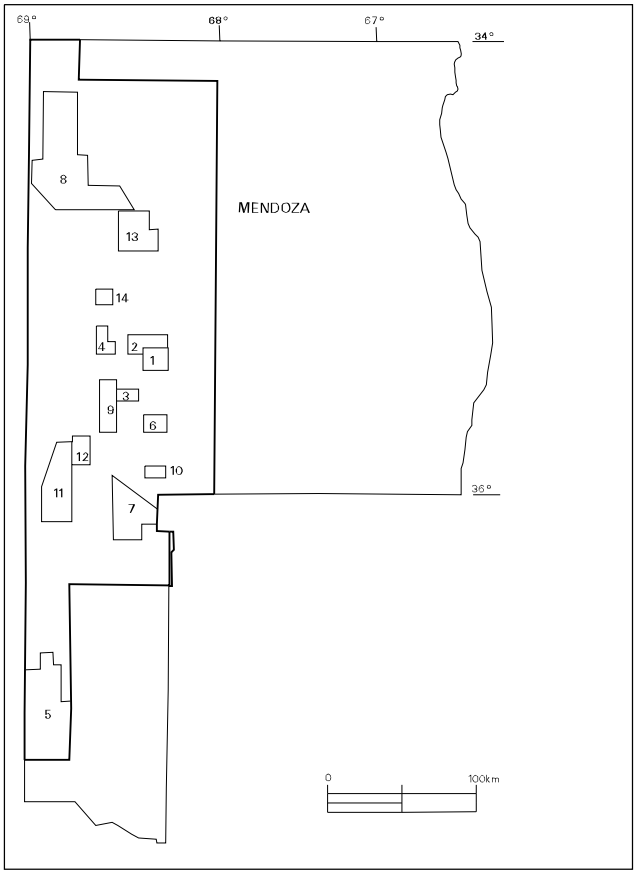


Figura 7. Áreas de interés geológico-minero resultantes del Plan Mendoza.

COMISIÓN NACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA

La prospección, exploración y explotación de uranio fue llevada a cabo en la Argentina, a partir de la década del 50', por un ente creado con objetivos específicos, la Comisión Nacional de Energía Atómica. Se emplearon los métodos geoquímicos y geofísicos de práctica , con énfasis en la detec-ción mediante radimetría terrestre y aérea.

De este modo fueron descubiertos 14 distritos uraníferos a lo largo del territorio nacional, entre los que se destacan en base a los recursos estimados Tonco Amblayo (Don Otto y Los Berthos, Salta); Los Ratones (Las tunas, Catamarca); Los Gigantes (Schlaginweit, Córdoba); Sierra Pintada (Dr. Baulíes, Mendoza); Huermul (Huemul, Agua Botada, Mendoza); y Sierra Pichiñán (Los Adobes y Cerro Solo, Chubut).

La Comisión Nacional de Energía Atómica desarrolló la tecnología necesaria para procesar los concentrados de uranio obtenidos en los complejos minero-fabriles, hasta la producción de los elementos combustibles terminados de centrales nucleares a uranio natural, materia en la que se alcanzó de este modo en el país una total autosuficiencia.

EL ESTADO SUBSIDIARIO Y PROMOTOR

De los trabajos de prospección y exploración realizados por el estado a través de sus organismos específicos, mencionados precedentemente; surgieron numerosos descubrimientos de prospectos y proyectos en distintas regiones del país. Las etapas subsecuentes no prosperaron porque en la Argentina del pasado no se confrontaron las ideas que confluyeran con el bienestar general a través de un objetivo nacional capaz de resolver en tiempo y forma un marco político, jurídico e impositivo que permitiera la radicación de inversiones privadas nacionales o extranjeras, para encarar el desarrollo minero argentino.

La inercia y los sofismas ensayados en el país por diferentes tipos de gobiernos demostraron, a través de un análisis retrospectivo que el sector minero en el último siglo de vida institucional ha transcurrido por la anfractuosa ciclotimia de las indecisiones, donde el dilema del desarrollo siempre fue cotejado frente al resultado del impacto que en el corto plazo y el rápido retorno que generan los productos agropecuarios y los negocios portuarios.

Como en el escenario de una competencia desigual, se debatió por un lado la Nación macrocéfala y agropecuaria y por el otro, la que emerge de la orografía ancestral de la nacionalidad, donde el presupuesto mínimo de supervivencia y desarrollo requiere: vocación minera, caminos, vías férreas, educación, hospitales, agua potable y la decisión de afrontar el riesgo minero medible en el mediano y largo plazo. Frente a frente estas dos opciones, la primera siempre fue la elección privilegiada, en tanto que la segunda, encarnada en la minería, sólo obró de grata recordación en las instancias preelectorales.

Finalmente el advenimiento de la madurez y la hora de las definiciones y las decisiones fundamentales, luego de la intensa actividad desarrollada por el estado a través de sus empresas e instituciones mineras con un saldo altamente positivo sobre la base de prospectos y proyectos mineros descubiertos por geólogos argentinos egresados de la Universidad Nacional hasta fines de la década del ‘90, el país se encontraba preparado para afrontar la crísis propia de los grandes cambios globales, hecho que planteó la necesidad de una reformulación profunda de los objetivos para consolidar una política minera acorde con los tiempos de cambio.

Con una definida percepción sobre un perfil minero realista, a partir del año 1992 se instaló en el país una nueva visión institucional, y la consolidación pragmática de un modelo en el que la República Argentina se integra como una Nación estable, con equilibrio social, político y económico en el que se inserta la minería como posibilidad, bajo la forma de una actividad previsible, con reglas claras y precisas, sustentada en leyes consensuadas de Inversiones Mineras, de Reordenamiento Minero y de Acuerdo Federal Minero, signado entre la Nación y las Provincias Argentinas, como expresión genuina de signo federal, y garantía de una proyección estable y vigente en el largo plazo.

La consolidación de esta nueva filosofía política de cambio se sustentó con la sanción de las leyes siguientes:

1993: Ley 24.196 de Inversiones Mineras; Ley 24.224 de Reordenamiento Minero; Ley 24.228 de Acuerdo Federal Minero

1995: Promulgación de la Ley 24. 585 de Protección Ambiental que se incorpora al Código de Minería como Título Complementario

1997: El 30 de Mayo se publica en el Boletin Oficial Nº 28.658 el texto ordenado del Código de Minería mediante el Decreto 456.

En este contexto se concibió como objetivo la transformación de la República Argentina no en un país minero sino en una Nación con minería, con un adecuado marco de confiabilidad institucional y la creciente estabilidad de las reglas de juego políticas y socio-económicas, que condujeron a la prospección y exploración geológica de los recursos mineros potenciales, cuya promoción y desarrollo permitió llegar a un crecimiento orgánico, racional e integral con la más amplia participación de las empresas privadas en la inversión de riesgo que antes asumió el estado.

El marco legal vigente a partir de 1993, propició el advenimiento de la inversión privada genuina nacional y extranjera, como nunca antes se había logrado en toda la historia institucional del país, hecho que permitió a través de la prospección y exploración minera el conocimiento del potencial y desarrollo de proyectos que se transformaron en un bien social, al generar fuentes de trabajo, mayores bienes y mejores ingresos para los habitantes que directa o indirectamente estuvieron y están involucrados en forma creciente en este proceso.

Los emprendimientos en avanzado grado de evaluación que fueron encarados preliminarmente por el Estado se convirtieron luego en importantes proyectos de inversión de compañías privadas alentadas esencialmente por los incentivos que brinda la nueva Ley de Inversiones Mineras, norma que contempla importantes beneficios entre los que se cuentan:

-Estabilidad Fiscal por 30 años, a las empresas que desarrollen actividades mineras, las que no serán afectadas por aumento en las contribuciones impositivas y tasas en los ámbitos nacional, provincial o municipal.

-Deducción de gastos en el balance impositivo del impuesto a las ganancias hasta un 100% de los montos invertidos en gastos de prospección, exploración, ensayos metalúrgicos y estudios de factibilidad económica.

-Amortización acelerada.

-Utilidades provenientes de aportes de mina y derechos mineros como capital social.

-Capitalización del avalúo de reservas hasta un 50%, sin generación de impuestos.

-Exención del pago de derechos de importación y de todo otro derecho, impuesto especial o gravamen, para la introducción de bienes de capital, equipos especiales, insumos, necesarios para la prospección, exploración, desarrollo y extracción de sustancias minerales.

Asimismo el Código de Minería contempla la Exención Fiscal durante los primeros 5 años de vida de un proyecto.

Bajo este gran resguardo promocional implementado por el Estado, para el desarrollo de proyectos mineros por parte de la inversión privada, se inició en el país un singular curso de acción que transfirió capitales genuinos para la ejecución de trabajos de prospección, exploración, desarrollo y explotación de diferentes tipos de materiales minerales, entre los que se destacan los siguientes:

Litio, potasio y magnesio: contenido en las salmueras del Salar del Hombre Muerto (provincia de Catamarca).

Oro, cobre y plata: Bajo La Alumbrera (provincia de Catamarca), Agua Rica (provincia de Catamarca), Cerro Vanguardia (provincia de Santa Cruz), Pachón (provincia de San Juan), San Jorge (provincia de Mendoza).

Polimetálicos: con menor grado de desarrollo, entre los que se cuentan los proyectos: Taca Taca, Cerro Samenta, Organullo, Centenario, Pancho Arias, Negra Muerta (provincia de Salta), Chinchillas, Cerro Redondo, Pan de Azúcar, Rachaite (provincia de Jujuy), unos en operación y otros que en el corto y mediano plazo, contribuirán comercialmente a un sensible aumento del PBI en el año 2.000, fecha para la que se prevé que la producción alcanzará los 1.800 millones de pesos de los que 1.200 corresponderán a exportaciones.

Estos proyectos mineros, tanto grandes como medianos, generaron la apertura de caminos de acceso, transporte, obras civiles de uso comunitario, generación y transmisión de energía, comunicaciones, educación y centros sanitarios entre otros y se mantuvieron abiertas las expectativas para el ingreso de capitales destinados a la inversión de riesgo, como forma de mantener las posibilidades de la generación de trabajo en nuevas regiones del país.

De acuerdo con las cifras promedio de inversión anual en exploración (100 a 150 millones de pesos), en relación con tan solo el 25% de superficie del territorio bajo evaluación y teniendo en cuenta que un total de 70 empresas internacionales están operando, la República Argentina se ha transformado en un lapso menor a una década, en el primer país en captación de inversiones mineras. Prácticamente no hay en el mundo compañía minera de importancia que no esté radicada en la Argentina.

La labor trascendente de los últimos 30 años, ejecutada silenciosamente por la comunidad geológica, los ingenieros de minas, los técnicos, los ayudantes y los baqueanos, permitieron construir las bases del desarrollo minero nacional. El inversor privado, nacional o extranjero tomó el testimonio y con el aporte de sus inversiones está transformando en realidades los prospectos descubiertos por el estado, hecho de profunda significación, que implica que el pais, finalmente dispone de la inteligencia debidamente capacita-

da para afrontar etapas más avanzadas de la evaluación e investigación geológico minera.

La profundización de la política minera del Estado implicará la fortificación del nivel del conocimiento inagotable, como recurso estratégico para afrontar el futuro. Dicho conocimiento deberá retroalimentarse en una sólida base de datos, en la información, las imágenes, los símbolos, la cultura, la ideología y los valores para proyectar todo hecho económico, como forma eficaz de contraponerse a los recursos finitos de la tierra, la mano de obra, las materias primas y el capital, dado que la globalización marcará una tendencia hacia una creciente imposibilidad de intercambio laboral a medida que aumentan vertiginosamente las destrezas requeridas. Ante este reto crucial que amenazará las fuerzas del trabajo manual e intelectual, el Estado deberá preveer la preparación adecuada de sus cuadros funcionales a los efectos de enfrentar los problemas potenciales.

BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F. y V. Angelelli, 1948. Las especies minerales de la República Argentina. *Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología. y Minería,* 582. Jujuy.

Angelelli, V., 1941. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. *Dir. De Minas y Geol. Bol.* 50. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales, Ciencias Geológicas,* 2. Buenos Aires.

Barnabé, J. F., 1915. Informe sobre el distrito minero de Tinogasta, provincia de Catamatca. *Min. Agric., Sec. Geol. Miner. y Minería, Anales,* 4. Buenos Aires.

Beder, R., 1921 Breve recopilación de los yacimientos de materias explotables de la República Argentina, con especial atención a los últimos descubrimientos. *Dir. Gral. de Min., Geol.,e Hidrol. Bol.,* 26. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1884. Los criaderos de wolfram y molibdenita de la Sierra de Córdoba. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 44. Córdoba.

Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación. *A. Min. Agric., Sec. Geol. Miner. y Minería,* 1, 2. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1912. Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. *An. Min. Agric. Sec. Geol. Miner. y Minería,* 7 (3). Buenos Aires.

Bonarelli, G., 1913. Las sierras subandinas del Alto Aguarague y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Departamento de Orán, Provincia de Salta. *Dir. Gral. de Min., Geol e Hidrol.. Bol. 9.* Buenos Aires.

Brackebush, L., 1893. Las condiciones de la minería en la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 44. Córdoba.

Caplain, L., 1912. Informe sobre el estado de la minería en el Territorio Nacional de Los Andes. *An. Min. Agric., Sec. Miner. y Minería,* 7 (1). Buenos Aires.

Catalano, L. R., 1943. Yacimientos de minerales de cobre y de hierro. Lago Fontana (T. N. Del Chubut). Mina El Solcito. *Dirección General. de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Cayo, M. R., 1949. Las minas Tío, Tauro y Tacurú. Dpto. Calamuchita. Provincia de Córdoba. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

De Angelis, P. de, 1835-1837. Colección de documentos relativos a la historia antigua y moderna de las provincias del Río de La Plata. *Imprenta del Estado.* Buenos Aires.

Devito, H. H., 1949. Informe de la comisión de estudio de los yacimientos de cobre y otros de la provincia de La Rioja. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Facultad de Filosofia y Letras. *Documentos para la historia Argentina.* 14: 372. Buenos Aires.

García Castellanos, T., 1945. Geología económica Argentina. Metales. Yacimientos. Comercio y producción. Usos. Córdoba.

González Stegemann, E. M., 1945. Exploración Salamanca-Barrera. Departamento Tupungato. Provincia de Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Hermitte, E., 1915. La geología y minería argentina en 1914. *Tercer Censo Nacional de la República Argentina de 1914*. Buenos Aires.

Hoskold, H. D., 1904. The mines, mining, metallurgy and mining laws of the Argentine Republic. *Min. of Agric., Com. And Industries.* Buenos Aires.

Hünicken, E., 1894. *Provincia de La Rioja. Industria, Minería y Metalurgia*. Buenos Aires.

Kittl, E., 1940. Los yacimientos cupríferos de la República Argentina y su explotabilidad. *Revista Minera,* 11: 1-4. Buenos Aires.

Lozano, P., 1745. Historia de la Compañía de Jesús de la provincia del Paraguay. *Imprenta de la viuda de Manuel Fernández y del Supremo Consejo de la Inquisición.* Madrid.

Molina, J. I. de, 1788-95. Compendio de la historia geográfica, natural y civil del reyno de Chile. *Imprenta Sancha.* Madrid

Méndez, V., J. C. M. Turner, A. Navarini, R. Amengual y V. Viera. 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares, PNUD.* Buenos Aires.

Novaresse, V., 1893. Los yacimientos auríferos de la Puna de Jujuy. *Sociedad Científica Argentina, Anales,* 35. Buenos Aires.

PNUD, 1970. Investigación sobre mineral de cobre porfídico en las provincias de mendoza, Neuquén y San Juan. Argentina. *Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo.*

Ovalle, A. de, 1644. Histórica relación del reyno de Chile, y las misiones y ministerios que exercitacen él la Compañía de Iesus. *Ed. Fco. Cavallo,* Roma.

Prescott, W., 1843. History of the conquest of Mexico. Second Ed. Three volumes. *Richard Bentley, New Burlington Street.* London.

Popper, J., 1887. Exploración de la Tierra del Fuego. *Bol. Inst. Geol. Arg.,* 8. Buenos Aires.

Rickard, I. F., 1869. Informe sobre los distritos minerales, minas y establecimientos de la República Argentina en 1868-1869. *Ministerio del Interior.* Buenos Aires.

Rosa, J. M., 1967. *Los tiempos españoles. Historia Argentina. I.* Buenos Aires.

Rosales, D. de, 1674. Historia Jeneral del reyno de Chile desde la época aborigene hasta la gran rebelión del siglo XVII. Publicada bajo la dirección de don Benjamín Vicuña Mackenna. *Imprenta del Mercurio*. Valparaiso.

Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento geológico y minero del noroeste argentino. *Dirección de Minería y Geología, Boletín,* 53. Buenos Aires.

Sobral, J. M., 1928. La mina aurífera de San Ramón (departamento Tupungato), provincia de Mendoza. *Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol.,* 43. Buenos Aires.

Stappenbeck, R., 1918. Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. *Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrol., Boletín,* 19. Buenos Aires.

Tezón, R. y J. C. Fernández Lima. 1949. Geología Económica. Hoja 13 c (Fiambalá). Distrito Los Arboles-Los Ratones. Departamento Tinogasta. Provincia de Catamarca. *Dir. Gral. Ind. Minera.* Buenos Aires.

Vega, Inca Garcilaso de la, 1722. Comentarios Reales. Orígen de los incas, reies, que fueron del Perú, de su idolatría, leies y gobierno en paz, y en guerra, de sus vidas y conquistas, y de todo lo que fue aquel imperio. Segunda Impresión, enmen. añadida la vida de inti cusi titu iupanqui, penúltimo inca. Oficina Real, y a costa de Nicolás Rodríguez Franco. Madrid

Vega, Inca Garcilaso de la, 1723. Historia general del Perú, trata el descubrimiento de él y como lo ganaron los españoles. Las guerras civiles que huvo entre Pizarros, y Almagros, sobre la partija de la tierra, castigo y levantamiento de tyranos, y otros sucesos partculares, que en la historia se contienen. *Oficina Real, y a costa de Nicolás Rodríguez Franco.* Madrid

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS

Ramos, V. A., 1999. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 29-49, Buenos Aires.



CICLOS OROGÉNICOS Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Victor A. Ramos[1]

INTRODUCCIÓN

El objetivo del presente capítulo es brindar un marco tectónico adecuado que permita evaluar los distintos metalotectos que se reconocen en los episodios metalogénicos identificados en la evolución geológica de Argentina.

Se analizarán los diferentes ciclos orogénicos y los procesos que llevaron a la constitución actual de la cordillera andina y su basamento extraandino. Se prestará especial atención a los diferentes eventos magmáticos, a la deformación y metamorfismo concomitante y a las características paleogeográficas que controlaron la historia geológica del territorio nacional.

El concepto de ciclo orogénico se utiliza para enmarcar los eventos que a partir de procesos extensionales, formación y destrucción de corteza oceánica y deformación posterior, llevan a la formación de cadenas montañosas (Dewey y Bird, 1970). El concepto de ciclo se asocia así a la propuesta de Dewey y Burke (1974), cuando definieron el ciclo de Wilson, proceso que a través de la destrucción de un océano lleva a la formación de una cadena montañosa, la que posteriormente termina arrasada por los agentes del ciclo exógeno y que mediante un nuevo atenuamiento cortical y extensión forma un nuevo océano.

En la denominación de los diferentes ciclos orogénicos se utilizará la propuesta de Turner y Méndez (1975), prestando especial atención a las modificaciones posteriores propuestas por diferentes investigadores. Así definidos estos ciclos orogénicos están constituidos a su vez por una sucesión de movimientos diastróficos, en los que se podrán reconocer fases de deformación, cuando el control geocronológico es adecuado. Se deja constancia que estas fases diastróficas agrupan una serie de eventos asociados a períodos de inestabilidad cortical, que no son necesariamente sincrónicos, dado que cuando la resolución de las dataciones así lo permite, se puede apreciar la diacroneidad de los mismos.

ANTECEDENTES

Diversos autores en diferentes épocas se preocuparon por comprender los ciclos orogénicos del territorio argentino. Entre ellos se destacan las propuestas de Keidel (1921) quien reconoció los ciclos orogénicos que llevaron a la formación de los Brasílides en el Paleozoico inferior, los Gondwánides a fines del Paleozoico, los Patagónides durante el Cretácico y finalmente los Andes durante el Cenozoico. En esta propuesta cada ciclo culminaba con una cadena montañosa, a la que se caracterizaba por una deformación orogénica responsable de su formación y levantamiento.

Con posterioridad corresponde a Groeber (1929, 1946, 1951) proponer un esquema orogénico que llevara a través de diferentes movimientos y fases a la formación de las montañas. Aceptó los movimientos paleozoicos y mesozoicos propuestos por Keidel (1921), pero brindó un cuadro más completo para el levantamiento de los Andes, reconociendo para diferentes segmentos y regiones movimientos y fases de distinta intensidad, generando una adecuada nomenclatura para la época.

Durante el apogeo de la teoría geosinclinal correspondió a Borrello (1963, 1968, 1969) la elaboración de un esquema de evolución tectónica, que dentro de ese marco, reconocía los ciclos protoídico, paleoídico y neoídico para la formación de los diferentes sistemas montañosos. Recono-

[1] *Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Tectónica Andina.*

ció las diferentes fases orogénicas, correlacionándolas con sus pares de otras regiones del mundo, asumiendo una sincronicidad y correlación directa con ellas.

Stipanicic y Rodrigo (1970 a y b), más tarde Turner y Méndez (1975), Aceñolaza y Tosselli (1976) y Salfity *et al*. (1984) se apartan de esta nomenclatura internacional proponiendo nombres locales para los distintos episodios orogénicos. Estas propuestas originaron una serie de movimientos y fases, que dentro de cada orógeno serán discutidas y analizadas con distintas evidencias geocronológicas a fin de ajustar su edad. Estas propuestas, complementadas con otras para distintas regiones, permitieron la elaboración de un esquema regional local para describir los diferentes procesos orogénicos que se conocen en la actualidad.

Con el avenimiento de la tectónica de placas, diferentes investigadores intentaron ubicar en un marco más movilista los diferentes procesos formadores de montañas, asociados a distintas colisiones y amalgamamientos de terrenos como fueran descriptos por Ramos *et al*. (1984, 1986) y Ramos (1984, 1986), entre otros.

El mejor conocimiento de estos procesos ha llevado, en los últimos años, a complejas y a veces contradictorias propuestas de evolución tectónica del territorio argentino. En la presente síntesis se seguirán las propuestas que cuentan con mayor consenso, dejando bien establecido que algunas pueden ser sólo hipótesis de trabajo para orientar investigaciones futuras.

Reseña de los grandes ciclos orogénicos

La consolidación del basamento más antiguo conocido en la Argentina corresponde al ciclo orogénico tandiliano durante el Proterozoico inferior (Teruggi y Killmurray, 1975; Dalla Salda *et al*., 1989) el cual es equivalente al ciclo transamazónico definido en la plataforma brasiliana por Almeida *et al*. (1976). Este ciclo llevó a la formación de Tandilia y queda comprendido principalmente en la llanura bonaerense y en la adyacente isla de Martín García.

La región central del país, en especial las regiones precordilleranas de San Juan y Mendoza registran una importante deformación del Proterozoico medio. Dada la naturaleza exótica al Gondwana de este basamento y sus afinidades temporales y composicionales con el continente de Laurentia, se han reconocido a estas rocas como integrantes del orógeno grenvilliano, por su aparente continuidad paleogeográfica a través de los diferentes continentes amalgamados durante esa época (Dalla Salda *et al*., 1992; Ramos *et al*., 1993).

Sin embargo, la orogenia principal durante el Proterozoico corresponde al ciclo pampeano de fines del Proterozoico a Paleozoico basal, como fuera propuesto por Aceñolaza y Toselli (1976). Este ciclo es parcialmente sincrónico con el ciclo brasiliano reconocido como uno de los principales ciclos de amalgamación del Gondwana occidental (Almeida *et al*., 1976; Ramos, 1988a). Se halla preservado en casi toda la región de las Sierras Pampeanas y parte del Noroeste argentino y de la Patagonia extraandina.

El sector preandino de la región noroeste y central de Argentina registra importantes eventos orogénicos durante el Paleozoico inferior agrupados en el ciclo Famatiniano por Aceñolaza y Toselli (1976).

La orogenia gondwánica, así descripta por Keidel (1921) y Groeber (1938), formó una serie de cadenas montañosas que coinciden principalmente con las montañas de Ventania y lo que es actualmente la Cordillera Frontal y sus estribaciones más australes.

Durante el ciclo patagonídico parte de la región austral y norte de la Patagonia, así como Tierra del Fuego, sufrieron un importante evento de deformación durante el Cretácico medio. Este evento llevó a la formación de los Patagónides, asi definidos por Keidel (1921), Windhausen (1931) y Groeber (1938).

El Cenozoico registra el levantamiento de la Cordillera de los Andes, así como de algunas áreas adyacentes como las Sierras Pampeanas. Este ciclo ándico, definido por Groeber (1918, 1929, 1951) presenta características propias que se desarrollaron desde fines del Mesozoico hasta la actualidad.

La tabla 1 resume los distintos ciclos orogénicos reconocidos, los intervalos temporales de sus principales fases diastróficas y las cadenas montañosas representativas. En los ciclos más antiguos se hace referencia a la edad del basamento y no a la morfoestructura actual que podría ser mucho más joven.

Este ha sido elaborado sobre la base de los antecedentes previamente mencionados y otros que se discutirán en las descripción específica de cada región.

CICLO TANDILEANO

La región de Tandilia expone un basamento altamente deformado, caracterizado por el desarrollo de fajas miloníticas ya descriptas por Backlund (1913), las que fueron interpretadas como grandes fajas de transcurrencia por Dalla Salda (1981a). Estas fajas, sobre la base de los estudios de Teruggi *et al*. (1989) y Ramos *et al*. (1990), fueron interpretadas como zonas de cizalla contraccional con vergencia dominante hacia el nor-noroeste. Estas faja se habrían formado por la colisión del terreno de Tandilia contra el terreno de Buenos Aires (Ramos, 1996a) llevando a la consolidación y amalgamamiento del cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico inferior. La sutura entre los dos terrenos está representada por la faja de rocas oceánicas de la Formación EL Cortijo (Teruggi *et al*., 1989), cuya importancia regional ha sido evidenciada por los estudios gravimétricos y magnetométricos realizados en el sector de Tandilia por Kostadinoff (1995). La edad de la colisión se establece por la edad del magmatismo asociado a subducción que fuera establecido por Dalla Salda y Francese (1985) y Dalla Salda *et al*. (1989) entre 2.100 y 1.900 Ma (isocronas Rb/Sr en roca total) y la de los granitoides postcolisionales (1.700 Ma, Varela *et al*., 1988). Si bien no se tienen edades del basamento metamórfico de Tandilia no se descarta una edad arqueana para el mismo.

CICLO	EDAD (en Ma)	CADENA MONTAÑOSA
Andico	45 a 0	Cordillera de los Andes
Patagonídico	98 a 75	Cordillera Fueguina
Gondwánico	290 a 250	Ventania y Cordillera Frontal
Famatiniano	465 a 385	Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales
Pampeano	600 a 520	Sierras Pampeanas Orientales
Grenvilliano	1.100 a 1.050	Proto-Pie de Palo
Tandileano	2.000 a 1.800	Tandilia

Tabla 1. Ciclos orogénicos de la Argentina.

Con excepción de las rocas metamórficas de la isla Martín García (Dalla Salda, 1981b), el ciclo tandileano está restringido exclusivamente a la región de las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires. La figura 1 resume las características geológicas principales del sistema de Tandilia, basado en Dalla Salda *et al*. (1989) y su evolución tectónica.

CICLO GRENVILLIANO

Este ciclo ha sido reconocido en el basamento metamórfico de la sierra de Pie de Palo, en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas de la provincia de San Juan (Ramos *et al*., 1993). Este basamento podría ser correlacionable con las rocas metamórficas expuestas en la Sierra de Umango, ubicada en la provincia de La Rioja, de acuerdo con las dataciones de Varela *et al*. (1996).

Las dataciones U/Pb realizadas en circones en xenolitos de rocas metamórficas obtenidos en rocas volcánicas miocenas de la Precordillera (Kay *et al*., 1996), muestran edades de 1.100 Ma que permiten integrar el basamento cristalino de la plataforma carbonática cambro-ordovícica de la Precordillera con el basamento de Pie de Palo (figura 2).

Los estudios petrográficos y geoquímicos llevados a cabo en la Sierra de Pie de Palo muestran que esta región está compuesta por una corteza juvenil formada por acreción de arcos islándicos entre los 1.050 y 950 Ma (Vujovich, 1993). Estudios recientes han demostrado las características oceánicas de este basamento el que también podría representar rocas máficas y ultramáficas de dorsales oceánicas y cuencas de trasarco (*back-arc basins*, Vujovich y Kay, 1998).

Características petrográficas y geoquímicas similares han sido descriptas por Abbruzzi *et al*. (1993) en los xenolitos procedentes del basamento de Precordillera. Rocas de similar edad se continúan por el subsuelo de la cuenca de Cuyo y vuelven a aflorar en el Bloque de San Rafael, en el sector de Ponon Trehue. Estas características han permitido agrupar en un sólo terreno denominado Cuyania, al basamento de las Sierras de Pie de Palo, Cerros Barboza y Cerro Valdivia, junto con el basamento metamórfico de la Precordillera y su extensión en el bloque de San Rafael.

Rocas metamórficas de este ciclo orogénico han sido identificadas en el cordón del Portillo, donde en su sector occidental y en las vecindades del paso homónimo han sido descriptos gneisses por Polanaski (1964), los que datados por U/Pb en circones arrojaron edades de 1.064 Ma (Ramos y Basei, 1997 a y b). Este basamento, interpretado como correspondiente al sector más oriental de Chilenia, permitirá reconocer la extensión del ciclo grenvilliano a por lo menos parte del basamento metamórfico de Chilenia.

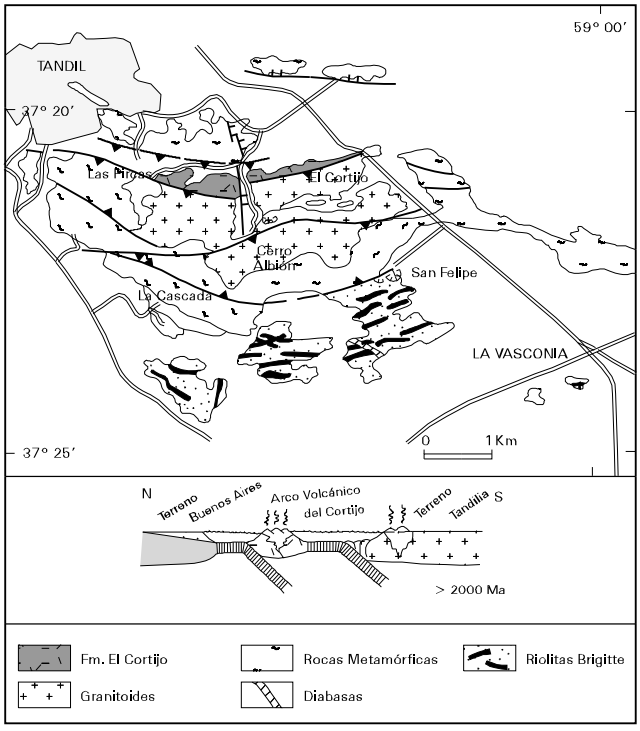


Figura 1. Localidad tipo del ciclo Tandileano y esquema tectónico que muestra la paleogeografía imperante en el Proterozoico inferior (app. 2.000 Ma), basado en Ramos *et al*. (1990).

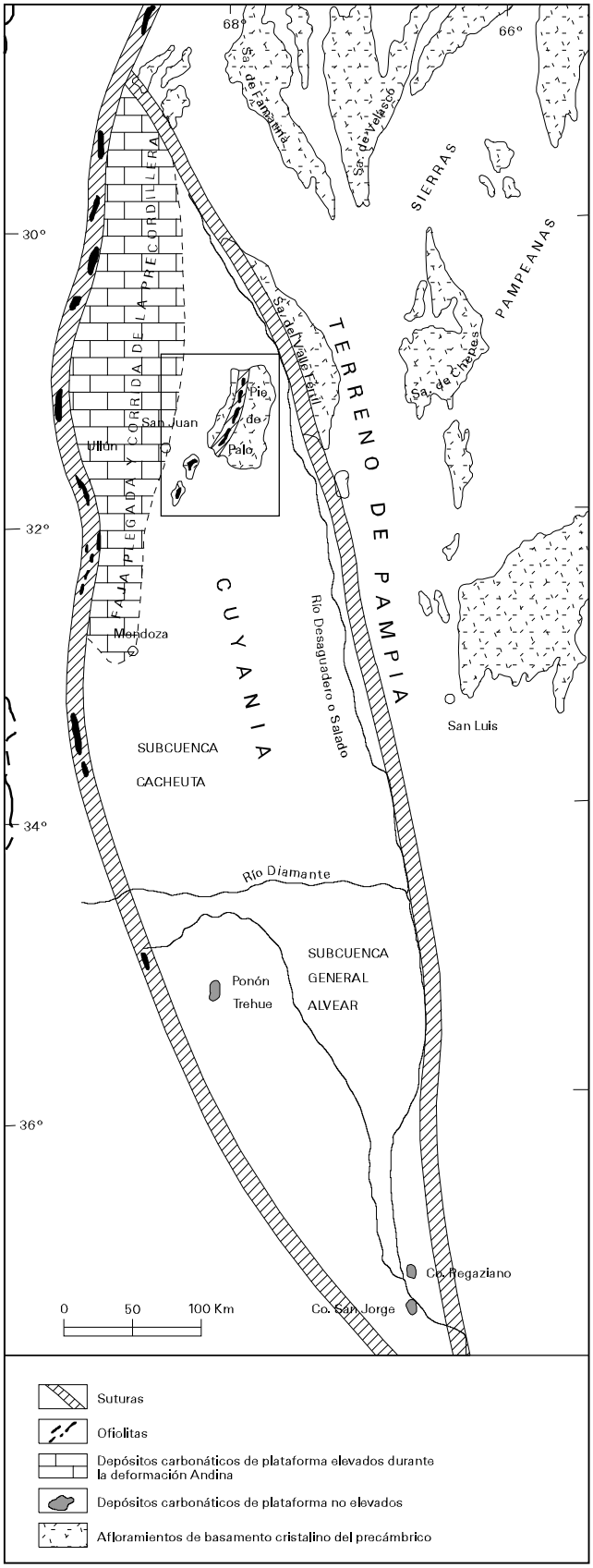


Figura 2. Basamento del terreno de Cuyania donde se han reconocido edades Grenville de deformación (basado en Ramos *et al*., 1998).

CICLO PAMPEANO

Este ciclo abarcó principalmente las rocas metamórficas del sector oriental de las Sierras Pampeanas. La existencia de granitoides de composición granodiorítica a tonalítica en las Sierras Norte de Córdoba, y su extensión al sector más austral, en las canteras de Lonco Vaca en La Pampa (Párica, 1986) y los afloramientos de las proximidades del río Colorado, han permitido reconstruir un orógeno proterozoico superior a cámbrico inferior inclusive (Ramos, 1988a). Los estudios geoquímicos realizados por Lira *et al*. (1997) mostraron la naturaleza calcoalcalina de estos granitoides, confirmando su origen asociado a procesos de subducción. Algunas dataciones de estos cuerpos dieron edades proterozoicas, edades sólo confirmadas parcialmente por los estudios de Koukharsky *et al*. (1999) en el norte de Córdoba (560±11, K/Ar en hornfels). Estas rocas graníticas culminan con granitos sincolisionales y postcolisionales de edad cámbrica inferior a media descriptos por Rapela *et al*. (1997, 1998), los que son intruidos por pórfidos riolíticos y riolitas con una edad de 495 Ma (Rapela *et al*., 1991a), que estarían indicando la exhumación del orógeno.

Las edades de este ciclo, que corresponderían al Proterozoico superior a Cámbrico basal para los granitoides asociados a subducción, seguidos por granitos postcolisionales del Cámbrico inferior, serían típicos de otros cinturones brasilianos preservados en el sector más al este, tanto en territorio uruguayo como en el sector sur de Brasil (Fragoso Cesar, 1993; Siga Junior *et al*., 1993).

Este orógeno ha sido interpretado por Kraemer *et al*. (1995) como el resultado de la colisión del terreno de Pampia con con subducción al este por debajo del cratón del Río de La Plata.

La potente secuencia de turbiditas de la Formación Puncoviscana definida por Turner (1960) en la Sierra de Santa Victoria, ha sido plegada e incipientemente metamorfizada durante el Proterozoico superior a Cámbrico basal. Estas rocas se hallan intruidas por los batolitos de Santa Victoria y La Quesera. En esta última localidad ha sido descripta la discordancia erosiva que separa a estas rocas graníticas tanto como a la Formación Puncovicana de los depósitos cámbricos (Keidel, 1943; Ramos, 1973). Esta discordancia que correspondería a los movimientos tilcáricos marcaría la culminación del ciclo pampeano en el noroeste argentino. En las regiones más internas han sido descriptas lavas almohadilladas en esta unidad, que han sido interpretadas como volcanismo de intraplaca oceánica por su caracter alcalino (Coira *et al*., 1990).

No hay acuerdo entre los distintos autores que estudiaron la faja de Puncoviscana, depósitos marinos formados durante el ciclo pampeano, que se desarrollaron en la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy, y en el sector norte de las Sierras Pampeanas Occidentales. Para algunos autores como Omarini y Sureda (1993) los depósitos se habrían originado en el Proterozoico como un sistema de rift. Para Jezek *et al*. (1985) una cuenca intracratónica o un margen pasivo, mientras que Kraemer *et al*. (1995) interpretan que

estos depósitos pertenecerían a una cuenca de antepaís donde las secuencias turbidíticas se habrían formado por la colisión del terreno de Pampia con el cratón de La Plata.

Otra alternativa posible sería interpretar a la deformación tilcárica como resultado de la colisión entre los terrenos de Arequipa-Antofalla y Pampia en el Cámbrico basal (Ramos, 1988a). En esta interpretación los granitoides de La Quesera y Santa Victoria serían el testimonio de un arco magmático asociado a la subducción de la corteza oceánica por debajo de Pampia, previo a la colisión entre los dos terrenos.

CICLO FAMATINIANO

Este ciclo correspondería a una serie de eventos orogénicos que afectaron el sector norte y central de Argentina (véase figura 3) durante el Paleozoico inferior y que llevó a la consolidación tectónica de la región pampeana. Para su descripción se pueden reconocer tres áreas de diferente comportamiento tectónico, el noroeste argentino, la región de Precordillera-Sierras Pampeanas y la región patagónica.

NOROESTE ARGENTINO

Este sector registra a partir del Cámbrico medio a superior el desarrollo de una cuña clástica basal formada por las ortocuarcitas del Grupo Mesón. Estos depósitos, confinados a la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy y al sector más oriental de la Puna, preceden a los depósitos del Ordovícico inferior a medio de la Formación Santa Rosita y unidades equivalentes. Estos depósitos en conjunto marcan el desarrollo de una plataforma clástica que coincide a estas latitudes con el protomargen del Gondwana Occidental. Los depósitos arenigianos de la Formación Acoite y equivalentes, corresponderían a la progradación hacia el oeste de esta plataforma (Ramos, 1972).

Estas rocas se interdigitan con depósitos volcánicos y volcaniclásticos de edad arenigiana-llanvirniana, que hacia el sector sur de la Puna están asociadas a plutones de composición granítica (Coira y Koukharsky, 1994). Estas rocas han sido reconocidas como la faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez *et al*., 1972).

En el sector más occidental de la Puna las rocas del Ordovícico inferior a medio son cubiertas por potentes secuencias clásticas de edad llandeilliana-caradociana. Estas rocas han sido interpretadas como depósitos de una cuenca de antepaís por Bahlburg (1990).

El sector occidental de la Puna, tanto en territorio argentino como chileno, presenta una faja de rocas volcánicas y granitoides conocidos como la faja eruptiva de la Puna occidental (Palma *et al*., 1987, Niemeyer, 1989).

Estas secuencias tanto clásticas como volcánicas y las piroclastitas asociadas han sido intensamente deformadas por la orogenia de los movimientos oclóyicos (Turner y Méndez, 1975).

La interpretación de estos eventos magmáticos y las deformaciones correspondientes han tenido diversas interpretaciones. Para algunos autores representaría en los estadíos iniciales una región de extensión detrás del arco, que llevaría a la formación de una cuenca oceánica, la que se cerraría mediante el desarrollo del arco magmático oriental en un breve lapso del Arenigiano. El arco magmático occidental representaría la subducción previa a una nueva colisión del terreno Arequipa-Antofalla contra el margen pampeano (Ramos, 1988a).

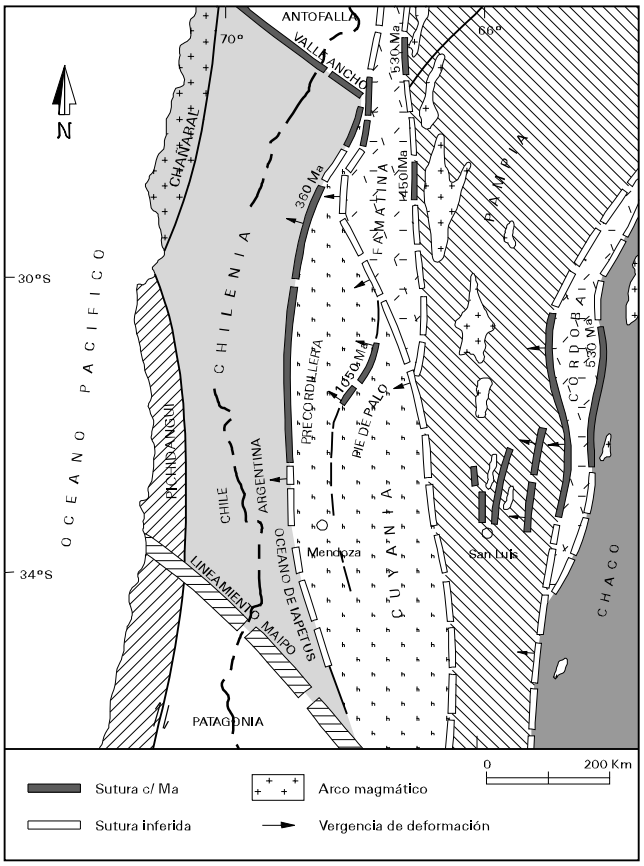


Figura 3. Mapa de distribución de terrenos y suturas de la región central de Argentina formados durante las orogenias pampeana y famatiniana.

Para otros autores como Conti *et al*. (1996) sobre la base de datos paleomagnéticos, la Puna podría también haber sido un terreno alóctono que habría colisionado con posterioridad al Ordovícico inferior con el margen pampeano.

Recientemente Coira *et al*. (1998) han propuesto que el arco magmático de la Puna occidental podría corresponder a subducción, mientras que el oriental sería más complejo, pudiendo corresponder a volcanismo de ambiente de trasarco, como ha sido propuesto previamente por Damm *et al*. (1990).

La orogenia oclóyica (Ramos, 1986b) que llevaría a la primera estructuración importante de los depósitos ordovícicos produciría el levantamiento de la Protopuna (Bonarelli, 1913-15, Salfity *et al*., 1984) y la importante discordancia que separa a estas unidades de los depósitos silúricos en el borde occidental de la Puna (Aceñolaza *et al*., 1972).

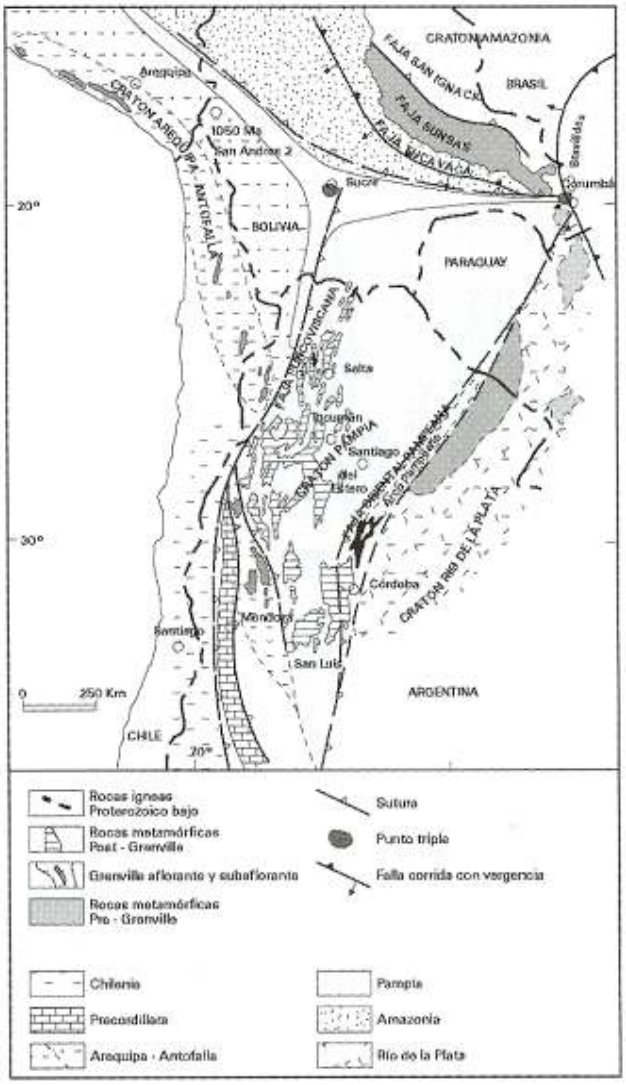


Figura 4. Mapa de la distribución de los arcos magmáticos oriental y occidental de las Sierras Pampeanas, desarrollados sobre el cratón del Río de La Plata y el terreno de Pampia respectivamnete (basado en Ramos y Vujovich, 1993).

Como resultado del levantamiento de la Protopuna se generaron dos cuencas de antepaís, una periférica y una de retroarco. La primera está representada por los depósitos siluro-devónicos que desde el Salar del Rincón se extienden al norte de Chile (Palma e Yrigoyen, 1987), mientras la segunda se desarrolla por la estructuración y levantamiento de la Protopuna y el sector más occidental de la Cordillera Oriental de Salta y Jujuy. En esta cuenca de antepaís se depositan más de 5.000 m de sedimentos correspondientes a tres secuencias progradantes descriptas por Starck *et al.* (1993). Estas secuencias se preservan en el sector oriental de la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas. El sector distal de esta cuenca de antepaís se extiende hasta la cuenca de Paraná, como lo demostrara Milani (1997) en el sur de Brasil.

PRECORDILLERA-SIERRAS PAMPEANAS

Los depósitos calcáreos de la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, constituyeron una plataforma carbonática cuyo basamento integra junto con el bloque de San Rafael lo que se conoce actualmente como terreno de Cuyania (Ramos *et al*., 1996 y Astini *et al*., 1996). Este terreno se habría separado del continente de Laurentia durante el Cámbrico inferior (Thomas y Astini, 1996), como lo atestiguan sus datos faunísticos (Borrello, 1965; Benedetto y Astini, 1993; Benedetto *et al*., 1998); sus polos paleomagnéticos (Rapalini y Astini, 1997) y la naturaleza isotópica y geoquímica de su basamento (Kay *et al*., 1996). Este microcontinente de Cuyania se ha separado de Laurentia mediante un episodio de rifting preservado en la Precordillera riojana, donde los estratos continentales rojos y depósitos evaporíticos que anteceden los bancos carbonáticos del Cámbrico inferior portadores de la Fauna de *Ollenelus* han sido interpretados como facies de sinrift (Astini y Vaccari, 1996).

El terreno de Cuyania (figura 2) colisionó con el terreno de Pampia entre los 460 y 470 Ma, como ha sido evidenciado por la evolución sedimentaria de la Precordillera Oriental (Astini *et al*., 1996).

En las Sierras Pampeanas se registra entre los 515 y 460 Ma un arco magmático asociado a subducción. Este arco magmático de las Sierras Pampeanas Occidentales, así denominado por Ramos (1988a), se diferenciaría del correspondiente a las Sierras Pampeanas Orientales por su edad más joven, cámbrica media hasta ordovícica media inclusive (Ramos, 1989, a y b). Algunos autores como Dalla Salda *et al*. (1992) y Rapela *et al*. (1992) habían interpretado la existencia de un único arco magmático famatiniano en las Sierras Pampeanas. Sin embargo, nuevos estudios han demostrado la existencia de dos arcos magmáticos diferentes, el oriental que culminaría con granitos postcolisionales a los 530 Ma (Rapela y Pankhurst, 1996, Rapela *et al*., 1998) desarrollado con subducción al este sobre el cratón de La Plata (Kraemer *et al*., 1995) separado por rocas oceánicas del sector occidental (figura 4).

El arco magmático occidental cesaría aproximadamente a los 465 Ma dando lugar a granitos sincolisionales y a una intensa deformación asignada a los movimientos oclóyicos. Esta orogenia oclóyica pliega también a los depósitos cambro-ordovícicos de la cuenca chacoparanense.

Durante el Silúrico y Devónico en las Sierras Pampeanas se registra un magmatismo postcolisional y anorogénico que ha sido ampliamente estudiado en las Sierras de San Luis y Córdoba, que culmina en la base del Carbonífero inferior (Llambías *et al*., 1996) (véase figura 5).

En la Precordillera este intervalo está marcado por el desarrollo de los depósitos clásticos del sector oriental, que se asocian en el inicio de la colisión a la extensión flexural con el desarrollo de fallas normales (Astini, 1997), y que culmina durante el Ordovícico superior y el Silúrico con la primer cuenca de antepaís desarrollada entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Astini *et al*., 1996).

La colisión y amalgamamiento de Chilenia a partir del Devónico basal están asociadas al desarrollo de la cuenca de antepaís devónica media a superior de la Formación Punta Negra y a la deformación póstuma y levantamiento del basamento de la Sierra de Pie de Palo (Ramos *et al*., 1996a).

En el sector occidental esta deformación culmina con el emplazamiento de las secuencias ofiolíticas del borde occidental de la Precordillera (Haller y Ramos, 1984).

Los episodios de deformación acaecidos durante el Devónico se agrupan en los movimientos chánicos responsables de la discordancia entre los depósitos devónicos y carboníferos (Ramos *et al*., 1984; Astini, 1996). Esta discordancia angular está expuesta entre los depósitos devónicos de la Formación El Codo y los estratos del Carbonífero inferior de la Formación El Ratón en Calingasta y en las unidades equivalentes expuestas en el cañón del Atuel.

REGIÓN PATAGÓNICA

En el sector sur del país los movimientos chánicos están representados por la discordancia que separa los estratos devónicos de la Formación Lolén de los carboníferos del Grupo Pillahuincó en la región de la Sierra de La Ventana.

En la Patagonia estos movimientos son responsables de la deformación de la Formación Sierra Grande, en forma previa a las intrusiones graníticas neopaleozoicas (Ramos y Cortés, 1984).

En el sector sudoeste del Macizo de Somun Cura, una importante deformación asociada al emplazamiento de granitos ordovícicos separa a este basamento de granitos postcolisionales más jóvenes (Dalla Salda *et al*., 1994). Algunos autores asignaron al ciclo Famatiniano la colisión y amalgamamiento de los macizos de Somun Cura y el Deseado, a través de una sutura de rumbo noroeste que se halla en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge (Palma, 1989).

CICLO GONDWÁNICO

Este ciclo está representado por un orógeno de tipo andino que se desarrolló a lo largo del borde pacífico de la Cordillera de los Andes (Mpodozis y Ramos, 1989).

Este ciclo está caracterizado por una intensa actividad magmática, en la que se distinguen importantes episodios volcánicos y plutónicos.

En el sector norte y central del país, el ciclo gondwánico está representado por las rocas aflorantes en la Cordillera Frontal y que se extienden hacia el norte hasta el Paso de San Francisco, pasando luego a territorio chileno.

Las rocas volcánicas de este ciclo han sido reunidas en forma complexiva en el Grupo Choiyoi (Groeber, 1946; Stipanicic *et al*., 1968). El amplio predominio de volcanitas y depósitos piroclásticos riolíticos en sus términos superiores, llevó a considerar a estas rocas eruptivas como asociadas exclusivamente a fenómenos extensionales (Zeil, 1981).

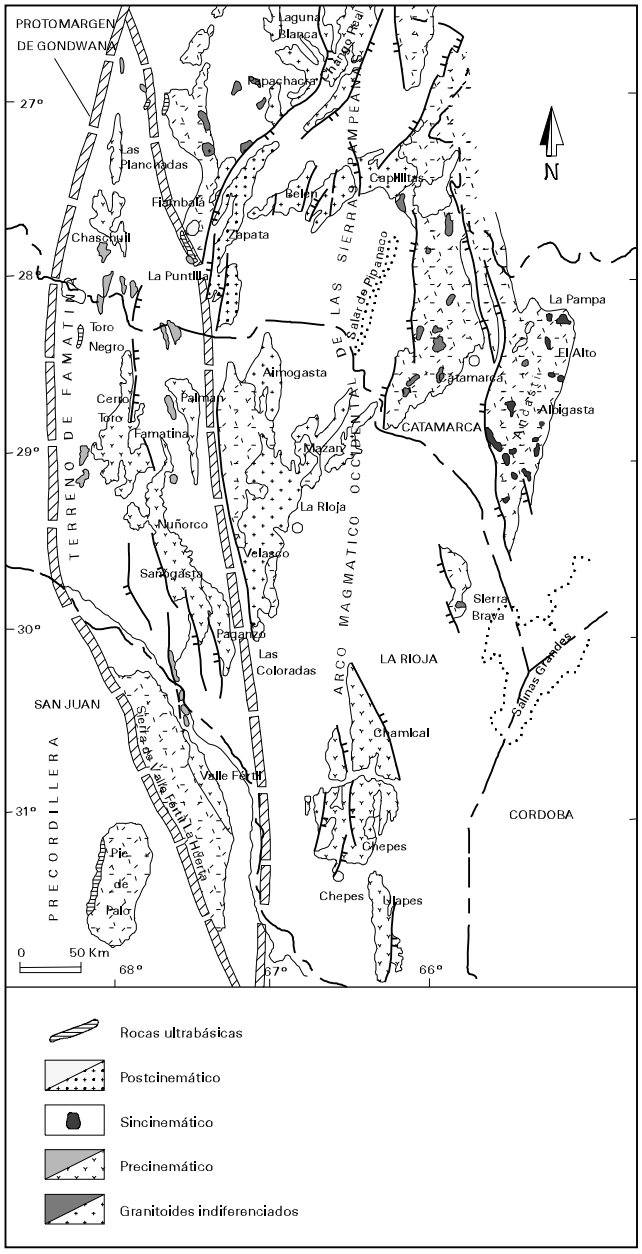


Figura 5. distribución de los granitoides del arco magmático occidental de las Sierras Pampeanas y del Famatina en la región central del país (basado en Quenardelle y Ramos, 1998).

Sin embargo, como lo destacara Polanski (1964) en las rocas volcánicas neopaleozoicas hasta triásicas inclusive, se reconocen en su sección basal rocas de netas afinidades orogénicas. En algunos sectores, como en el Cordón del Portillo, la secuencia se inicia con rocas básicas asociadas a un arco magmático de naturaleza tholeítica (Poma y Ramos, 1984). A estas rocas le siguen importantes secuencias de andesitas y dacitas expuestas en la Cordillera del Tigre, en el valle del río Mendoza, en el Cordón del Portillo y en diversos sectores del sur de Mendoza y norte de Neuquén. Estas rocas fueron interpretadas como de naturaleza orogénica (Coira y Koukharsky, 1976; Kay *et al*., 1989).

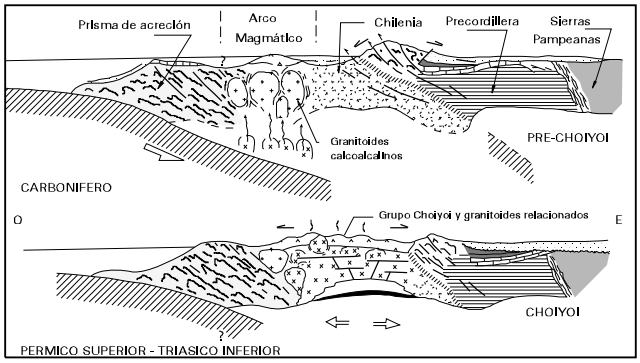


Figura 6. Esquema que muestra los procesos tectónicos asociados al magmatismo gondwánico antes y despues de la fase orogénica sanrafaélica (basado en Mpodozis y Ramos, 1989).

Estas rocas volcánicas asociadas a subducción dan lugar a secuencias riolíticas no orogénicas, que indicarían un importante evento extensional con posterioridad a la deformación de la fase orogénica San Rafael (Ramos, 1988b) (figura 6). La edad de esta fase en base a datos paleomagnéticos de las secuencias pre y postcolisionales ha sido estimada por Rapalini y Vilas (1991) en 265 millones de años.

Las rocas volcánicas estás asociadas a un importante actividad plutónica cuyo principal registro se observa en el batolito de Colanguil (Llambías y Sato, 1995).

En este sector se han reconocido principalmente granitoides postorogénicos de edad dominantemente permotriásica. El arco magmático a estas latitudes está representado principalmente en el territorio chileno adyacente (Mpodozis y Kay, 1990, 1992). Estos granitoides se extienden desde el sur de Catamarca, por la parte occidental de La Rioja, de donde están ampliamente representados en la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza. En la provincia de Neuquén se conocen en la Cordillera del Viento, en el subsuelo y en afloramientos aislados como el cerro Granito.

Granitoides del ciclo Gondwánico se conocen en el macizo de Somun Curá (Llambías *et al*., 1984). Estos han sido interpretados como de arco magmático por Rapela y Caminos (1987), mientras que para otros autores serían postcolisionales (Ramos, 1984).

En la Cordillera Patagónica Austral se observan extensos afloramientos de secuencias turbidíticas devónicas a carboníferas que han sido interpretadas como depósitos progradados al margen continental en forma periférica al macizo del Deseado (Ramos, 1983; Uliana *et al*., 1986).

Los granitoides neopaleozoicos en la región patagónica se los reconoce en dos sectores diferentes. A lo largo de la Cordillera Patagónica hay escasos plutones de composición tonalítica de edad carbonífera superior (Ramos, 1983). En el sector extraandino hay granitoides pérmicos detectados en el subsuelo (Lesta *et al*., 1980) y principalmente triásicos en el macizo de Somun Curá. Estos han sido interpretados como granitos extensionales por Rapela *et al*. (1991b).

En la Cordillera Fueguina, en especial en su sector más oriental, se observan metamorfitas de bajo grado en facies equivalentes a las que asoman a lo largo de la Cordillera Patagónica, asignadas al Paleozoico superior (Caminos *et al*., 1981).

CICLO PATAGONÍDICO

Este ciclo de deformación orogénica acaecido en el Cretácico y definido como tal por Keidel (1921) tiene su máxima expresión en la Cordillera Fueguina (Caminos *et al*., 1981) y en la región insular adyacente al este del cabo de Hornos (Ramos *et al*., 1986b).

Hacia el norte, las evidencias de deformación van disminuyendo con la desaparición paulatina de la cuenca marginal de trasarco de las Rocas Verdes (Dalziel *et al*., 1974). Al norte de los 50ºS no hay más evidencias de rocas cretácicas inferiores con una importante deformación penetrativa como se observa en las rocas sedimentarias, principalmente turbidíticas asociadas a depósitos pelágicos en la región del canal de Beagle en Tierra del Fuego y al oeste de Puerto Natales en la Cordillera de Sarmiento en Chile. En estas regiones se observan complejos ofiolíticos desmembrados (Stern y de Witt, 1980; Caminos *et al*., 1981), asociados a estas rocas.

En la Cordillera Patagónica, tanto en sus segmentos septentrionales como australes, el ciclo patagonídico está representado por el emplazamiento del Batolito Patagónico que tuvo su climax alrededor de los 98±4 Ma (Ramos *et al*., 1982).

Extensión mesozoica

CICLO EXTENSIONAL GONDWÁNICO (TRIÁSICO-JURÁSICO)

Como ha sido establecido por diversos autores a partir del Triásico, extensas áreas del basamento andino y regiones adyacentes han sido sometidas a un importante régimen extensional (Charrier, 1979). Estas áreas extensionales se desarrollan principalmente en forma periférica al núcleo cratónico central amalgamado durante las orogenias paleozoicas. Así definido coincidiría geográficamente, con el cratógeno central propuesto por Bracaccini (1960), pero con un período de consolidación más joven, resultado de la orogenia gondwánica.

Las cuencas de rift desarrolladas con rumbo marcadamente noroeste (Uliana y Biddle, 1988) tienen su incepción controlada por antiguas líneas de sutura de los terrenos eopaleozoicos (Ramos y Kay, 1991).

Estos depósitos se desarrollan desde la plataforma continental, abarcando el plateau de Las Malvinas (Biddle *et al*., 1996) y la cuenca de San Julián (Figueiredo *et al*., 1996), para extenderse a la región extraandina patagónica. En la cuenca Neuquina están ampliamente registrados en el subsuelo donde han sido descriptos por Vergani *et al*. (1995).

En la región de Cuyo presentan varias cuencas, como los depocentros de La Valenciana (Manceda y Figueroa,

1995) y del río Colina (Alvarez *et al*., 1997) para extenderse a la región del Mercedario (Ramos y Alvarez, 1996). Hacia el sector oriental estos depósitos están representados en la cuenca de Cuyo (Kokogian *et al*., 1993) y de ahí hacia el norte donde interfieren la estructura ándica de la Precordillera de San Juan y Mendoza (Stipanicic, 1983).

Si bien todos estos sistemas de rift comenzaron en el Triásico cuando alcanzaron su mayor desarrollo los depósitos de sinrift, muchos de ellos tienen importantes reactivaciones extensionales ya sea en el Jurásico inferior o medio (Strelkov y Alvarez, 1984). Aún los sistemas en los que se ha reconocido una sola secuencia de sinrift, el fallamiento activo ha llegado hasta parte del Liásico (Manceda y Figueroa, 1995; Alvarez, 1996), mientras que las facies de hundimiento térmico se extienden al resto del Jurásico. En la Patagonia extraandina este ciclo extensional está asociado al desarrollo de un importante plateau riolítico extensional, que se conoce como la provincia riolítica de Chon Aike (Kay *et al*., 1989).

CICLO EXTENSIONAL PATAGONÍDICO (CRETÁCICO)

En forma concomitante con el desarrollo de una zona de subducción tipo Marianas (Ramos, 1988b; Mpodozis y Ramos, 1989) cuyo arco magmático estuvo sometido a importantes eventos extensionales (figura 7), la región de retroarco estuvo controlada por procesos extensionales de amplia distribución a lo largo del arco magmático. Este sistema extensional estuvo estrechamente ligado a la apertura del Atlántico Sur, precedida por los importantes sistemas de rift gondwánicos (Triásico-Jurásico).

La extensión patagonídica se observa en primer lugar en las cuencas aulacogénicas de la plataforma continental (Introcaso y Ramos, 1984), tanto como en los sistemas de hemigrábenes ampliamente desarrollados en forma conjugada con el margen (Ramos, 1996a).

Los sistemas de rift se propagan hacia el noroeste argentino, desarrollando importantes cuencas de rift como las de Beazley, Mercedes, Las Salinas, Córdoba, etc. Los sistemas más desarrollados comprenden a la cuenca de Paraná, con importantes efusiones basálticas asociadas probablemente a un punto caliente, responsable de más de un millón de kilómetros cuadrados de efusiones de basaltos tholeíticos. Hacia el oeste, el factor de estiramiento es más reducido. Predominan los basaltos alcalinos y peralcalinos, con mucho menor volumen y reducida extensión areal. A este evento pertenecen las diferentes subcuencas de rift representadas en el Grupo Salta (Bianucci y Homovc, 1982; Salfity, 1982). Su desarrollo se halla asociado a importantes eventos distensivos que son controlados por antiguas zonas de debilidad cortical, como ha sido propuesto mediante el reconocimiento de sus cizallas maestras (Comínguez y Ramos, 1995, Cristallini *et al*., 1997).

En el sector de la Puna oriental y la región de la Cordillera Oriental adyacente, estos eventos extensionales están asociados al emplazamiento de granitoides de intraplaca (Galliski y Viramonte, 1988) y a carbonatitas de reducida extensión areal (Zappettini, 1990). Si bien no hay buenas edades de estos eventos magmáticos, los mismos se habrían emplazado entre el Jurásico más superior y el Cretácico inferior (Linares y Latorre, 1975).

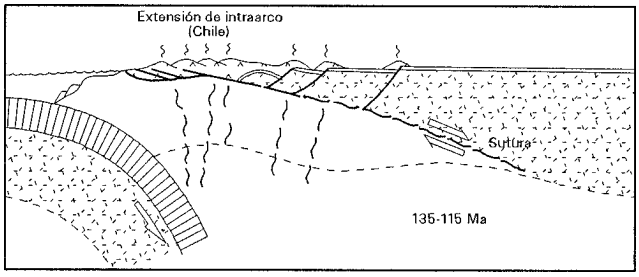


Figura 7. Regimen de subducción imperante durante el Mesozoico temprano a lo largo del arco magmático de las Cordilleras Principal y Patagónica (Ramos, 1989).

En el sector patagónico se desarrollan una serie de cuencas extensionales entre las que se destacan el rift de Cañadón Asfalto en el Jurásico medio a superior (Fígari y Courtade, 1993), el rift transversal al margen de la cuenca del Golfo de San Jorge (Fitzgerald *et al*., 1990), y el engolfamiento de río Mayo (Aguirre Urreta y Ramos, 1981).

CICLO ANDICO

La evolución del ciclo Andico puede ser dividida en dos estadíos diferentes con características propias: un subciclo paleógeno, que alcanza su máxima expresión con los movimientos incaicos (Steinmann, 1919) y un subciclo neógeno con sus movimientos principales asociados a los movimientos quéchuicos en el sentido de Ramos *et al*. (1988). Ambos subciclos están controlados por las variaciones de la velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Pardo Casas y Molnar, 1987). La presente propuesta de dos subciclos con sus fases correspondientes es una simplificación del esquema propuesto por Groeber (1929, 1951) y modificado por Yrigoyen (1976). Sin embargo, es necesario destacar que si bien ambos ciclos culminan con deformación asociada a un máximo de convergencia en la zona de subducción, las fases orogénicas no son por si mismas sincrónicas, variando su ubicación temporal de un sector a otro. Asimismo, la importancia relativa entre ambos ciclos y los procesos involucrados varían en cada segmento de la Cordillera.

SUBCICLO PALEÓGENO

Este subciclo está representado en la Puna Salteña por asociaciones volcánicas de edad eocena a oligocena inferior, que se conocen al oeste del Salar de Arizaro, próximo al límite con Chile (Zappettini *et al*., 1997). Asociados a este ciclo volcánico se desarrollan en la cuenca terciaria de Arizaro depocentros intermontanos, cuyos mecanismos de

subsidencia no son bien conocidos. Podrían corresponder a fenómenos extensionales, como los que se conocen a estas latitudes en territorio chileno (Cornejo y Mpodozis, 1997). El arco magmático se encuentra entre el valle longitudinal y la vertiente chilena de la Cordillera Occidental.

A este subciclo se asocia en el sector sur de Mendoza y oeste de Neuquén, una serie de depósitos sinorogénicos y diversos centros volcánicos e intrusivos de edad eocena. Estas rocas ígneas permiten definir un arco magmático que desde los 36ºS de latitud ingresa en territorio argentino a la altura de la Laguna Varvarco Campos en el norte de Neuquén. Este arco magmático se continúa hasta la latitud de Corcovado, en la provincia de Chubut (aproximadamente 43º30'S) donde desaparece. Este arco volcánico alcanza un extenso desarrollo a la latitud de Bariloche (Feruglio, 1941; Ramos, 1982). En este sector se puede reconocer una secuencia volcánica dominantemente andesítica (González Díaz, 1979), de una extraandina de naturaleza bimodal con alternancia de rocas de composición riolítica y basaltos (Rabassa, 1979). Este arco volcánico está asociado a las cuencas de Collón-Cura y Ñirehuao, donde potentes rellenos continentales se interdigitan con depósitos marinos correspondientes a la única transgresión pacífica registrada durante el Cenozoico en territorio argentino (Ramos, 1982).

El arco magmático paléogeno da lugar al sur de los 43º30'S a un magmatismo básico alcalino asociado al desarrollo de una ventana astenosférica (Ramos y Kay, 1992). La colisión de una dorsal sísmica a esa latitud produce un gap sísmico que en la región se extiende hasta el Mioceno inferior. Este magmatismo básico, que localmente se conoce como Basalto Posadas, corresponde a un volcanismo de retroarco desarrollado por la subducción de la dorsal oceánica que separaba la placa de Farellón de la placa de Phoenix (Cande y Leslie, 1986). Estas rocas volcánicas se hallan asociadas a depósitos dominantemente continentales, que hacia el este engranan con secuencias marinas procedentes del Atlántico, características de los episodios de mar alto en un margen continental pasivo.

El sector de la Cordillera Fueguina, es el único que en territorio argentino tiene bien representada la deformación incaica (Yrigoyen, 1962), como ha sido demostrado en el subsuelo de la cuenca de Malvinas por Galeazzi (1996). Estos movimientos incaicos a fines del Eoceno son responsables del inicio de la cuenca de antepaís en la Cordillera Fueguina y de la discordancia observada entre las secuencias eocenas y las oligo-miocenas (Codignotto y Malumián, 1981).

La deformación incaica está concentrada en el tramo de la Cordillera Fueguina (Ramos, 1996b), donde el margen continental es más ortogonal al vector de convergencia, hecho que se vuelve a repetir al norte del oroclino boliviano, donde se registran con mayor intensidad la orogenia incaica que la quechua en territorio peruano (Vicente *et al*., 1979).

El subciclo paléogeno culmina con un período de baja velocidad de convergencia y que a la vez está asociada a un importante componente de subducción oblicua. En territorio chileno produce una importante transcurrencia en el sistema de fallas de Domeyko (Mpodozis y Ramos, 1989), en la que la West Fissure de Chuquicamata es uno de los mejores ejemplos. En territorio argentino esta transcurrencia puede estar asociada a los movimientos que se registran en el lineamiento El Toro-Olacapato, responsable del emplazamiento del Granito de Acay (Llambías *et al*., 1986).

En el sector neuquino, con posterioridad al Eoceno, la migración del arco magmático hacia el sector chileno produce un regimen extensional que marcaría la incepción de las cuencas de Collón-Cura y Ñirehuao y posiblemente el relleno inicial del Graben de Loncopué (Ramos, 1977). Estas cuencas extensionales podrían tener componentes de rumbo como lo propusieran Dalla Salda y Francese (1987).

Subciclo Neógeno

Los procesos tectónicos asociados a este subciclo son variados y dependen del marco tectónico de cada segmento analizado.

SEGMENTO NORTE (22º-26ºS)

En el segmento correspondiente a la Puna, hasta aproximadamente los 26ºS de latitud se registraron importantes cambios en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff. Por ejemplo, durante el Mioceno inferior se inicia un ciclo de progresiva disminución de la inclinación de la zona de subducción, que fue acompañada por una importante expansión del arco magmático mioceno hacia el antepaís (Kay *et al*. 1997). Esta expansión no se produjo en forma homogénea sino que estuvo concentrada a lo largo de corredores preferenciales, que controlaron el volcanismo en la región de retroarco (Salfity *et al*., 1984). Estos corredores definieron lineamientos específicos donde la actividad volcánica estuvo caracterizada por la presencia de grandes estratovolcanes, calderas, domos volcánicos y otros cuerpos subvolcánicos. Esta expansión hacia el antepaís ha quedado registrada en los lineamientos Coranzuli-Lipes, El Toro-Olacapato y Arizaro, entre otros. La expansión del volcanismo hacia el antepaís durante el Mioceno, estuvo acompañada de una migración del frente de corrimientos y las sucesivas cuencas de antepaís así formadas. Esta migración tuvo lugar desde los sectores más internos, cercanos al límite con Chile hasta abarcar el levantamiento de la Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas desde el Mioceno inferior hasta el Cuaternario inclusive. La transgresión marina paranense, que cubrió gran parte de las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental permite establecer el levantamiento de la Puna con anterioridad al Mioceno superior (Ramos y Alonso, 1995).

La estructuración de las distintas unidades geológicas estuvo fuertemente controlada por la geometría previa de la corteza. Aquellas áreas como la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas al norte de los 24-25ºS, fueron deformadas como típicas fajas epidérmicas en el sector más orien-

tal, que despegadas en los depósitos silúricos y devónicos formaron típicas fajas corridas epidérmicas (*thin-skinned fold and thrust belts*). Hacia el sector occidental, la Cordillera Oriental tuvo sus niveles de despegue controlados por interfases frágiles y dúctiles desarrolladas en el sector interno por un aumento del gradiente térmico asociado a una mayor cercanía al arco magmático.

Al sur de los 24-25ºS de latitud, tanto en el sector de las Sierras Subandinas como en la Cordillera Oriental, la estructuración compresiva estuvo controlada por el desarrollo previo del rift del Grupo Salta. Estas áreas muestran así interesantes fenómenos de inversión tectónica, donde el basamento se involucró en la deformación mediante la reactivación de antiguas fallas normales cretácicas.

En la actualidad, el levantamiento de la Puna registra un importante componente térmico, controlado por el atenuamiento litosférico responsable de su ascenso como una altiplanicie (Isacks, 1988). Esta condiciones tectónicas prevalecen desde el Mioceno superior, cuando el desarrollo de una subducción horizontal entre los 22º y los 26ºS dio lugar a un importante *gap* volcánico a estas latitudes (Kay *et al*., 1997). Un nuevo ciclo de subducción, con una zona de Wadati-Benioff más empinada dio origen a una notable delaminación litosférica, parcialmente involucrando a la corteza inferior, que produjo importantes calderas en la Cordillera Occidental y borde oeste de la Puna. Estas calderas estuvieron asociadas a una importante fusión cortical, expresada en superficie por importantes flujos ignimbríticos desarrollados durante el Mioceno más alto y el Plioceno inferior (Coira *et al*., 1994).

Esta delaminación produjo un importante cambio en las condiciones del arco magmático, que desde el Plioceno inferior hasta el presente, tiene un frente volcánico a estas latitudes concentrado en el sector chileno adyacente.

SEGMENTO DE TRANSICIÓN (26º-30ºS)

Este segmento abarca la transición entre el segmento con un volcanismo de arco activo en el sector norte a un cese del arco magmático hacia el sur. La diferencia se observa a partir del Mioceno superior que es cuando cesa el volcanismo (figura 8).

La actividad volcánica se inicia en el Oligoceno superior a Mioceno inferior con un volcanismo poco evolucionado, característico de una corteza no engrosada, el que paulatinamente a través de varias fases de engrosamiento y deformación alcanza características más evolucionadas (Kay *et al*., 1991). El frente volcánico se ubica a lo largo de la Cordillera Principal, notándose en forma simultánea con la paulatina horizontalización de la placa oceánica, la migración de la actividad hacia la Precordillera y las Sierras Pampeanas. Esta horizontalización de la placa es la responsable del levantamiento de las Sierras Pampeanas, como bloques de basamento limitados por fallas inversas que aprovechan antiguas líneas de debilidad, ya sea antiguas zonas de sutura o fallas normales activadas por inversión tectónica durante la deformación ándica.

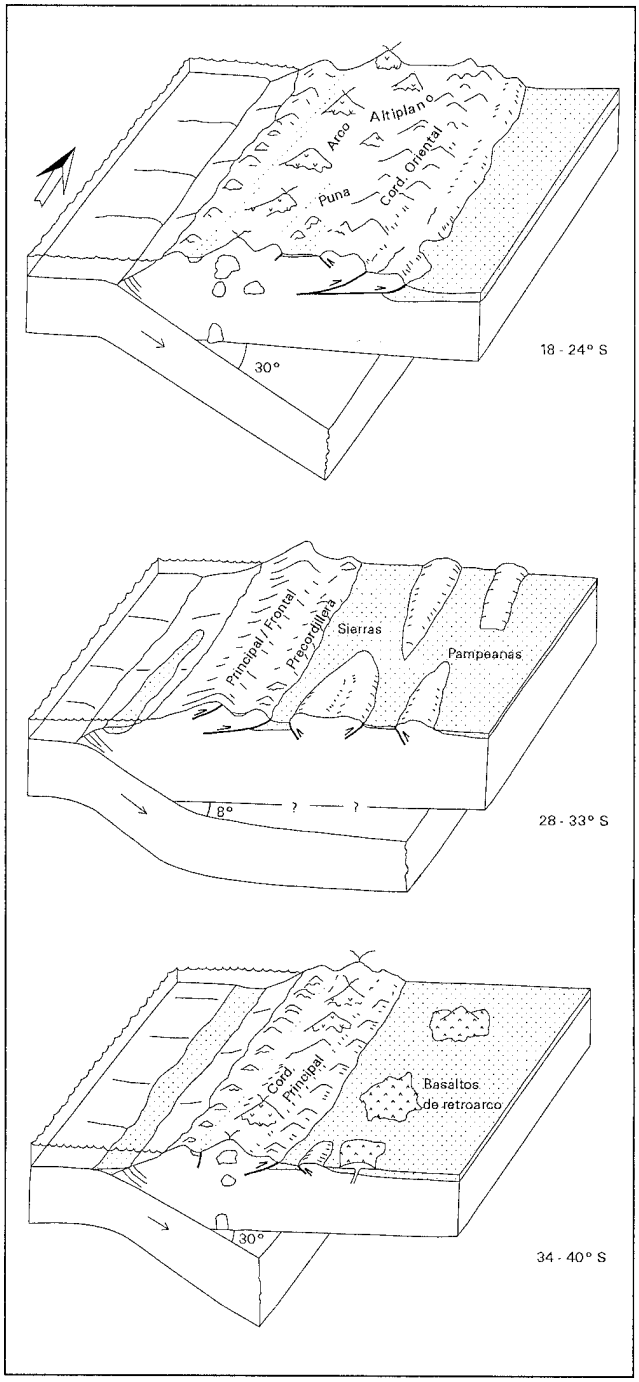


Figura 8. Segmentos de diferentes regímenes de subducción a lo largo de los Andes argentino chilenos (basado en Jordan *et al*., 1983).

La estructura de la Cordillera a estas latitudes está controlada por inversión tectónica del fallamiento normal mesozoico. Es por ello que el basamento volcano-plutónico permotriásico interviene en la deformación originando grandes cordones serranos, a veces con vergencia opuesta a la dirección de transporte hacia el este (Cristallini *et al*., 1995). Es importante destacar que la migración del volcanismo hacia el este está asociada a un desplazamiento del frente

orogénico en esa dirección, lo que produce una migración de las cuencas de antepaís y sus depocentros a partir del Mioceno inferior (Jordan *et al*., 1997). La cuenca de antepaís se rompe durante el Plioceno superior, segmentando la cuenca original mediante el levantamiento de bloques del basamento.

El volcanismo no migra en forma homogénea, notándose corredores o lineamientos volcánicos que concentran la máxima densidad de estratovolcanes, domos volcánicos y cuerpos intrusivos subvolcánicos. Uno de estos corredores corresponde a la faja de Vicuñapampa-Farallón Negro, que culmina en la Cordillera de los Andes con diversos cuerpos subvolcánicos de reducidas dimensiones. La actividad volcánica del Famatina, de edad dominante pliocena, está controlada por la migración de este volcanismo.

SEGMENTO CENTRAL (30º-34ºS)

Este segmento abarca la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y se caracteriza por la falta de un volcanismo activo. La Cordillera Principal presenta a partir de los 32ºS una faja plegada y corrida epidérmica que involucra a los sedimentos mesozoicos. El arco volcánico mioceno, que se inició hacia los 20 a 22 Ma se ubica principalmente en Chile a estas latitudes. El levantamiento y migración del frente volcánico produce una expansión del volcanismo en el lado argentino de la Cordillera Principal hacia los 15 a 16 millones de años. Varios centros volcánicos son activos en el Mioceno medio, como lo demuestran macizos volcánicos como los de La Ramada, el Aconcagua y el de Las Llaretas al sur del cordón del Portillo. La actividad volcánica se expande hacia la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta alcanzar las Sierras Pampeanas. Esta actividad persiste en los sectores más orientales como la Sierra de Pocho hasta los 4 Ma y en la Sierra del Morro hasta los 1,9 millones de años. Esta actividad volcánica en la Sierra de San Luis, asociada a procesos de subducción persiste a 700 km al este de la trinchera oceánica. Nuevamente el volcanismo se expande a través de lineamientos preferenciales como los de La Carolina, Tomolasta, Cerros del Rosario y El Morro entre los 10 y 1,9 Ma (Ramos *et al*., 1991; Sruoga *et al*., 1996).

La estructura resultante está condicionada por la historia previa mesozoica que le imprime a la Cordillera Principal diferentes estilos estructurales (Ramos *et al*., 1996a), como se aprecia en la figura 9.

La migración del volcanismo se asocia a un desplazamiento hacia el este del frente orogénico, con un paulatino engrosamiento de la corteza y el desarrollo de cuencas de antepaís donde se depositan los sedimentos sinorogénicos. La transgresión paranense entre los 14 y 15 Ma sirve de nivel de referencia para acotar el tiempo de levantamiento de la Cordillera, dado su ingreso hasta las estribaciones de la Cordillera Principal a la latitud del Valle del Cura (Gutiérrez *et al*., 1997) y en la cuenca de Manantiales de San Juan (Pérez *et al*., 1996; Jordan *et al*., 1995) y en varios sectores de la Cordillera Principal de Mendoza (Yrigoyen, 1993).

SEGMENTO CENTRO-SUR (34º-38ºS)

La Cordillera Principal se caracteriza por el desarrollo de importantes estratovolcanes activos que constituyen el arco magmático a estas latitudes. El frente magmático no migra como en los segmentos anteriores y se mantiene con leves oscilaciones en una posición geográfica estacionaria. Durante el Oligoceno a Mioceno inferior se ubica en la vertiente chilena de la Cordillera Principal, registrándose una escasa actividad de retroarco en territorio argentino. A partir de los 36ºS se desarrolla un importante volcanismo básico de retroarco que alcanza un máximo desarrollo entre el Plioceno y el Pleistoceno en el sur de Mendoza y norte del Neuquén.

El magmatismo de arco es bien evolucionado y se caracteriza por el desarrollo de extensas calderas como la del Maipo (Stern *et al*., 1984) y la del Atuel de notables dimensiones (González Ferrán, 1995). La cuenca de antepaís que se inicia a estas latitudes en Chile a partir del Eoceno (Charrier *et al*., 1996) ingresa en territorio argentino en el Mioceno inferior a medio. La estructura de la Cordillera Principal pasa nuevamente de una faja plegada y corrida epidérmica al norte a una faja que involucra al basamento hacia el sur; la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowski *et al*., 1993). Esta faja invierte tectonicamente los depocentros de rift mesozoicos (Manceda y Figueroa, 1995). Esta inversión tectónica alcanza en el norte de Mendoza a la cuenca de Cuyo, en las estribaciones de la Cordillera Frontal, dado que en este segmento no se desarrolla ni la Precordillera ni las Sierras Pampeanas. La migración del frente orogénico hacia el este es responsable del incipiente levantamiento del Bloque de San Rafael, que aún preserva la peneplanicie del Cenozoico superior bien desarrollada y levemente basculada por el ascenso plio-pleistoceno (Polanski, 1957).

SEGMENTO NEUQUINO (38º-41ºS)

Este segmento tuvo la estructuración de la faja plegada y corrida del Agrio durante el Mioceno como una faja epidérmica, limitada hacia el este de la dislocación de Curacó por el Alto de los Chihuidos (Ramos, 1977). Este arco se levantó mediante inversión tectónica de sistemas extensionales mesozoicos (Vergani *et al*., 1995) concentrándose la sedimentación sinorogénica en la cuenca de antepaís de Añelo.

La migración del arco volcánico hacia el oeste originó el graben de Loncopué, el que no sólo concentró la sedimentación del Cenozoico superior, sino que una nueva migración del volcanismo cuaternario hacia el oeste (Muñoz y Stern, 1988) provocó una reactivación extensional en el graben de Loncopué, que es cubierto por coladas basálticas monogénicas de edad plio-pleistocena. La naturaleza estacionaria del arco hizo que la actividad volcánica de arco se circunscribiera principalmente a la Cordillera Principal. Algunas calderas son producidas por colapso tectónico como la del volcán Copahue, el que registra aún una importante actividad volcánica.

La región de retroarco que concentraba el volcanismo entre los volcanes Diamante en Mendoza y Auca Mahuida en Neuquén con el desarrollo de la Payenia, está ausente a estas latitudes.

Al sur de Zapala, donde convergen el graben de Loncopué con la cuenca de Collón Cura, se observan extensos piedemontes cubiertos parcialmente por coladas basálticas de retroarco.

El engrosamiento cortical a estas latitudes es mínimo, registrándose de norte a sur entre los diferentes segmentos una disminución transicional del acortamiento orogénico y por lo tanto del espesor de la corteza.

SEGMENTO PATAGÓNICO NORTE (41º-46º30'S)

Este segmento se caracteriza por el desarrollo de un arco volcánico activo desde el Cenozoico superior. Los volcanes de composición dominantemente basáltica a andesítica basáltica se alinean a lo largo de la fractura de Iquiñe-Ofqui-Reloncaví (Hervé *et al*., 1979) y fracturas asociadas, mostrando una fuerte partición de los esfuerzos que desacoplan la deformación del antearco con la del retroarco. La Cordillera Patagónica a estas latitudes no registra un importante acortamiento orogénico, estando la estructura caracterizada por una leve inversión tectónica de las fallas normales mesozoicas. La baja elevación de la Cordillera así como la falta de una faja de corrimientos explica el leve engrosamiento cortical que presentan los Andes a estas latitudes. Durante el Neógeno hay una escasa sedimentación orogénica en la cuenca de Ñirehuao que concentra el desarrollo de una pequeña faja plegada y corrida (Ramos y Cortés, 1984), posiblemente controlada por inversión tectónica y transpresión.

En este segmento, con excepción del Volcán Tronador, de edad plio-pleistocena, no hay actividad neógena en territorio argentino. Escasos volcanes monogénicos de composición basáltica y reducidas dimensiones se desarrollan en el sector preandino.

SEGMENTO PATAGÓNICO AUSTRAL (46º30'-52º00'S)

Este segmento se caracteriza por un gap volcánico producido en el arco magmático desde hace unos 10 Ma, resultado de la colisión de la dorsal de Chile (Stern *et al*., 1976). La colisión de la dorsal se ha realizado en segmentos discretos, a los 10, 6 y 3 Ma (Ramos, 1989b, Ramos y Kay, 1992), lo que ha producido un silencio volcánico en el arco magmático y el desarrollo de ventanas astenosféricas que han controlado la efusión de basaltos de plateau detrás del arco. En forma paralela al cese de la actividad del arco volcánico, la colisión de la dorsal oceánica ha producido el levantamiento de la Cordillera Patagónica, con un concomitante desarrollo de la faja plegada y corrida con un importante acortamiento orogénico, ausente en el segmento norte de la Cordillera Patagónica. Este acortamiento caracterizado por el desarrollo de bajocorrimientos y zonas triangulares domina el frente orogénico entre lago Posadas y el Lago San Martín (Ramos, 1988c). Hacia el sur un frente emergente caracteriza la deformación neógena entre Lago Viedma y el lago Argentino (Kraemer, 1993).

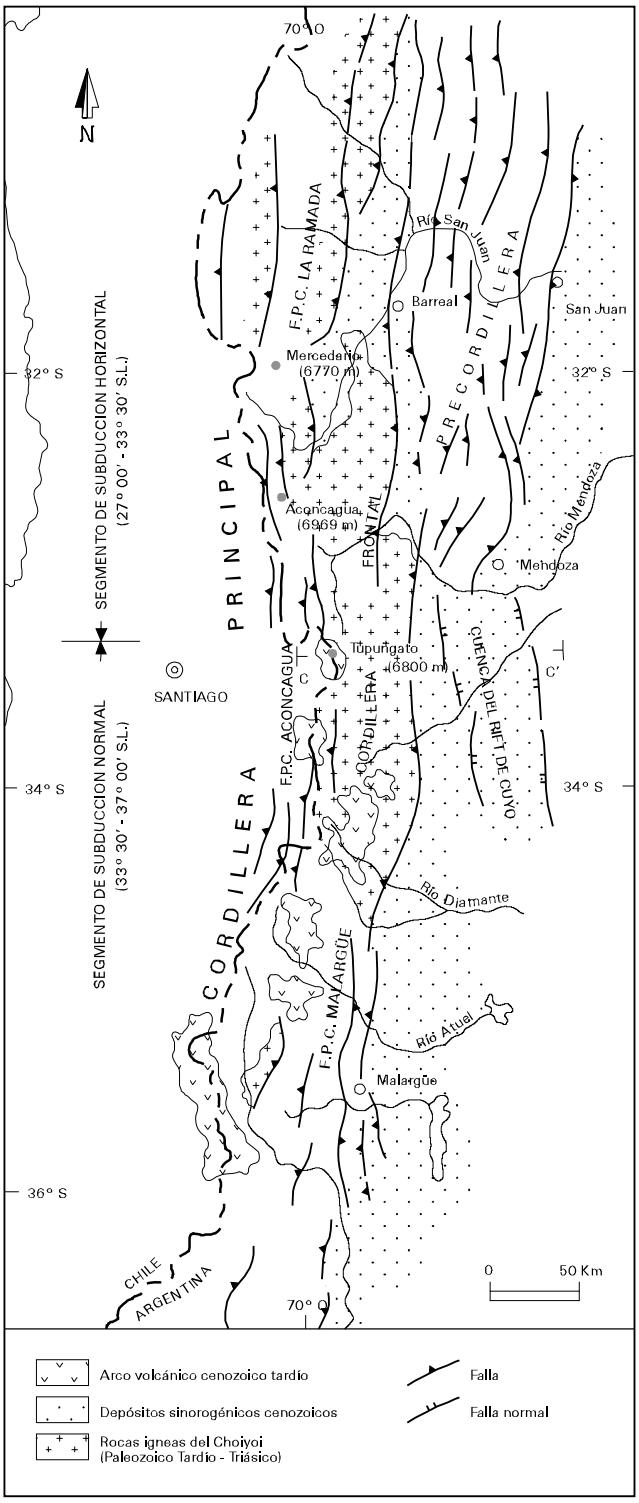


Figura 9. Diferentes segmentos de la Cordillera Principal con sus estilos estructurales controlados por la historia mesozoica (Ramos *et al*., 1996).

El acortamiento orogénico asociado a la colisión de la dorsal ha producido un importante desarrollo de los depósitos sinorogénicos al sur del punto triple de Aysen, donde actualmente se registra la colisión de la dorsal (Mpodozis y Forsythe, 1983).

La historia premiocena de este segmento es similar al anterior, donde el emplazamiento del Batolito Patagónico en el Cretácico medio, y el volcanismo paleógeno del Basalto Posadas son los dos eventos principales. En este segmento tampoco se registra magmatismo de arco en el Cretácico superior, dado que este intervalo también registra una colisión de una dorsal oceánica, como lo testimonia el emplazamiento de la Andesita Puesto Nuevo en el Cretácico superior (77 Ma, Ramos *et al*., 1994). Este segmento tiene buenas exposiciones de los depósitos neopaleozoicos, hasta devónicos inclusive, caracterizados por turbiditas potentes que muestran una importante progradación del margen gondwánico a partir del macizo del Desaeado en la Cordillera Patagónica Austral. Estos depósitos fueron expuestos por la orogenia neógena que estructuró el segmento austral.

El eje cordillerano tiene remanentes de tonalitas y otras rocas neopaleozoicas emplazadas en las turbiditas anteriores, que marcan la ubicación del arco magmático neopaleozoico (Ramos, 1983).

SEGMENTO FUEGUINO (52º00'-54º00')

La característica saliente de este segmento es la progradación de los depocentros de las cuencas molásicas de sur a norte, como resultado de la estructuración de la Cordillera fueguina acaecida con posterioridad al la contracción incaica. La estructura neógena está caracterizada por el desarrollo de una faja plegada y corrida epidérmica (Cagnolatti *et al*., 1987), con el desarrollo de importantes zonas triangulares en las estribaciones septentrionales de la Cordillera Fueguina (Kraemer, 1996).

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar expresa constancia de nuestro agradecimiento al Servicio Geológico que a través de los años ha permitido conocer el territorio nacional, y a la Universidad de Buenos Aires, por haberme formado y permitir que siga estudiando los problemas geológicos del país. Muchas de las hipótesis presentadas han sido el resultado de largas discusiones con numerosos colegas y mis compañeros del Laboratorio de Tectónica Andina. Versiones preliminares de este manuscripto han recibido interesantes críticas de los doctores Ricardo Sureda, Beatriz Aguirre Urreta y Graciela Vujovich.

BIBLIOGRAFÍA

Abbruzzi, J. M., S. M. Kay y M. E. Bickford, 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from the geochemistry and age of Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan province. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 331-339. Buenos Aires.

Aceñolaza, F. G. y A. Toselli, 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *2º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 755-763, Caracas.

Aceñolaza, F. G., J. L. Benedetto, M. Koukharsky, J. A. Salfity y O. Viera, 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. Nota breve. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (3): 345-346. Buenos Aires.

Aguirre Urreta, M. B. y V. A. Ramos. 1981. Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica. *8º Congreso Geologico Argentino (San Luis), Actas,* 3: 101-138. Buenos Aires.

Almeida, F. F. M. de, Y. Hasui y B. B. Brito Neves, 1976. The Upper Precambrian of South America. *Universidade de São Paulo, Instituto de Geociencias, Boletim,* 7: 45-80. São Paulo.

Alvarez, P. P., 1996. Bioestratigrafía del Jurásico inferior de la Cuenca de La Ramada, Alta Cordillera de San Juan (Argentina). *Revista Española de Paleontología,* 11 (1): 35-47. Madrid.

Alvarez, P. P., M. B. Aguirre-Urreta, E. Godoy y V. A. Ramos, 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33º45'-34º00'LS). *8º Congreso Geológico Chileno,* Volumen 1: 425-429. Antofagasta.

Astini, R. A., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 509-526. Buenos Aires.

Astini, R. A., 1997. Relaciones estratigráficas del Conglomerado de Las Vacas y reconsideraciones del Grupo Trapiche, Precordillera de la Rioja y San Juan: Evidencias de una tectónica distensiva en el Ordovícico superior. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 51 (3). Buenos Aires.

Astini, R. A. y N. E. Vaccari, 1996. Las secuencias evaporíticas del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 51 (1): 97-106. Buenos Aires.

Astini, R., V. A. Ramos, J. L. Benedetto, N. E. Vaccari y F. L. Cañas, 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 293-324. Buenos Aires.

Backlund, H., 1913. Algunas observaciones sobre rocas notables procedentes de Olavarría (Pcia. de Buenos Aires) *Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Boletín Serie B*, 2. Buenos Aires.

Bahlburg, H., 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen,* 75: 1-107, Stuttgart.

Benedetto, J. L. y R. Astini, 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic. *Second Symposium International Géodynamique Andine* ISAG 93 (Oxford): 501-504, París.

Benedetto, J. L., T. M. Sánchez, M. G. Carrera, E. D. Brussa, y M. J. Salas, 1998. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic. In V. A. Ramos y D. Keppie (eds.) Laurentia Gondwana Connections before Pangea. *Geological Society of America, Special Paper,* 336: en prensa.

Bianucci, H. y Homovc, J. F. 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. *5º Congreso Latinoamericano de Geología,* 1: 539-546. Buenos Aires.

Biddle, K., P. D. Snavely III y M. A. Uliana, 1996. Plateau de las Malvinas. En V. A. Ramos y M. A. Turic (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. *Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo,* 225-252. Buenos Aires.

Bonarelli, G., 1913-15. Epirogenia y paleogeografía de Suramérica. *Physis,* 1 (5, 1913): 221-240, I(8, 1915): 499-522. Buenos Aires.

Borrello, A. V., 1963. Elementos del magmatismo simaico en la evolución de la secuencia geosinclinal de la Precordillera. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», Revista, Serie Ciencias Geológicas,* 1: 1-19. Buenos Aires.

Borrello, A. V., 1965. Sobre la presencia del Cámbrico inferior olenellidiano en la Sierra de Zonda, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana,* 3 (10) (1964): 313-318. Buenos Aires.

Borrello, A. V., 1968. Los pisos estructurales de la Precordillera - Cordillera Frontal en su evolución orogénica. *3º Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas,* 3: 227-232. Buenos Aires.

Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 14: 1-188. Buenos Aires.

Bracaccini, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia, *Instituto Argentino del Petróleo, Revista,* 10 (6): 57-69. Buenos Aires.

Cagnolatti, M., G. Covellone, J. Erlicher y F. Fantin, 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Río Grande - Cuenca Austral - Tierra del Fuego - Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 149-152. San Miguel de Tucumán.

Caminos, R., M. A. Haller, O. Lapido, A. Lizuaín, R. Page y V. A. Ramos, 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 759-786. Buenos Aires.

Cande, S. C. y R. B. Leslie, 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research,* 91 B1: 471-496. Washington.

Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, 26: 1-37. Santiago.

Charrier, R., A. R. Wyss, J. J. Flynn, C. C. Swisher III, M. A. Norell, F. Zapata, M. C. Mckenna y M. J. Novacek, 1996. New evidence for late Mesozoic. Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca valley (35 S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences,* 9(5/6): 393-422.

Codignotto, J. O. y N. Malumián, 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54 S de la isla Grandede la Tierra del Fuego. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 36 (1): 44-88. Buenos Aires.

Coira, B. L. y M. Koukharsky, 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arroyo del Tigre, Provincia de Mendoza, República Argentina. *1º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2 (F): 105-124. Santiago.

Coira, B. y M. Koukharsky, 1994. Complejos submarinos dómico-lávicos silíceos de edad ordovícica en el sector oriental de Puna jujeña (22 -23 45'S). Sus implicancias. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1000-1004. Concepción.

Coira, B., S. Mahlburg Kay y J. Viramonte, 1994. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. *International Geology Review,* 35: 677-720.

Coira, B., M. Manca y W. Chaile, 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. En F. G. Aceñolaza, H. Miller y A. J. Toselli (Eds.) El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Serie correlación Geológica,* 4: 53-60. San Miguel de Tucumán.

Coira, B. L., S. Mahlburg Kay, B. Pérez, B. Woll, M. Hanning y P. Flores, 1998. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. In V. A. Ramos y D. Keppie (eds.) Laurentia Gondwana Connections before Pangea. Geological *Society of America, Special Paper* 336: en prensa.

Comínguez, A. y V. A. Ramos, 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez S. y H. J. Welsink (eds.) Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists Memoir,* 62: 325-340. Tulsa.

Conti, C. M., A. E. Rapalini, B. Coira y M. Koukharsky, 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: a clue ofr Gondwana-Laurentia interaction?. *Geology,* 24 (10): 953-956. Boulder.

Cornejo, P. C. y C. Mpodozis, 1997. Eventos volcánicos discretos en el Paleógeno del norte de Chile Alemanía en la región de Sierra Exploradora (25 -26 S). *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 31-35. Antofagasta.

Cristallini, E., A. H. Comínguez y V. A. Ramos, 1997. Deep structure of the Metan - Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* (en prensa).

Cristallini, E., A. Mosquera y V. A. Ramos, 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2, 1994): 165-183. Buenos Aires.

Dalla Salda, L., 1981a. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia en basamento. *Asociación Geológica Argentina. Revista,* 36 (2): 204-207. Buenos Aires.

Dalla Salda, L., 1981b. El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 36 (1): 29-43. Buenos Aires.

Dalla Salda, L. y J. Francese, 1985. Los granitoides de Tandil. I Jornadas Geológicas Bonaerenses, *Comisión Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires:* 845-861. La Plata.

Dalla Salda, L. y J. Francese, 1987. Las megaestructuras del Macizo y la Cordillera Norpatagónica argentina y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile,* 31: 3-13. Santiago.

Dalla Salda, L., J. Bossi y C. Cingolani, 1989. The Río de La Plata cratonic region of Southwestern Gondwanaland. *Episodes*, 11 (4): 263-269. Ottawa.

Dalla Salda, L., C. Cingolani y R. Varela, 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology,* 20: 617-620. Boulder.

Dalla Salda, L. Varela, R., C. A. Cingolani y E. Aragón, 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal South American Earth Sciences,* 7 (3-4): 377-386.

Dalziel, I. W. D, M. F. de Wit y K. F. Palmer, 1974. - Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250 (5464): 291-294. London.

Damm, K. W., S. Pichowiak, R. S. Harmon, W. Todt, S. Kelley, R. Omarini y H. Niemeyer, 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; the basement revisited. En S. M. Kay and C. W. Rapela (Eds.) Plutonism from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America, Special Paper,* 241: 101-126. Boulder.

Dewey, J. F. y J. Bird, 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal Geophysical Research,* 75: 2625-2647. Washington.

Dewey, J. F. y K. C. A. Burke, 1974. Hot spots and continental breakup: implications for collisional orogeny. *Geology,* 3: 422-424. Boulder.

Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica «San Carlos de Bariloche». *Boletín de Informaciones Petroleras,* 18: 27-64. Buenos Aires.

Figari, E. G. y S. F. Courtade, 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 1: 66-77. Buenos Aires.

Figueiredo, A. M. F., A. P. de Miranda, R. F. Ferreira y P. V. Zalan, 1996. Cuenca de San Julián. En V. A. Ramos y M. A. Turic (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. *Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo,* 193-212. Buenos Aires.

Fitzgerald, M. G., R. M. Mitchum, M. A. Uliana y K. T. Biddle, 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin,* 74 (6): 879-920, Tulsa.

Fragoso Cesar, A. R. S., 1993. As placas brasilianas do sul e sudeste da plataforma sulamericana. *4º Simposio Nacional de Estudos Tectónicos, Sociedade Brasileira de Geologia,* 23-26. Belo Horizonte.

Galeazzi, J. S., 1996. Cuenca de Malvinas. En V. A. Ramos y M. A. Turic (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* 15: 273-309. Buenos Aires.

Galliski, M. y J. Viramonte, 1988. The Cretaceous paleorift in Northwestern Argentina: a petrological approach. *Journal of South America Earth Sciences,* 1: 329-342. N. Ireland.

González Díaz, E. F., 1979. La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del Lago Nahuel Huapi. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (2): 113-124. Buenos Aires.

González Ferrán, O., 1995. Volcanes de Chile. *Instituto Geográfico Militar,* 1-640. Santiago.

Groeber, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis*, 4: 208-240. Buenos Aires.

Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación.* 58: 1-110. Buenos Aires.

Groeber, P., 1938. *Mineralogía y Geología.* Espasa-Calpe Argentina, 1-492. Buenos Aires.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70 . 1, Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista, 1(3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones,* 1: 1-174 (1980). Buenos Aires.

Groeber, P., 1947 a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70 . 2 Hojas Sosneado y Maipo. Sociedad Geológica Argentina, Revista 2 (2): 141-176. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones,* 1: 1-174 (1980). Buenos Aires.

Groeber, P., 1947 b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70 . I. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Sociedad Geológica Argentina, Revista 2 (4): 409-433. *Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones,* 1: 1-174 (1980). Buenos Aires.

Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34 y 29 30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. *Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista, (Ciencias Geológicas),* 1 (5): 1-352. Buenos Aires.

Gutiérrez, P. R., V. D. Barreda, L. Troilo, C. O. Limarino y E. J. Romero, 1997. Hallazgo de una asociación palinológica miocena con flora asociada en la «Serie del Yeso», Valle del Cura, San Juan. 10º *Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes,* Mendoza.

Haller, M. A. y V. A. Ramos, 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 66-83. Buenos Aires.

Hervé, F., E. Araya, J. Fuenzalida y A. Solano, 1979. Nuevos antecedentes acerca de la geología de la costa de Chiloé continental. X Región, Chile. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 629-638. Buenos Aires.

Introcaso, A. y V. A. Ramos, 1984. La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 27-46. Buenos Aires.

Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal Geophysical Research,* 93: 3211-3231.

Jezek, P., A. P. Willner, F. G. Aceñolaza y H. Miller, 1985. The Puncoviscana trough - a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau,* 74(3): 573-584. Stuttgart.

Jordan, T. E., B. Isacks, V. A. Ramos y R. W. Allmendinger, 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 1983(3): 20-26. Ottawa.

Jordan, T. E., S. Kelley, A. Fernández, F. Fernández Seveso, G. Ré y J. P. Milana, 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. *2º Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas,* 142-147. San Juan.

Jordan, T. E., V. Tamm, G. Figueroa, P. B. Flemings, D. Richards, K. Tabbutt y T. Cheatham, 1995. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile,* 23(1): 43-80. Santiago.

Kay, S. M., S. Orrell y J. M. Abbruzzi, 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology,* 104: 637-648. Chicago.

Kay, S. M., C. Mpodozis and B. Coira, 1997. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22 S to 33 S). En B. Skinner *et al*. (Eds.) Geology and Mineral Deposits of Central Andes. *Society of Economic Geology, Special Publication* (in press).

Kay, S. M., C. Mpodozis, V. A. Ramos y F. Munizaga, 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28-33 S). En R. S. Harmon y C. Rapela (Eds.) Andean Magmatism and its Tectonic Setting. *Geological Society of America, Special Paper,* 265: 113-137. Boulder.

Kay, S. M., V. A. Ramos, C. Mpodozis y P. Sruoga, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology,* 17 (4): 324-328. Boulder.

Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 25: 239-368. Córdoba.

Keidel, J., 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 36: 140-229, Córdoba.

Kokogián, D. A., F. Fernández Seveso y A. Mosquera, 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En V. A. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* 1(7): 65-78. Buenos Aires.

Kostadinoff, J., 1995. Delimitación de estructuras, litología y espesor de corteza terrestre en áreas continentales y marinas del sistema de Tandilia (Provincia de Buenos Aires). *Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, tesis doctoral,* inédita, 1-147. La Plata.

Koukharsky, M., S. Munizaga, P. Leal, M. J. Correa y M. K. Brodtkorb, 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and Norte of Coroloba ranges, Argentina. *2º South American Symposium of Isotopic Geology, Actas,* 76-77. Córdoba.

Kozlowsky, E., R. Manceda y V. A. Ramos, 1993. Estructura. En V. A. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio,* 1 (18): 235-256. Buenos Aires.

Kraemer, P. E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50 LS, Santa Cruz. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 119-125. Buenos Aires.

Kraemer, P. E., 1996. Regional balanced cross section in the Patagonian Andes of Tierra del Fuego (Argentina and Chile). *Andean Geodynamics Symposium, Orstom,* 407-410. Saint Malo.

Kraemer, P. E., M. P. Escayola y R. D. Martino, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30 40'- 32 40'), Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 47-59. Buenos Aires.

Lesta, P., R. Ferello y G. Chebli, 1980. Chubut Extraandino. En J. C. M. Turner (Ed.). *2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 2: 1306 -1387. Córdoba.

Linares, E. y C. Latorre, 1975. La edad del Granito de Aguilar, provincia de Jujuy, Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 91-98. Buenos Aires.

Lira, R., H. A. Millone, A. M. Kirschbaum y R. S. Moreno, 1997. Magmatic-arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences,* 10(2): 157-178.

Llambías, E. y A. M. Sato, 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 111-131. Buenos Aires.

Llambías, E. J., R. Caminos y C. W. Rapela, 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En V. A. Ramos (Ed.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. *11º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* 85-118. Buenos Aires.

Llambías, E., A. N. Sato y J. Tomsic, 1986. Geología y características geoquímicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas, provincia de Salta. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (3-4): 158-175. Buenos Aires.

Llambías, E., S. Quenardelle, A. Ortiz Suárez y C. Prozzi, 1996. Granitoides sincinemáticos de la Sierra Central de San Luis. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 487-496. Buenos Aires.

Manceda, R. y D. Figueroa, 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez and H. J. Welsink (Eds.) Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 62: 369-382. Boulder.

Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza y O. Viera, 1972. Faja Eruptiva de la Puna oriental. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 89-100. Buenos Aires.

Milani, E. J., 1997. Evolucao tetono-sedimentar e estratigrafia da bacia do Paraná. *Universidade Federal do Rio Grande Do Sul, Tesis Doctoral* (inédita), Porto Alegre.

Mpodozis, C. y S. M. Kay, 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. Andes Chilenos, 28-31ºS. *Revista Geológica de Chile,* 17 (2): 153-180. Santiago.

Mpodozis, C. y S. M. Kay, 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths (28º-31ºS). *Geological Society of America, Bulletin,* 104: 999-1014, Boulder.

Mpodozis, C. y V. A. Ramos, 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G. E., M. T. Cañas Pinochet y J. A. Reinemud (Eds.) *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series,* 11: 59-90. Houston.

Mpodozis, C. y R. Forsythe, 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in Southern South America. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology,* 41: 103-124. Amsterdam.

Muñoz, J. y C. Stern, 1988. The Quaternary volcanic belt of the Southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38ºS and 39ºS. *Journal of South American Earth Sciences,* 1 (2): 147-162.

Niemeyer, R. H., 1989. El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de La Lila, Región de Antofagasta: Estratigrafía y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile,* 16 (2): 163-182. Santiago.

Omarini, R. H. y R. J. Sureda, 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al Paleozoico inferior: modelos, alternativas y problemas. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 291-307. Buenos Aires.

Palma, M. A., 1989. La evolución tectosedimentaria durante el ciclo gondwánico en la región extraandina de la provincia de Santa Cruz. *Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Mar del Plata,* 1-3 Junio 1989: 102-105. Montevideo.

Palma, M. A. y M. V. Yrigoyen, 1987. Los estratos de Botijuela en la Puna Catamarqueña. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 139-142. San Miguel de Tucumán.

Palma, M. A., P. Párica y V. A. Ramos, 1987. El Granito de Archibarca: Su edad y Significado Tectónico, Provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41(3-4): 414-418. Buenos Aires.

Pardo Casas, F. y P. Molnar, 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248, Washington.

Párica, P. D., 1986. Petrología y geocronología del sector central de la Sierra de Lonco Vaca, La Pampa. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41 (3-4): 270-289. Buenos Aires.

Pérez, D. J., G. Ottone y V. A. Ramos, 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 1: 385-398. Buenos Aires.

Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25a Volcán San José, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 98: 1-94. Buenos Aires.

Polanski, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Contribuciones Científicas,* 1 (2): 95-139. Buenos Aires.

Poma, S. y V. A. Ramos, 1994. Las secuencias básicas iniciales del Grupo Choiyoi, Cordón del Portillo, Mendoza: sus implicancias tectónicas. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1162-1166, Concepción.

Quenardelle, S y V. A. Ramos, 1998. The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. In V. A. Ramos y D. Keppie (eds.) Laurentia Gondwana Connections before Pangea. *Geological Society of America, Special Paper,* 336: en prensa.

Rabassa, J., 1979. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu, Comallo, provincia de Río Negro. *7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén) Actas,* 1: 731-748. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1972. El Ordovícico fosilífero de La Sierra De Lina, Provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (1): 84-94. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Saltojujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 159-202. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1977. Estructura. En Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén. *7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 9-24. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1982. Las ingresiones pacíficas del Terciario en el Norte de la Patagonia. *3º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1 (A):262-288. Concepción.

Ramos, V. A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. *2º Congreso Nacional Geología - Económica, Actas,* 1: 108-124. San Juan.

Ramos, V. A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 311-325. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste Argentino. *Revista Instituto Ciencias Geológicas,* 6: 13-28. Jujuy.

Ramos, V. A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes,* 11(3): 168-174. Ottawa.

Ramos, V. A., 1988b. The tectonics of the Central Andes: 30 to 33 S latitude. En S. Clark y D. Burchfiel (Eds.) Processes in Continental Lithospheric Deformation. *Geological Society of America, Special Paper,* 218: 31-54. Boulder.

Ramos, V. A., 1988c. La estructura de la Cordillera Patagónica (47-49 S) de Argentina y Chile. *5º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1 (A): 101-114. Santiago.

Ramos, V. A., 1989a. Southern South America: an active margin for the past 700 M. y. 28th. *International Geologic Congress, Abstract,* 2: 664. Washington.

Ramos, V. A., 1989b. The birth of Southern South America. *American Scientist,* 77 (5): 444-450. New Haven.

Ramos, V. A., 1989c. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin,* 73 (7): 887-903. Tulsa.

Ramos, V. A., 1993. Interpretación tectónica. En V. A. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* 1 (19): 257-266. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1996a. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En V. A. Ramos y M. A. Turic, 1996. (Eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. *Asociación Geólogica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo,* 385-404. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1996b. La tectónica paleógena de la Cordillera Patagónica y su relación con la colisión de dorsales oceánicas. *Congreso Paleógeno de América del Sur, Resúmenes:* 5-6. Santa Rosa.

Ramos, V. A. y R. N. Alonso, 1995. El mar paranense en la provincia de Jujuy. *Revista Instituto de Geología y Minería,* 10: 73-82, Jujuy.

Ramos, V. A. y P. Alvarez, 1996. Early Mesozoic Tectonics of the High Andes of Argentina and Chile. En A. C. Riccardi (Ed.) *Advances in Jurassic Research, GeoResearch Forum* 1-2: 387-396, Transtec Publications, Zurich.

Ramos, V. A. y M. A. Basei, 1997a. Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. *South American Symposium on Isotope Geology,* 250-252. São Paulo.

Ramos, V. A. y M. Basei, 1997b. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. *Symposium on Terrane Dynamics'* 97, 140-143. New Zealand.

Ramos, V. A. y J. M. Cortés, 1984. Estructura e interpretación tectónica. En V. A. Ramos (Ed.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. *9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 317-346. Buenos Aires.

Ramos, V. A. y S. M. Kay, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En R. S. Harmon y C. W. Rapela (Eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America, Special Paper,* 265: 79-91. Boulder.

Ramos, V. A. y S. M. Kay, 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. Oliver, R. A., Vatin-Perignon, N., Laubacher, G. Andean geodynamics Symposium (Grenoble, France). *Tectonophysics,* 205: 261-282. Amsterdam.

Ramos, V. A. y G. I. Vujovich, 1993. The Pampia craton within western Gondwanaland. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference (Guanajuato). *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Proceedings:* 113-116. Mexico.

Ramos, V. A., M. Cegarra y E. Cristallini, 1996a. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30-36 S latitude). *Tectonophysics,* 259: 185-200. Amsterdam.

Ramos, V. A., D. Dallmeyer y G. Vujovich, 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, Central Argentina. In R. Pankhurst and C. Rapela (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, Special Publication,* 142: 143-158. London.

Ramos, V. A., M. J. Haller y F. Butrón, 1986. Geología y Evolución tectónica de las Islas Barnevelt: Atlántico Sur. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (3-4): 137-154. Buenos Aires.

Ramos, V. A., S. Mahlburg Kay y L. Sacomani, 1994. La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas: colisión de una dorsal oceánica cretácica. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1172-1176. Concepción.

Ramos, V. A., F. Munizaga y S. M. Kay, 1991. El magmatismo cenozoico a los 33 S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 892-896. Viña del Mar.

Ramos, V. A., G. I. Vujovich y R. D. Dallmeyer, 1996b. Los klippes y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 377-392. Buenos Aires.

Ramos, V. A., A. Leguizamón, S. M. Kay y M. Teruggi, 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil (Provincia de Buenos Aires). *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 357-360, San Juan.

Ramos, V. A., H. Niemeyer, J. Skarmeta, y J. Muñoz, 1982. The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews,* 18 (3-4): 411-443. Amsterdam.

Ramos, V. A., J. Reynolds, T. Jordan y K. D. Tabbutt, 1988. Time constraints for the uplift of the Sierras de Toro Negro, Umango and Espinal, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs,* 20(7): A61. Denver.

Ramos, V. A., G. Vujovich, S. M. Kay y M. R. McDonough, 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 343-357. Buenos Aires.

Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. W. Allmendinger, S. M. Kay, J. M. Cortés y M. A. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 2: 84-106. Buenos Aires.

Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. W. Allmendinger, C. Mpodozis, S. Kay, J. M. Cortés y M. A. Palma, 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics,* 5(6): 855-880. Washington.

Rapalini, A. E. y R. A. Astini, 1997. Paleomagnetic confirmation of the Laurentian origin of the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters* (en prensa).

Rapalini, A. E. y J. F. Vilas, 1991. Tectonic rotations in the Late Paleozoic continental margin of southern South America determined and dated by palaeomagnetism. *Geophysics Journal International,* 107: 333-351.

Rapela, C. y R. Caminos, 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian massif. *Revista Brasileira de Geociencias,* 17(4): 535-543, São Paulo.

Rapela, C. W. y R. Pankhurst, 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-Famatinian subduction? and crustal melting. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 491. Buenos Aires.

Rapela, C. W., R. J. Pankhurst y A. A. Bonalumi, 1991a. Edad geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 19-22, Santiago.

Rapela, C. W., B. Coira, A. Toselli y J. Saavedra, 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En J. C. Gutiérrez-Marco, J. J. Saavedra y I. Rábano (Eds). *Paleozoico Inferior de Ibero-América,* 21-68, Universidad de Extremadura, España.

Rapela, C. W., R. J. Pankhurst, E. G. A. Baldo, y J. Saavedra, 1997. Low-Pressure anatexis during the Pampean orogeny. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 3: 1714-1718. Antofagasta.

Rapela, C. W., C. F. Dias, J. R. Francese, G. Alonso y A. R. Benvenuto, 1991b. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile,* 18(2): 121-138. Santiago.

Rapela, C. W., R. Pankhurst, C. Casquet, E. Baldo, J. Saavedra and C. Galindo, 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology,* 26 (8): 707-710.

Salfity, J., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 1: 11-26. Buenos Aires.

Salfity, J., S. A. Gorustovich, M. C. Moya y R. Amengual, 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 539-554. Buenos Aires.

Siga Junior, O., M. A. S. Basei y A. Machiavelli, 1993. Evolucao geotectonica da porcao NE de Santa Catarina e SE do Parana, com base em interpretacoes geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociencias,* 23 (3): 215-223. São Paulo.

Sruoga, P., N. Urbina y L. Malvicini, 1996. El volcanismo terciario y los depósitos hidrotermales (Au, Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 89-100. Buenos Aires.

Starck, D., E. Gallardo y A. Schulz, 1993. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas occidentales and Cordillera Oriental argentina. With comments on the southern borders of the Tarija basin. *12º International Congress on the Carboniferous and Permian Systems, Compte Rendus,* 2: 353-372. Buenos Aires.

Steinmann, G., 1919. Geologie von Perú. Karl Winter, 1-446, Heidelberg.

Stern, Ch. y M. J. de Witt, 1980. The role of spreading centre magma chambers in the formation of Phanerozoic oceanic crust: evidence from Chilean ophiolites. En A. Panayiotou (ed.) Ophiolites, *Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus,* (1979): 497-506.

Stern, Ch., M. A. Skewes y M. Durán, 1976. Volcanismo orogénico en Chile Austral. *1º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2 (F): 195-212, Santiago.

Stern, Ch. R., H. Amini, R. Charrier, E. Godoy, F. Hervé y J. Varela, 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile,* 23: 39-52. Santiago.

Stipanicic, P. N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En M. Moullade y A. E. M. Nairn (Eds.) The Phanerozoic Geology of the World II The Mesozoic, B: 181-199, *Elsevier Science Publication,* Amsterdam.

Stipanicic, P. N. y F. Rodrigo, 1970a. El diastrofismo eo y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. *4º Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas,* 2: 337-352. Buenos Aires.

Stipanicic, P. N. y F. Rodrigo, 1970b. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. *4º Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas*, 2: 353-368. Buenos Aires.

Stipanicic, P. N., F. Rodrigo, O. L. Baulíes y C. G. Martínez, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 23 (2): 67-98. Buenos Aires.

Strelkov, E. E. y L. A. Alvarez, 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Cuenca triásica mendocina-sanjuanina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 115-130. Buenos Aires.

Teruggi, M. y J. Kilmurray, 1975. Tandilia. *6º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 55-57. Buenos Aires.

Teruggi, M., M. A. Leguizamón y V. A Ramos, 1989. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (3): 366-374. Buenos Aires.

Thomas, W. A. y R. A. Astini, 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science,* 273: 752-757. Washington.

Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 41(2): 163-196. Córdoba.

Turner, J. C. M. y V. Méndez, 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias,* 51 (1-2): 11-24. Córdoba.

Uliana, M. A. y K. T. Biddle, 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências,* 18: 172-190. São Paulo.

Uliana, M., K. Biddle, V. W. Phelps y D. A. Gust, 1986. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (3-4): 231-253. Buenos Aires.

Varela, R., C. Cingolani y L. Dalla Salda, 1988. Geocronmología Rb/Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires. *2º Jornadas Geológicas Bonaerenses:* 291-304, Bahía Blanca.

Varela, R., M. López de Luchi, C. Cingolani y L. Dalla Salda, 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja: implicancias tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 519-527. Buenos Aires.

Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti y H. J. Welsink, 1995. Tectonic evolution and paleogeography pf the Neuquén Basin Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez and H. J. Welsink (Eds.) Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir,* 62: 383-402. Tulsa.

Vicente, J. C., F. Sequeiros, M. A. Valdivia y J. Zavala, 1979. El sobre-escurrimiento de Cuicha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al noroeste de Arequipa. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín,* 61: 67-100.

Vujovich, G. I., 1993. Arcos magmáticos islándicos en el sector occidental del terreno Pampeano. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 17-22. Buenos Aires.

Vujovich, G. y S. M. Kay, 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. In B. Pankhurst y C. W. Rapela (eds.) *Protomargin of Gondwana, Geological Society, Special Publication,* 142: 159-180. London.

Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. *J. Peuser,* Tomo II, 1-645. Buenos Aires.

Yrigoyen, M. R., 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. *Petrotecnia, Instituto Argentino del Petróleo,* 12 (4): 28-38. Buenos Aires.

Yrigoyen, M. R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. *1º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 168-190, Santiago.

Yrigoyen, M. R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En V. A. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales de la provincia de Mendoza. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio:* 123-148. Buenos Aires.

Zappettini, E. O., 1990. Carbonatitas de la Puna Oriental, Provincias de Jujuy y Salta. *1º Jornadas de Tierras Raras, Resúmenes expandidos.* Córdoba.

Zappettini, E. O., G. Blasco y M. Godeas, 1997. El volcanismo Paleógeno de la Puna Occidental. República Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 291-296. Antofagasta.

Zeil, W., 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I-1981(3/4): 298-318. Stuttgart.

Zappettini, E. O., 1999. Evolución geotectónica y metalogénesis de Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 51-73, Buenos Aires.



EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA Y METALOGÉNESIS DE ARGENTINA

Eduardo O. Zappettini[1]

ANTECEDENTES

La evaluación del potencial minero de la República Argentina y la sistematización de la información por parte del Estado se remonta al siglo pasado, pudiendo destacarse durante las primeras épocas las obras de Rickard (1869), Brackebush (1893), Bodenbender (1884), Hoskold (1904), Hermitte (1915), Stappenbeck (1918) y Beder (1921 y 1940).

Sin duda, la contribución más importante para ordenar el conocimiento sistemático de los yacimientos minerales de Argentina, se debe al ingeniero Victorio Angelelli, quien, desde 1941, realizó diversas obras de consulta con la actualización del conocimiento a la época de cada publicación (Angelelli, 1941, 1950, 1984). A esta tarea se deben agregar las síntesis regionales sobre recursos minerales industriales y rocas ornamentales publicadas por la entonces Secretaría de Minería de la Nación (Angelelli *et al.*, 1976; Angelelli *et al.*, 1980 y Schalamuk *et al.*, 1983).

La descripción de los depósitos minerales en un marco geocronológico, tanto a nivel local como regional, se plasmó, entre otros, en los trabajos de Bodenbender (1905, 1922), Beder (1916), Stoll (1964), Kittl (1965, 1966), trabajos que culminan en la primera interpretación metalogenética de síntesis, con la edición del Mapa Metalogenético de la República Argentina, realizado por Angelelli *et al.* (1970). A éste siguieron trabajos sinópticos regionales (Oliveri, 1971; Angelelli y Fernández Lima, 1972; Fernández Lima y Caminos, 1980; Sureda *et al.*, 1986; Méndez y Zappettini, 1989) o como parte de obras de síntesis a nivel continental (Martín, 1980). Como consecuencia del incremento espectacular de la actividad minera en Argentina en la década del 90, se produjeron diversas síntesis regionales con el fin de destacar el potencial minero local (Ramos, 1994; Márquez *et al*., 1994; Donnari *et al.*,1994; Gemuts *et al.*, 1996; Zappettini, 1996; Zanettini *et al.*, 1997).

La investigación de aspectos genéticos de determinados tipos de depósitos generó un importante número de contribuciones elaboradas tanto por investigadores locales como extranjeros. Es imposible sintetizar aquí el listado bibliográfico de los trabajos, algunos de los cuales están agrupados en los volúmenes de los sucesivos Congresos de Geología Económica, celebrados en la República Argentina a partir de 1975. Bastan como ejemplo los primeros trabajos de síntesis sobre depósitos de celestina-baritina (Brodtkorb *et al.*, 1975; Ramos y Brodtkorb, 1990), de cobre estratoligado (Ramos, 1975), de pórfidos de cobre (Méndez y Zappettini, 1984), de wolframio en las Sierras Pampeanas (Brodtkorb y Brodtkorb, 1977; Brodtkorb (Ed.) 1991), de yacimientos asociados a rocas básicas-ultrabásicas (Villar, 1975) y de mineralizaciones de sulfuros exhalativos (Sureda y Martín, 1990; Zappettini *et al.*, 1991; Ametrano *et al.*, 1997). El avance en el conocimiento de las mineralizaciones auríferas originó una serie importante de contribuciones sobre depósitos y prospectos de alta y baja sulfuración localizados en diversos sectores del territorio argentino (Márquez Zavalía y Galliski, 1994; Schalamuk *et al.*, 1995; Losada Calderón y Mc Phail, 1996; Urbina *et al.*, 1997). De los estudios recientes sobre el área de Farallón Negro-Bajo de la Alumbrera pueden citarse los de Stults (1985), Guilbert (1995), Sasso (1997) y Sasso y Clark (1998).

El análisis del significado y relación entre estructuras, lineamientos y mineralización fue destacado por García (1969), Figueroa (1971), Baldis (1980) y Bassi (1992). La reconocida importancia de la tectónica de placas como elemento básico para el entendimiento de los procesos de

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

movilización y concentración de elementos de interés económico dio lugar, a su vez, a numerosas contribuciones específicas que incluyen, además de las de Sillitoe (1975, 1977, 1980, 1989), las de Ramos (1983, 1995) y Coira (1994).

El avance en el conocimiento de los recursos minerales en los últimos cuarenta años es consecuencia de una sostenida actividad del Estado entre los años 1960 y 1980 y de una importante reactivación de la misma a partir del incremento de la inversión privada movilizada con un marco regulatorio favorable puesto en vigencia entre 1993 y 1995.

Los trabajos realizados a partir de esta nueva etapa permitieron incrementar la información, en particular en cuanto a datos sobre reservas de los recursos y obtener una mayor precisión de aspectos genéticos. Como consecuencia de ello se elaboraron síntesis de los principales proyectos, publicados por el Estado Nacional (Directorio de Oportunidades de Inversión, 1994, 1996).

CONCEPTOS GENERALES

La evolución geotectónica del territorio argentino provee un marco apropiado para explicar de los procesos responsables del emplazamiento de las mineralizaciones conocidas. Asimismo constituye un adecuado elemento para establecer fajas metalogenéticas, que delimitan áreas propicias para la localización de mineralizaciones cuya tipología está estrechamente asociada a los procesos en consideración.

Un elemento primordial en el entendimiento de la localización de las mineralizaciones es el vinculado con las heterogeneidades de la corteza terrestre, evidenciadas y remarcadas por la dispar distribución de los diversos elementos metálicos considerados y por la constitución del territorio originado en la amalgamación de terrenos autóctonos y alóctonos, cada uno de los cuales tiene su propia impronta metálica.

Finalmente, grandes estructuras han sido responsables del control en la localización de determinados procesos geológicos. Tal es el caso de fallas vinculadas a procesos de riftogénesis, que condicionan el emplazamiento de magmatismo alcalino; fracturación que controla la migración del magmatismo de arco; así como fallamiento de tipo trastensivo que implica condiciones particulares para el emplazamiento de magmatismo rico en potasio.

HISTORIA ACRECIONAL DE LOS TERRENOS GEOLÓGICOS DE ARGENTINA

Generalidades

El concepto que el territorio argentino está constituido por terrenos tectonoestratigráficos alóctonos originalmente separados fue inicialmente presentado por Ramos *et al.* (1986) y Ramos (1988). Los más recientes conocimientos están sintetizados en Ramos (1996). Numerosos trabajos permitieron precisar las características de los diversos terrenos así como su historia colisional. Quedan aún, sin embargo, numerosos interrogantes respecto del significado de diversos cuerpos magmáticos y, esencialmente, debe destacarse que los principales terrenos considerados están, a su vez, constituidos por otros terrenos menores, de cuya historia se conoce menos y por lo tanto se consideran en conjunto, quedando indicados en el mapa sólo las suturas internas que permiten delinearlos.

Un terreno tectonoestratigráfico consiste en una entidad geológica limitada por fallas, de extensión en general regional y caracterizada por una secuencia estratigráfica definida, elementos que permiten diferenciarlo de otros vecinos. La historia de tal tipo de terreno es la de la secuencia que lo constituye hasta el tiempo de la acreción. De existir facies compartidas entre dos terrenos, ambos se consideran un único terreno. Los procesos que ocurren durante la amalgamación de terrenos hacen a la historia sin-acrecional, en tanto los procesos geológicos que se superponen a varios terrenos, una vez consolidada la acreción, se consideran procesos post-acrecionales.

Siguiendo estos conceptos, el territorio argentino puede considerarse constituido por cinco terrenos principales, cada uno de los cuales muestran evidencias de suturas internas que indican que su conformación implica la acreción de terrenos variados (figura 1).

SÍNTESIS METALOGENÉTICA

El marco geotectónico sintetizado, caracterizado por procesos pre-, sin- y post- acrecionales, brinda un conjunto de elementos adecuado para explicar la compleja historia metalogenética de Argentina.

A continuación se sintetizan los diversos episodios que han condicionado y controlado la generación de depósitos minerales en las diversas etapas de la evolución geológica y tectónica del territorio. En las diversas figuras sólo se indica la distribución de los diversos elementos en territorio argentino.

EPISODIOS PAMPEANOS Y PRE-PAMPEANOS: PROTEROZOICO-INFRACÁMBRICO (figura 2)

El mosaico de terrenos que constituyen Argentina han tenido una historia independiente previo a su amalgamiento, lo que se refleja en una dispar historia metalogenética según el terreno que se trate.

PAMPIA-RÍO DE LA PLATA

El cratón del Río de la Plata fue consolidado y amalgamado durante el Proterozoico inferior (orogenia transamazónica), tras la colisión de los terrenos Florida y Buenos Aires (hacia los 2.300-2.100 Ma) y de éstos con el terreno Tandilia (hacia los 2.100-1.900 Ma). Asociados a la subducción que precedió a la sutura se desarrollaron sendos arcos magmáticos (Dalla Salda y Francese, 1985) cuyas suturas están evidenciadas por fajas de rocas máficas y ultra-

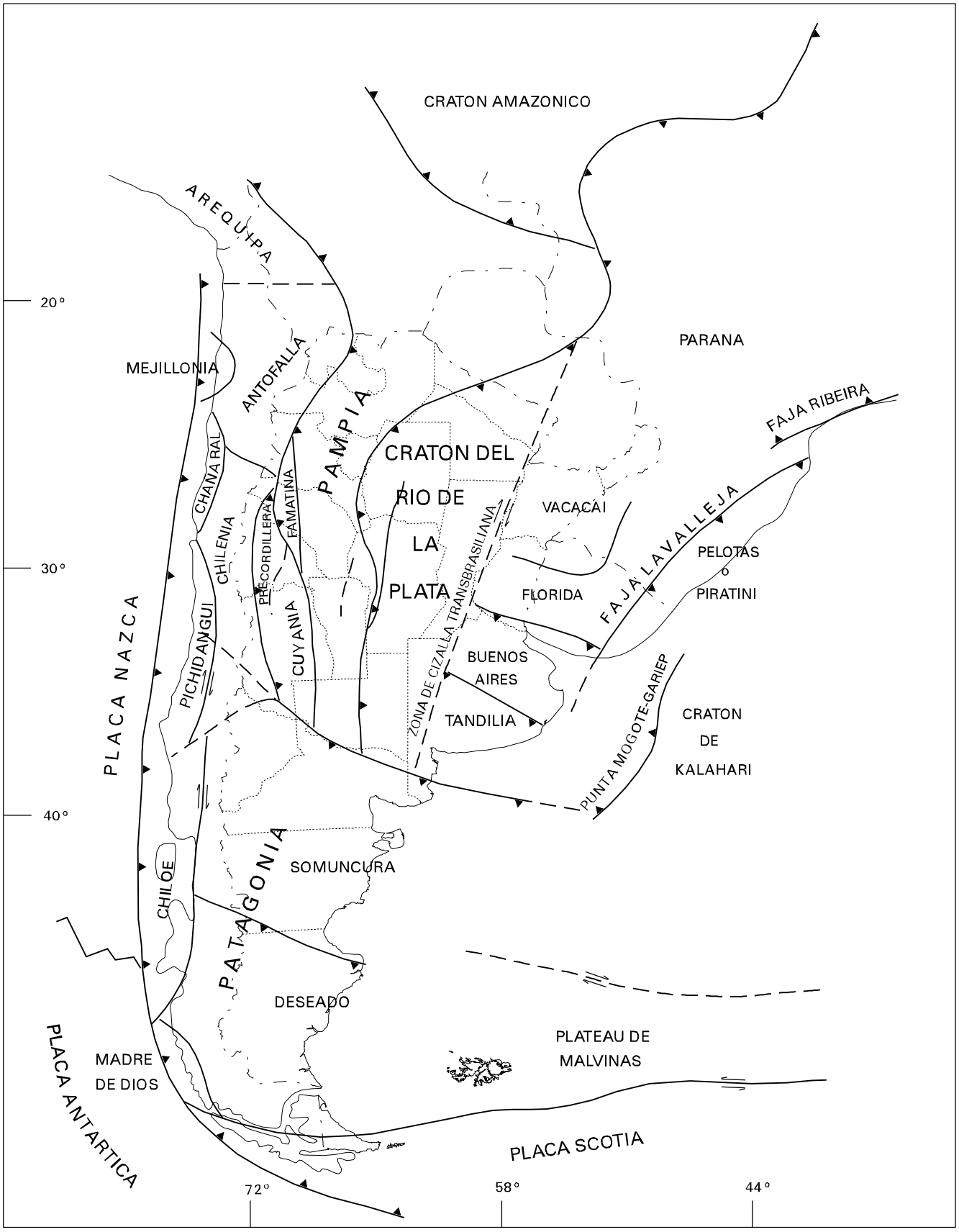


Figura 1. Mapa de terrenos acrecionados en la región austral de Sudamérica (basado en Ramos, 1988, Kraemer *et al.,* 1994, Ramos, 1996; Bahlburg y Hervé, 1997).

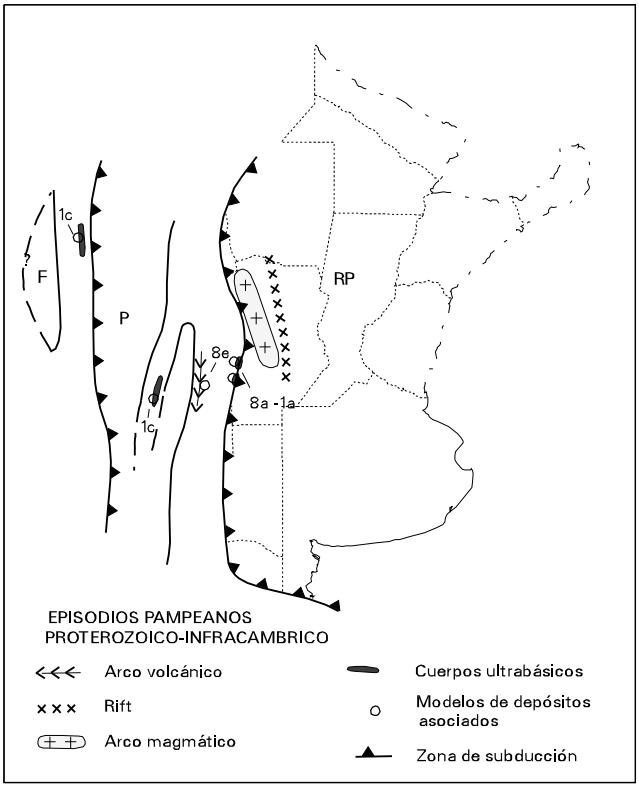


Figura 2. Episodios pampeanos y depósitos asociados.

máficas. La acreción del terreno Vacacai tiene lugar hacia los 750-700 millones de años.

Fuera del territorio argentino el cratón del Río de la Plata está separado del cratón de Kalahari por el terreno de Pelotas o Piratiní, el que se acrecionó hacia los 680-640 millones de años.

El terreno Pampia, por su parte, está constituido por un basamento representado esencialmente por mármoles, esquistos y gneises, equivalentes metamórficos de una secuencia depositada en un margen estable hacia los 900-1.000 Ma de edad proterozoica que colisionó y se acrecionó contra el cratón del Río de la Plata hacia el Proterozoico superior (750 Ma). El arco magmático calcoalcalino previo a la sutura estaría representado por tonalitas y ortogneises de la sierra de Ambargasta en el cratón del Río de la Plata (Kraemer *et al.*, 1994). La sutura está evidenciada por la presencia de rocas ofiolíticas obducidas. Otras suturas internas están asimismo indicadas por fajas de rocas básicas-ultrabásicas, la mayor de las cuales corresponde a la acreción de Famatina, probablemente durante el Paleozoico inferior. El sector limitado por la sutura principal entre Pampia y el cratón del Río de la Plata y la faja de rocas ultramáficas interpretadas por Kraemer *et al.* (1994) como indicadoras de una zona de extensión detrás del arco, es considerado por Ramos (1996) como un terreno menor, al que designa Córdoba.

El magmatismo básico que tuvo lugar durante el Proterozoico está hoy representado por cuerpos anfibolíticos, con los que se asocia mineralización tipo Chipre (modelo 8a: Tío, Tauro y Las Cuevas, Córdoba) y de W, consistente en scheelita asociada tanto a las anfibolitas como a rocas calcaosilicáticas (modelo 8e: Pampa de Olaen). Con los niveles ultramáficos de secuencias ofiolíticas se formaron concentraciones de cromita podiforme (modelo 1a: Los Guanacos, Córdoba) luego obducidas y marcando líneas de sutura internas. En relación con una actividad volcánica ácida se emplazan depósitos volcánico-exhalativos de W (modelo 8e: Sierra del Morro). Hay asimismo intercalaciones en la secuencia sedimentaria de calizas metamorfizadas (modelo 9k: sierra Chica de Córdoba; Peñas Azules, Tucumán; Ancasti-El Alto, Catamarca). Por efecto del metamorfismo en parte vinculado con la acreción de Pampia al terreno del Río de la Plata se formaron depósitos metamórficos de silicatos de aluminio y calcio (modelo 10b: sierra Chica de Córdoba; Tacuil, Salta; La Carolina-Santo Domingo, San Luis).

Con posterioridad a la sutura de Pampia con el terreno del Río de la Plata se produjo un magmatismo postcolisional desarrollado sobre este último terreno, con el que se vinculan pórfiros riolíticos con Au diseminado (modelo 4d: Oncán, Santiago del Estero).

En el extremo noroccidental de Pampia está acrecionado el terreno Arequipa-Antofalla, que constituye el basamento de la Puna, y cuya posición actual se remonta al Proterozoico tardío (Forsythe *et al.*, 1993); los datos isotópicos de Pb indican su vinculación original con el cratón amazónico (Tosdal *et al.*, 1994).

El terreno Arequipa-Antofalla está a su vez formado por un conjunto de dominios que posiblemente se agruparon antes de los 1.000 Ma (Bahlburg y Hervé, 1997). A su vez puede dividirse en dos bloques: Arequipa al norte, de edad proterozoica temprana a media, y Antofalla, de edad proterozoica tardía a eopaleozoica y que subyace en el extremo noroeste de Argentina.

Durante el Cámbrico inferior y previo a la acreción de los terrenos Pampia y Antofalla-Arequipa tuvo lugar el desarrollo de un magmatismo de arco en el flanco occidental de Pampia, representado por los plutones de Cañaní y La Quesera, que dio lugar, en el extremo norte de Pampia, al emplazamiento de vetas de Cu epibatolíticas (modelo 6e: Distrito Las Cuevas, Salta). Asociado al magmatismo de retroarco representado por trondhjemitas en los Nevados de Palermo, se emplazaron de pegmatitas ricas en Nb-Ta (modelo 3b: Distrito El Quemado, Salta).

CUYANIA

El terreno Cuyania, también denominado Cuyania-Precordillera, está constituido por rocas de bajo a alto grado metamórfico metamorfizadas entre los 900 y los 1.100 Ma y sedimentitas eopaleozoicas. Tiene particular importancia ya que las secuencias sedimentarias así como las edades del metamorfismo del basamento subyacente muestran afinidades que permiten interpretarlo como originado en la faja Grenville del este de Laurentia (Abbruzzi *et al.*, 1993; Kay *et al.*, 1996). Contiene una zona de sutura interna prin-

cipal que indica la acreción de los terrenos de Pie de Palo y Precordillera durante el Proterozoico, aflorante en el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo. Se acrecionó contra el terreno pampeano hacia el final del Ordovícico (Ramos *et al.*, 1986; Astini *et al.*, 1996). La continuación austral del magmatismo ordovícico de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental corresponde al arco magmático previo a la sutura.

No se conoce la formación de depósitos metalíferos en este terreno de edad proterozoica-infracámbrica, aunque sí se han desarrollado depósitos de grafito (modelo 10a: sierras de Maz , La Rioja y Pie de Palo, San Juan) y de granate (modelo 10c: sierra de Umango, La Rioja), vinculados con el Ciclo Grenvilliano. Asimismo se depositaron bancos de caliza posteriormente metamorfizados (modelo 9k: quebrada de Chorrillos, sierra de Umango, La Rioja).

PATAGONIA

La Patagonia está constituida por dos terrenos, Somuncura y Deseado. Durante la depositación de la secuencia turbidítica que constituye el basamento proterozoico de Somuncura tuvo lugar el desarrollo de cuencas secundarias con fallamiento sinsedimentario que controló el emplazamiento de depósitos sedimentario-exhalativos de Pb-Zn-Ag (modelo 8c: mina Gonzalito, Río Negro). Hay intercaladas en la secuencia calizas y dolomías objeto de explotaciones (modelo 9k: Distrito Pailemán, Río Negro).

EPISODIOS FAMATINIANOS: CÁMBRICO MEDIO-CARBONÍFERO (figuras 3 y 4)

PAMPIA-ANTOFALLA-AREQUIPA

Las secuencias de márgen pasivo cambro-ordovícicas en el ámbito del cratón del Río de la Plata comprenden depósitos de caliza, dolomía y arcillas, de singular importancia en el sistema de Tandilia (modelos 9k y 9m: sierras de Barker y Olavarría, Buenos Aires).

Durante el Paleozoico inferior el exterreno Antofalla-Arequipa se separó de Pampia mediante una proceso de riftogénesis con atenuamiento cortical, originándose una cuenca marginal, reestableciéndose la sutura con la orogenia oclóyica (Forsythe *et al.*, 1993). La Faja Eruptiva de la Puna Oriental representaría a su vez el arco magmático previo a esta sutura, aunque también puede interpretarse como magmatismo anatéctico sin-colisional. Forma también parte de Pampia el terreno Famatina, que habría acrecionado hacia el Paleozoico inferior.

En el eje de la cuenca intruyeron cuerpos máficos-ultramáficos que actualmente se presentan como parte de una secuencia ofiolítica desmembrada. En esa cuenca se formaron, en relación a una paleogeografía favorable, depósitos sedimentario-exhalativos de Pb-Zn-Ag, con sectores proximales ricos en Cu (modelo 8c: Aguilar, Jujuy; La Colorada, Salta); localmente se formaron niveles ricos en fosfato (modelo 9l: Río Capillas, Jujuy). Asociados a magmatismo bimodal se emplazaron manifestaciones minerales de Cu-Pb-Zn tipo Kuroko (modelo 8b: Sierra de Calalaste, Catamarca).

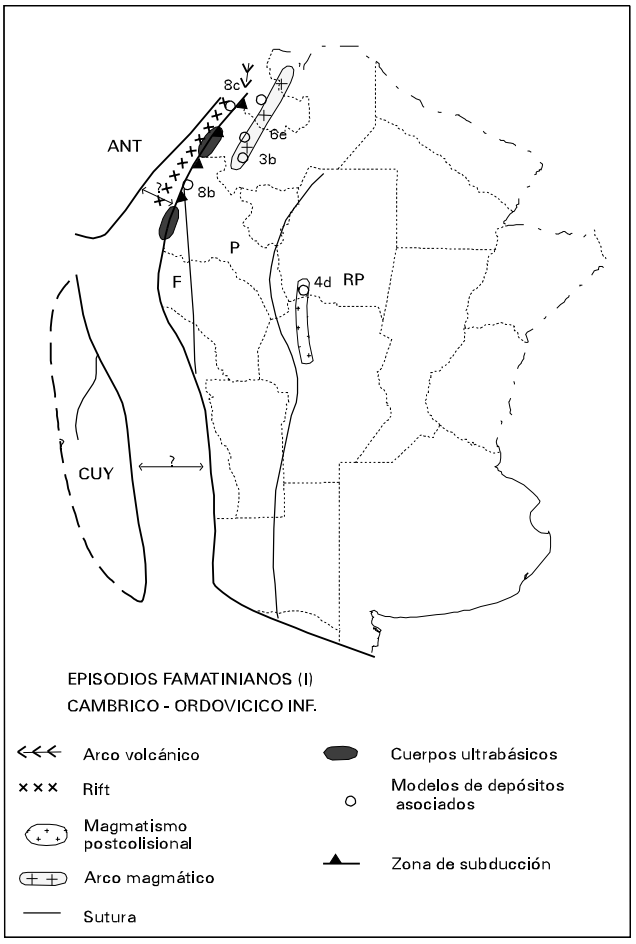


Figura 3. Episodios famatinianos (1) y depósitos asociados.

Como consecuencia de la deformación asociada a la sutura de los terrenos Pampia y Antofalla-Arequipa y de la acreción de Cuyania, se desarrollaron durante el Ordovícico superior-Silúrico inferior procesos de metamorfismo dinámico y térmico que controlaron el emplazamiento de vetas auríferas en las secuencias turbidíticas ordovícicas (modelo 14d: Distrito Santa Catalina-Rinconada, Jujuy; Incahuasi, Catamarca) así como de vetas de antimonita en rocas del basamento (modelo 14e: Distrito La Cébila, La Rioja). También se generaron zonas de cizalla en las que se canalizaron fluidos portadores de Pb-Zn-Ag (modelo 14c: distrito Pumahuasi, Jujuy).

Con el magmatismo ultramáfico de arco de islas que hoy representa la sutura entre Pampia y el terreno de Famatina se generaron concentraciones magmáticas de sulfuros de Cu-Ni, Cr y PGE (modelo 1c: Fiambalá, Catamarca).

El magmatismo de arco famatiniano dio lugar a concentraciones pegmatíticas berilíferas (modelo 3a: distritos Altautina y Comechingones, Córdoba).

En parcial coincidencia temporal con la acreción de Chilenia se generó en el terreno Pampia un magmatismo postcolisional y anorogénico de importante significado me-

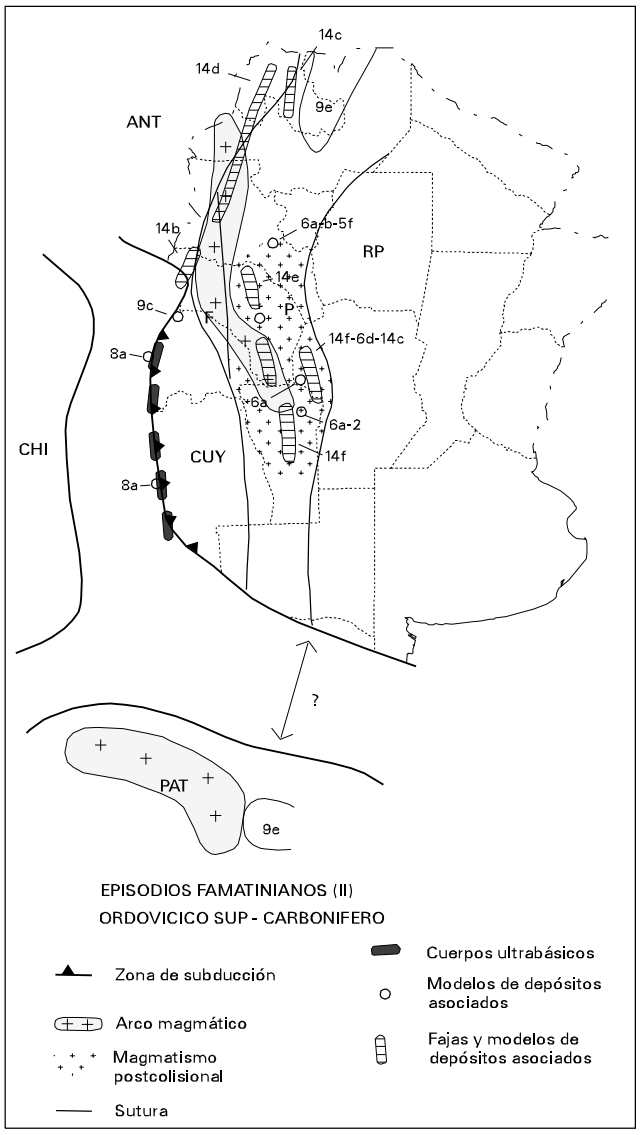


Figura 4. Episodios famatinianos (2) y depósitos asociados.

talogénico durante el lapso Silúrico superior-Carbonífero, con el que se asocian pegmatitas portadoras de Be-Li (modelo 3a: distritos Punilla y Alta Gracia, Córdoba), así como pegmatitas simples portadoras de cuarzo-feldespato-mica (modelo 3c: innumerables pegmatitas de las sierras de San Luis, Córdoba, La Rioja y Catamarca). Asimismo se emplazaron depósitos vetiformes de W (modelo 6a: Los Cóndores, San Luis), de Sn (modelo 6b: Distrito El Fraile, Catamarca), de U con removilizaciones supergénicas (modelo 6d: Schlagentweit, Córdoba), de Pb-Zn-Ag (modelo 14c: El Guaico, Córdoba) y greisens de W-Sn (modelo 5f: Distrito Los Ratones, Catamarca).

La acreción de Chilenia y Pampia generó importantes corredores tectónicos y el desarrollo de zonas de cizalla canalizadoras de fluidos que removilizaron y concentraron Au del basamento (modelo 14f: Distrito Sierra de las Minas, La Rioja; Distrito Monserrat-La Candelaria, Córdoba), así como, localmente, W (Río Guzmán, San Luis), Se-Cu-Hg (modelo 14b: Distrito Los Llantenes, La Rioja) y Co-Ni-U (14a: San Santiago, La Rioja).

Con el levantamiento de la Protopuna se desarrolló una cuenca de retroarco, secuencia sedimentaria en la que se formaron niveles ricos en Fe (modelo 9e: Distrito Zapla, Jujuy; Unchimé, Salta).

CUYANIA-CHILENIA

La naturaleza del basamento de Chilenia está enmascarada por el magmatismo y metamorfismo del Paleozoico superior (Ramos *et al.*, 1986). Comprende un basamento con evidencias de deformación y metamorfismo entre los 500 y 415 Ma, cubierto por sedimentitas silúricas. Su origen es desconocido. Acrecionó contra Cuyania hacia el Devónico superior. La sutura está indicada por numerosos fragmentos de secuencias ofiolíticas. Las plutonitas y parcialmente las volcanitas mesosilícicas que constituyen la Cordillera Frontal representan el arco magmático que sucedió a la sutura. Su extensión hacia el norte es motivo de incertidumbres; Bahlburg y Hervé (1997) indican que el límite entre este terreno y el de Arequipa-Antofalla se sitúa alrededor de los 27° 30’ de latitud sur.

La sutura de Chilenia con Cuyania preservó una secuencia ofiolítica a la que se vinculan depósitos tipo Chipre y asociados (modelo 8a: Santa Elena, San Juan; Salamanca, Mendoza). Su emplazamiento póstumo está relacionado con la deformación producto de la colisión entre Cuyania y Chilenia; como consecuencia de esta deformación y posterior metasomatismo sobreimpuesto se generaron depósitos de talco (modelo 5j: distrito Uspallata, Mendoza) y cuerpos de magnesita (modelo 5ll: Tupungato, Mendoza)

Sobre el basamento metamórfico grenvilliano de Cuyania se desarrolló una plataforma carbonática objeto de explotaciones por caliza-dolomía (modelo 9i: Distrito Precordillera sur, San Juan y Mendoza; La Reforma, La Pampa) en cuyo techo se disponen en discordancia sedimentos carboníferos, límite que localmente aloja una mineralización de Zn-Pb-Ba (modelo 9c: Helvecia, La Rioja).

Las secuencias de talud ordovícico-silúricas alojan depósitos estratiformes SEDEX de baritina (modelo 8d: Villavicencio, Mendoza) y yacimientos de meteorización de sulfatos de Al-Mg que se originaron por la oxidación durante el Cenozoico de sulfuros singenéticos y de sulfuros tipo Chipre asociados a la secuencia ofiolítica (modelo 13d: distrito Calingasta, San Juan).

PATAGONIA

Los terrenos Somuncura y Deseado habrían colisionado durante el Paleozoico inferior -orogenia famatinianaa la que precediera la implantación de un arco magmático asociado a la subducción en el macizo del Deseado (Palma, 1989).

El conjunto se amalgamó al resto del territorio argentino en el Paleozoico superior, constituyendo el último gran fragmento acrecionado (Ramos, 1988). La localización de

la sutura en el sector occidental está obliterada por este magmatismo postacrecional así como por las secuencias volcánicas mesozoicas y cenozoicas. Su posición es controversial y podría tener orientación nordeste, lo que estaría de acuerdo con la distribución de las rocas pérmicas, o bien continuar en dirección noroeste, en concordancia con la Anomalía Magnética Maipo.

En el oriente de Patagonia se depositó una secuencia de margen pasivo durante el Silúrico-Devónico, que presenta concentraciones de Fe sedimentario (modelo 9e: Sierra Grande, Río Negro).

Historia sinacrecional y postacrecional

La historia sinacrecional se caracteriza por la obducción de rocas ofiolíticas, deformación, metamorfismo y generación de amplios corredores tectónicos con desarrollo de zonas de cizalla.

La evolución postacrecional consiste en el desarrollo de cuencas intracratónicas, con depósitos marinos y continentales, la generación de rifts intracontinentales y el desarrollo de magmatismo postcolisional y extensional (localmente alcalino) en diversas etapas de la evolución geológica, y el establecimiento y persistencia de un arco magmático vinculado con la subducción pacífica, cuyos primeros registros corresponden al magmatismo representado por la Faja Eruptiva de la Puna Occidental en el terreno Antofalla-Arequipa. En relación con la posición de este arco se generan cuencas de antepaís (periféricas y de retroarco) y un magmatismo de retroarco. En la plataforma continental se generan cuencas, localmente aulacogénicas.

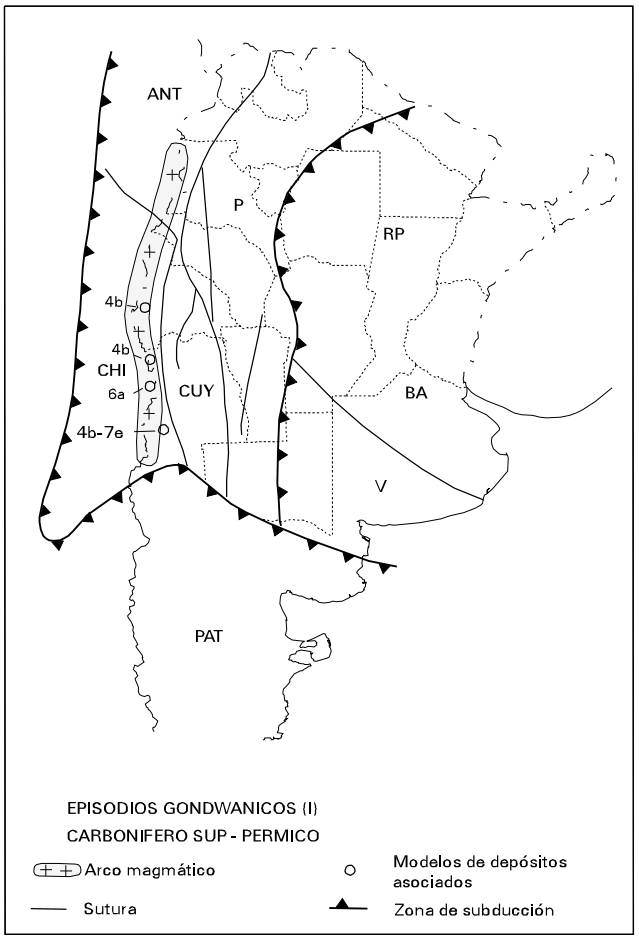


Figura 5. Episodios gondwánicos (1) y depósitos asociados.

EPISODIOS GONDWÁNICOS: CARBONÍFERO SUPERIOR-TRIÁSICO-JURÁSICO INFERIOR (figuras 5 y 6)

PAMPIA-RÍO DE LA PLATA-CUYANIA-CHILENIA

La actividad magmática que se desarrolló durante el Paleozoico Superior siguiendo el borde pacífico se caracteriza por un secuencia volcano-plutónica de arco, aflorante en territorio argentino desde la latitud del Paso San Francisco por el norte hasta la provincia del Neuquén en el sur (figura 5). Con este magmatismo se vinculan depósitos tipo pórfiro de Cu en San Juan y Mendoza (modelo 4c: El Carrizal, San Juan; Yalguaraz e Infiernillo, Mendoza).

Con la finalización de la fase orogénica San Rafael, se desarrolla una etapa de distensión vinculada a episodios postcolisionales, que da lugar a un regimen de tipo extensional, al que se asocian secuencias riolíticas (post-orogénicas a anorogénicas) y granitos (postcolisionales) (figura 6). Este magmatismo tiene registros desde la Puna salteña, en el norte, extendiéndose hacia el sur hasta la provincia del Neuquén y conlleva un importante episodio metalogénico evidenciado por mineralizaciones de tipo epitermal a transicional polimetálico (modelo 7e: distrito Las Picazas-Río Diamante, Mendoza;), vetas de fluorita (modelo 14h: distrito Pata de Indio, San Juan; Yaucha, Mendoza). Con las cúpulas graníticas se asocian depósitos vetiformes de W (modelo 6a: Grupo Josefina, Mendoza). Sin duda, el más importante evento corresponde a la mineralización uranífera asociada a depósitos volcanosedimentarios distales a esta actividad magmática (modelo 11b: Distrito Sierra Pintada, Mendoza).

Concomitantemente con la actividad magmática de tipo extensional, se desarrollan cuencas intracratónicas por riftogénesis, esencialmente durante el Triásico, con las que se vinculan depósitos de uranio (modelo 9b: Los Mogotes Colorados, La Rioja) y de minerales industriales (modelo 9m: arcillas de Guandacol-Villa Unión, La Rioja; bentonita de Potrerillo, Mendoza; bentonita de Barreal-Hilario, San Juan). Asociados a la meteorización de basaltos vinculados a estas cuencas se forman depósitos menores de ceolitas (modelo 9n: Florinda, Mendoza).

PATAGONIA

La etapa que siguió a la colisión del terreno Patagonia con el resto del continente de Gondwana generó un un extenso plateau lávico e ignimbrítico postcolisional con el que

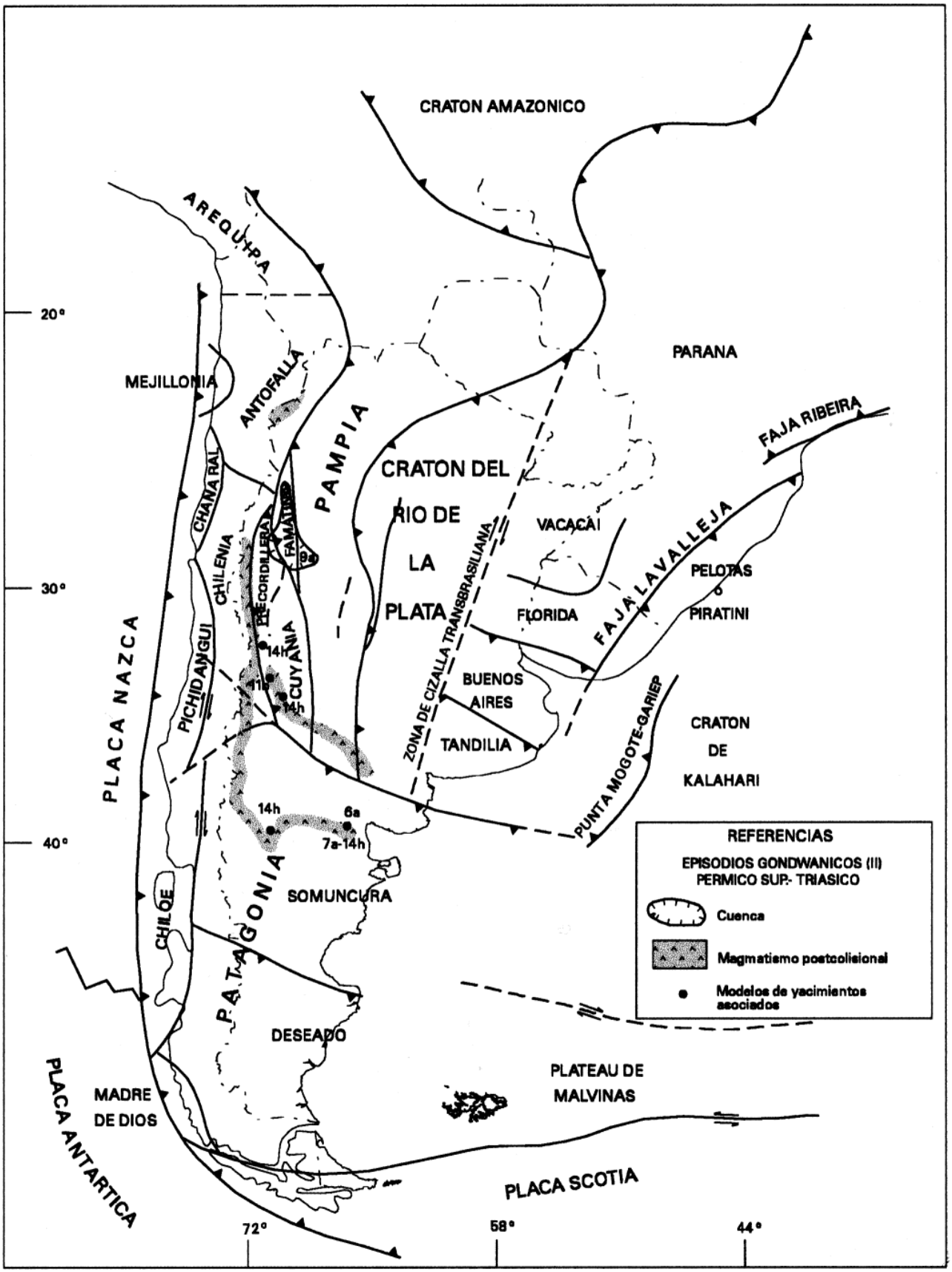


Figura 6. Episodios gondwánicos (2) y depósitos asociados.

se asocian granitos pérmicos. Con este último magmatismo se asocian mineralizaciones vetiformes de W (modelo 6a: distrito San Martín, Río Negro), de fluorita (modelo 14h: distritos Los Menucos, Valcheta y Sierra Grande, Río Negro), Mn (modelo 7a: distrito Sierra Grande, Río Negro), caolín hidrotermal (modelo 7j: Distrito Los Menucos, Río Negro) y manifestaciones epitermales auríferas de alta sulfuración (modelo 7c: área Los Menucos-Río Negro).

EPISODIOS MESOZOICOS (figura 7)

Una vez completado el amalgamiento de los diversos terrenos que constituyen el territorio argentino tuvo lugar un importante régimen extensional que dio lugar al desarrollo de una importante cuenca periférica al núcleo cratónico del área central (ex-Pampia) en la que se depositaron secuencias en cuencas intracratónicas de subsidencia térmica y de retroarco.

La etapa de sedimentación desarrollada durante el Jurásico, con registros desde el sur de San Juan hasta el sur de la provincia del Neuquén, tiene asociada mineralización no metalífera estratoligada de celestina-baritina, yeso y arcillas (modelo 9d: Luthema, Neuquén (celestina), Mallín Quemado, Neuquén (baritina); modelo 9g: Auquilco, Neuquén (yeso); modelo 9m: distrito Zapala, Neuquén (arcillas refractarias)). Asimismo hay depósitos menores de Cu sedimentario (modelo 9a: El Porvenir, Neuquén).

Hacia el oeste de esta cuenca se desarrolla el arco volcánico jurásico, de máxima expresión en territorio chileno y que, en el área fronteriza se interdigita con sedimentos continentales rojos. Estas secuencias alojan mineralización de cobre volcanogénico tipo manto (modelo 11a: El Burrero, Mendoza).

Contemporáneamente se emplazó en la Mesopotamia un volcanismo basáltico de intraplaca asociado a la extensión que originó la apertura del océano Atlántico. Generó fluidos ricos en cobre, que dio lugar a pequeñas manifestaciones de cobre nativo alojadas en vesículas y fracturas de enfriamiento del basalto (modelo 11a: Curuzú Cuatiá, Corrientes) así como a fluidos cargados en sílice, que se depositaron constituyendo geodas de cuarzo-amatista-ágata concentradas en la parte suprior de las coladas (modelo 11e: Wanda, Misiones).

En la Patagonia el volcanismo vinculado al riftogénesis que se originó con la apertura del océano Atlántico aloja mineralizaciones epitermales auríferas de baja sulfuración, cuyo emplazamiento está controlado en parte por estructuras de cizalla, (modelo 7c: Distrito Vanguardia, La Josefina, Santa Cruz). Las secuencias de relleno de cuencas de subsidencia térmica que suceden al magmatismo contienen, a su vez, depósitos estratoligados de U (modelo 9b: Distrito Paso de Indios -Los Adobes, Cerro Solo, Chubut).

En el extremo sur patagónico el volcanismo de arco fue parcialmente submarino y generó mineralizaciones polimetálicas tipo Kuroko en el trasarco (modelo 8b: mina Beatriz, Arroyo Rojo, Tierra del Fuego).

Los depósitos sedimentarios asociados con la cuenca de retroarco, que abarcan el lapso jurásico-cretácico alojan, asimismo, depósitos estratoligados de origen marino y continental: cuerpos evaporíticos de silvita y halita (modelo 9g: Río Colorado, Mendoza -silvita-; Carmelo, Pampa de Tril, Neuquén; distrito Calmucó, Mendoza -halita-; Campo de los Militares, Mendoza -yeso-), calizas (modelo 9k: Vaca Muerta, Neuquén), manifestaciones de fosforita (modelo 9l: Bajada del Agrio, Neuquén) y de baritina-celestina (modelo 9d: Bajada del Agrio, Grupo La Cecilia, Neuquén).

Se han formado asimismo acumulaciones de azufre biogénico por reducción de yeso en presencia de hidrocarburos (modelo 9o: Los Petisos, Mendoza). Los depósitos metalíferos consisten en mineralizaciones de U-Cu-V (modelo 9b: Huemul-Agua Botada, Mendoza) y de Cu (-Ag) (modelo 9a: San Romeleo, Mendoza) vinculados a fenómenos tipo redox.

Hacia el Cretácico las cuencas intracratónicas adquieren una mayor extensión en el territorio, alcanzando a cubrir importantes sectores del noroeste. En ellas se alojan depósitos de tipo estratoligado, esencialmente de Cu (modelo 9a: Río Juramento, Salta; Martín Bronce, Jujuy) y de U-V (modelo 9b: distrito Tonco-Amblayo, Salta), así como mineralizaciones no metalíferas (modelo 9k: calizas de Puesto Viejo y Bella Vista, Jujuy; La Merced y Palomitas, Salta; modelo 9f: yeso de El Chorro, Jujuy).

En el ámbito de la Puna Oriental y de la Cordillera Oriental, los eventos extensionales son responsables de la intrusión de cuerpos alcalinos: granitos, sienitas y carbonatitas, localmente con mineralización en tierras raras y torio (modelo 2: Distrito Rangel, Salta; La Novedad-Volcán, Jujuy). El magmatismo de retroarco representado por los cuerpos de Tusaquillas, Abra Laite y Aguilar se caracterizan por la presencia de fajas de greisen asociadas, las que en Tusaquillas, junto con vetas, son portadoras de mineralización de W (modelos 5f y 6a: Distrito Tusaquillas-Liquinaste, Jujuy). El granito de Aguilar removilizó la mineralización primaria tipo SEDEX, originando cuerpos de skarn plumbo-cincífero.

El magmatismo de arco relacionado a la subducción pacífica dio lugar durante el Cretácico a la generación de depósitos tipo cobre porfírico (modelo 4b: Campana Mahuida, Neuquén; Cerro Coihue, Chubut), yacimientos polimetálicos, localmente asociados a los anteriores (modelo 7e: Distrito vetiforme Campana Mahuida, Neuquén; Lago Fontana, Chubut) y skarns (modelo 5a: Campana Mahuida, Neuquén).

EPISODIOS ÁNDICOS (figura 8)

EPISODIOS PALEÓGENOS

El subciclo paleógeno está representado por el arco volcánico que en Chile alcanza máxima expresión y penetra en la Puna argentina al oeste del salar de Arizaro. En este sector se asocian con la actividad magmática depósitos

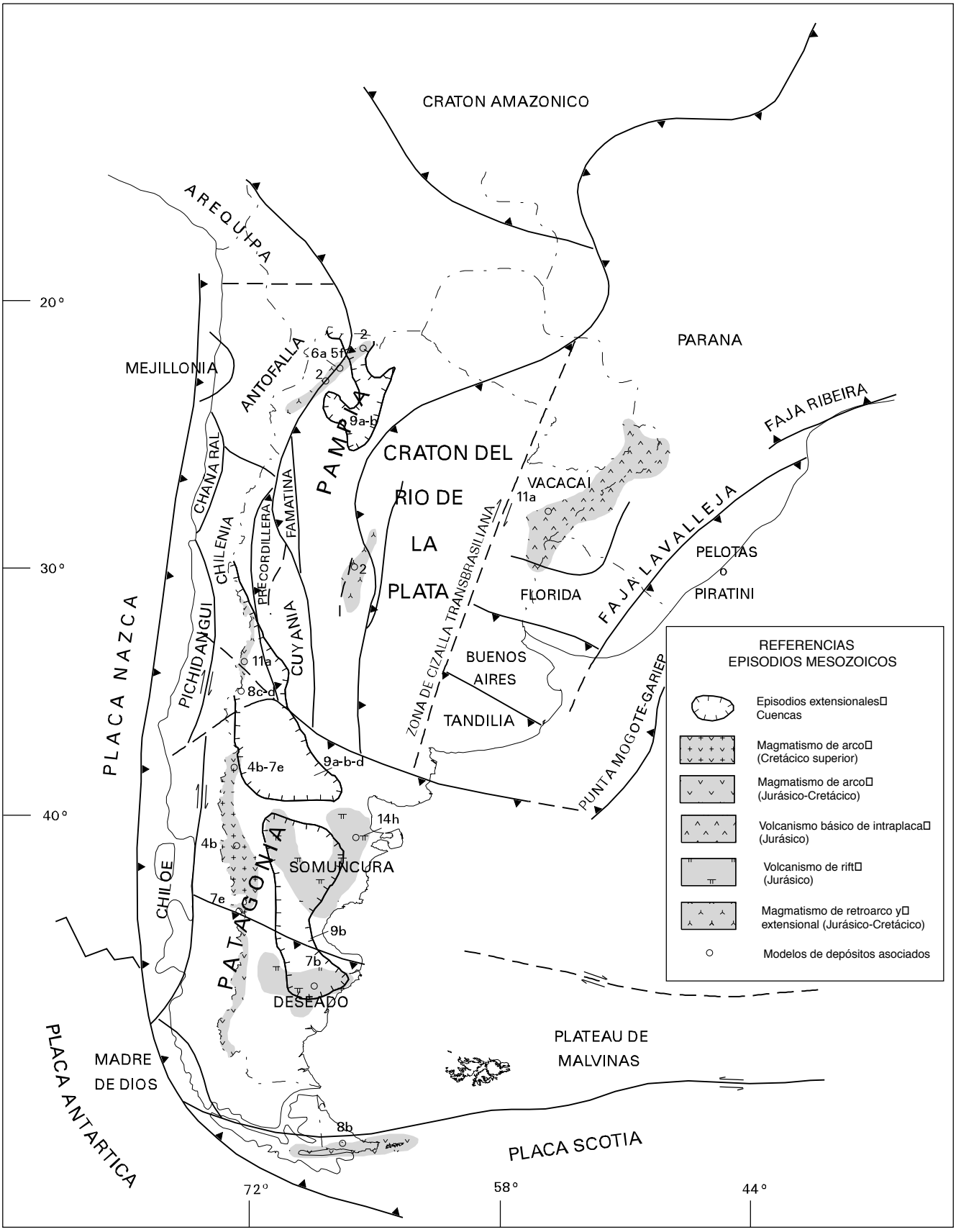


Figura 7. Episodios mesozoicos y depósitos asociados.

tipo pórfiro de cobre (modelo 4b: Taca Taca, Salta) y cuerpos de skarn ferrífero (modelo 5d: Acay, Salta).

Contemporáneamente se generan importantes depósitos de areniscas rojas hacia el este, que colmatan cuencas de probable origen extensional. Estas secuencias presentan intercalaciones de yeso y sal (modelo 9 f: sal de Tolar Grande, Salta) y manifestaciones de cobre estratoligado (modelo 9a: Los Colorados, Salta). Hacia el sur, el subciclo paleógeno vuelve a penetrar en territorio argentino en el sur de Mendoza y Neuquén y se continúa hasta la provincia de Chubut. Esta faja da lugar a la formación de yacimientos tipo pórfiro de cobre (modelo 4b: Caycayén, Neuquén), skarns cupro-ferríferos asociados (modelo 5b: Caycayén, Neuquén) y depósitos polimetálicos ricos en Au (modelo 7e: Huemules, Chubut). Asociadas a las coladas andesíticas hay mineralizaciones de Cu tipo manto (modelo 11a: Condorcanqui, Chubut). En estas latitudes, la evolución de la paleozona de Benioff implica una horizontalización con posterioridad al límite Oligoceno-Mioceno y un cese de la actividad volcánica hacia el fin del Paleógeno.

EPISODIOS NEÓGENOS

El subciclo Neógeno comprende los episodios metalogenéticos de mayor trascendencia en cuanto a la importancia económica de los yacimientos involucrados, marcados por la evolución y migración del arco magmático emplazado en el eje cordillerano, pero con manifestaciones que se extienden hacia el este hasta 700 km de la trinchera oceánica.

Durante el Mioceno inferior (25-18 Ma) se estableció un arco magmático que dio lugar a una secuencia de andesitas, dacitas y riolitas de limitado desarrollo en territorio argentino, con expresión en las provincias de Salta, Catamarca, La Rioja, San Juan y escasamente en Mendoza. Con esta actividad se vinculan depósitos polimetálicos (modelo 7e: Castaño Viejo, San Juan).

La denominada Zona Volcánica Central (CVZ), al norte de los 30° de latitud sur comprende un segmento norte (22°-26°) en el que la zona de Benioff experimentó una progresiva disminución de su inclinación durante el Mioceno inferior, con la consecuente migración del arco hacia el este siguiendo lineamientos de orientación noroeste que controlaron el emplazamiento de cuerpos volcánicos y subvolcánicos. Hacia el Mioceno superior-Plioceno aumenta el ángulo de inclinación de la placa, generando calderas e importantes flujos ignimbríticos asociados, en el ámbito de la Puna. Este ámbito ha dado lugar al emplazamiento de mineralizaciones auríferas (modelo 7c: Pairique, Jujuy) y estañíferas (modelo 7d: Pululus, Jujuy) en este sector de la Puna, algunas vinculadas con cuerpos subvolcánicos no aflorantes (modelo 7d: Pirquitas, Jujuy), así como mineralizaciones polimetálicas (modelo 7e: Pan de Azúcar, Rachaite y Chinchillas, Jujuy; Concordia y Queva, Salta) y tipo pórfiro de Cu-Au (modelo 4c: Inca Viejo, Salta) y de Au (modelo 4d: Cerro Redondo, Jujuy). Es frecuente la asociación a estos centros de mineralización polimetálica de depósitos epitermales de Mn en las periferias así como estratoligadas vinculadas a termalismo (modelo 7a: San José, Jujuy), travertinos y ónix (modelo 7i: Tocomar, Olacapato, Salta). En las zonas superiores de los estratovolcanes son frecuentes las concentraciones de azufre fumarólico (modelo 7h: mina Julia-La Casualidad, Cerro Azufre, Salta) así como la presencia de cuerpos de perlita (modelo 11d: Abra de Quirón, Salta). Las manifestaciones distales y hot-spring comprenden depósitos de Cu y Ag (modelo 7g: Eureka, Providencia, Jujuy). Asociados a domos lávicos e ignimbritas hay manifestaciones de U (modelo 11b: Aguiliri, Jujuy). La actividad magmática explosiva vinculada a la formación de las calderas en el ámbito de la Puna movilizó fragmentos de rocas alcalinas portadoras de zafiros, lo que se concentraron localmente en aluviones (modelo 12f: cerro Granadas, Jujuy). La erosión de depósitos estañíferos originó asimismo concentraciones aluvionales (modelo 12b: Pircas, Jujuy).

Las cuencas de retroarco, constituyeron cuencas centrípetas en el ámbito de la Puna, lo que dio lugar a concentraciones de sales, que generaron depósitos de interés económico de boratos, sal y yeso (modelo 9f: Tincalayu y cuenca de Pastos Grandes, Salta).

La zona de transición (26°-30°) se caracteriza por un volcanismo poco evolucionado que hacia el Mioceno medio se ensancha significativamente hacia el este, vinculado a condiciones geotectónicas particulares (Sasso y Clark, 1998). Comprende corredores noroeste que controlan la actividad magmática e hidrotermal, uno de los cuales incluye dos de los principales yacimientos de Argentina: Bajo La Alumbrera y Agua Rica. Estos corredores alojan mineralizaciones polimetálicas similares a las conocidas en el segmento norte (modelo 7e: La Hoyada, Capillitas, Farallón Negro, Catamarca; Cerro Negro, La Rioja) y pórfiros, cuyos subtipos están estrechamente vinculados con las características del magmatismo con el que se vinculan así como con los mecanismos estructurales de emplazamiento. El magmatismo rico en K en zonas de trastensión es responsable de pórfiros Cu-Au (modelo 4c: Bajo La Alumbrera, Catamarca), el magmatismo calcoalcalino normal generó pórfiros Cu-Mo igualmente ricos en Au (modelo 4b: Agua Rica, Catamarca) y el magmatismo deficitario en F dio lugar a pórfiros de Mo (modelo 4a: La Estrechura, La Rioja). Hay asimismo mineralizaciones epitermales auríferas de alta sulfuración asociadas (modelo 7c: La Mejicana, La Rioja).

Entre los 30° y los 34° de latitud comienza a partir del Mioceno medio (18-15 Ma) una horizontalización de la placa de Nazca y un consecuente engrosamiento cortical. La actividad magmática alcanza en este periodo gran desarrollo en el área cordillerana de la provincia de San Juan y centronorte de Mendoza. Con la progresiva horizontalización de la placa se produce una migración del arco hacia el este en este segmento de la corteza, alcanzando los registros volcánicos a las Sierras Pampeanas de Catamarca, La Rioja y San Luis, con una disminución concomitante de los volú-

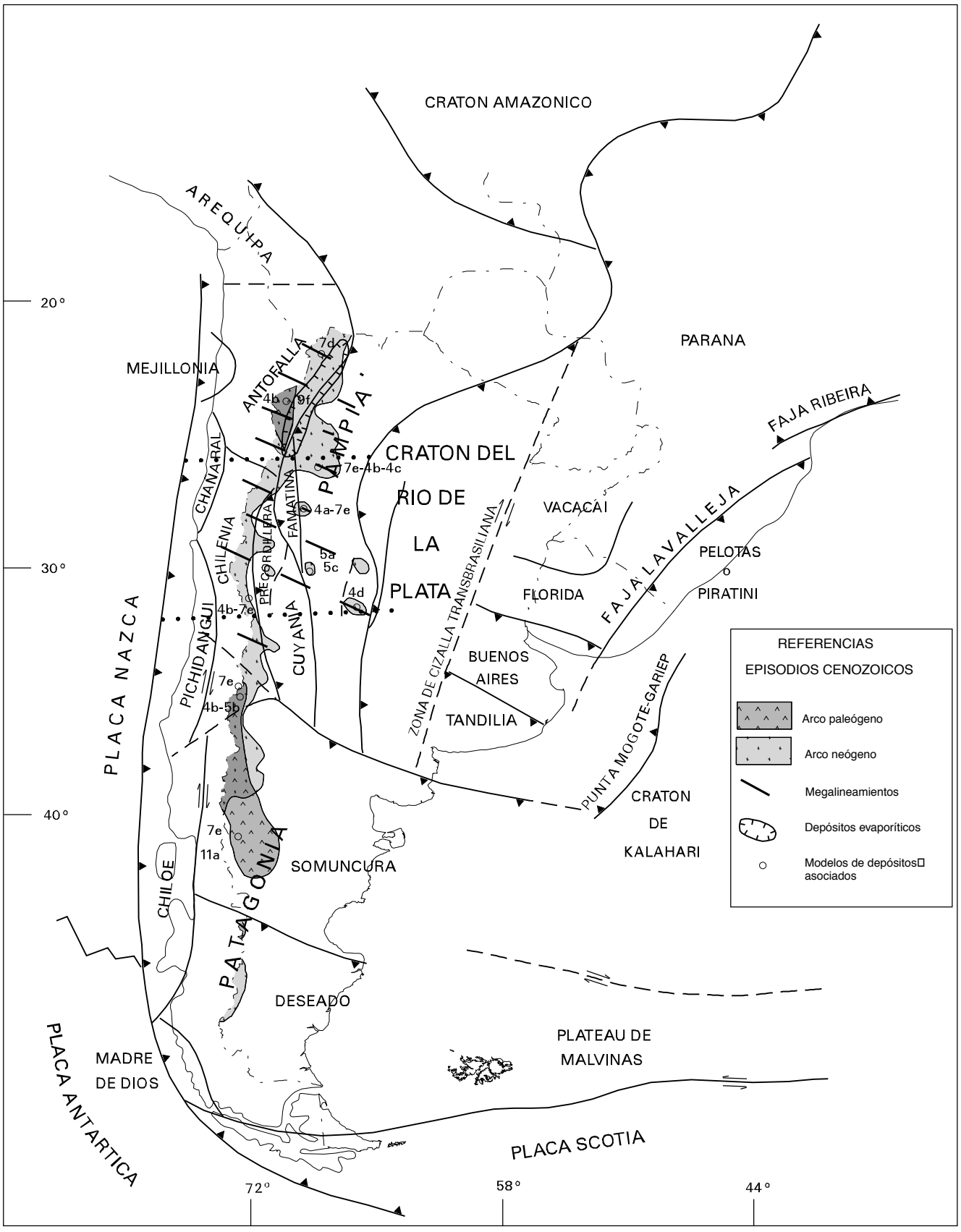


Figura 8. Episodios cenozoicos y depósitos asociados.

menes de volcanitas involucradas. Hacia el Mioceno superior (6 Ma) la zona de subducción habría alcanzado una posición aproximadamente subhorizontal similar a la actual, lo que permitió que el volcanismo se extendiera hasta la provincia de Córdoba, para cesar hacia el Cuaternario inferior (Ramos, 1995).

Estas particulares condiciones generadas por la posición de la placa y el engrosamiento cortical dieron lugar a un magmatismo que culmina con episodios de alteración hidrotermal y mineralización aurífera de alta sulfuración especialmente concentradas en la región cordillerana, constituyendo parcialmente la continuación en territorio argentino de las fajas El Indio y Maricunga (modelo 7c: Laguna Verde, Catamarca; Peñas Negras, La Rioja; Macho Muerto, Veladero y Zancarrón -Valle del Cura-, El Cenicero, San Juan). La migración del magmatismo hacia la zona de antepaís dio lugar también en esta zona a manifestaciones auríferas de alta sulfuración (modelo 7c: Poposa, San Juan), a diatremas con mineralización diseminada de Au (modelo 4d: La Carolina, Diente Verde, San Luis) con las que se asocian mineralizaciones polimetálicas (modelo 7e: La Estancia, San Luis) y depósitos de ónix (modelo 7i, Santa Isabel, San Luis).

Otro importante tipo de mineralizaciones lo constituyen los pórfiros de Cu-Mo (modelo 4b: Pachón y Mercedario, San Juan; Paramillos, San Jorge y San Benicio, Mendoza) con depósitos polimetálicos vetiformes asociados localmente (modelo 7e: Paramillos de Uspallata, Mendoza) y auríferos (modelo 7c: Oro del Sur, Mendoza). Las manifestaciones polimetálicas se extienden ampliamente constituyendo distritos como Tontal, Tocota (San Juan) y El Cajón (Mendoza).

Tienen amplia distribución asimismo los skarns, que se distribuyen en dos fajas principales: en la Cordillera, donde constituyen concentraciones de Fe (modelo 5d: Hierro Indio, Kaiser, Mendoza) y de Cu (modelo 5b: Cerro La Virgen y Las Choicas, Mendoza) y en la zona extrandina (Precordillera y Sierras Pampeanas), donde se generaron skarns auríferos (modelo 5a: Gualcamayo y Gualilán, San Juan), skarns cupríferos (modelo 5b: Los Aparejos, Catamarca), skarns plumbo-cincíferos (modelo 5c: Bella Blenda y Cristal Blenda -Distrito Marayes-, San Juan).

Por otra parte, la cuenca de retroarco, ha dado lugar a concentraciones económicas de minerales industriales tales como arcillas (modelo 9m: San José, San Juan), yeso (modelo 9f: Las Aguaitas, San Juan)

Entre los 36° y los 41° el arco volcánico migró hacia el oeste a partir del Mioceno, emplazándose hacia el este un magmatismo de retroarco representado por los volcanes Diamante en Mendoza y Tromen-Auca Mahuida en Neuquén. Con este magmatismo se asocian depósitos de azufre fumarólico (modelo 7h: Hilda Mary, Neuquén), vetas de hierro magmático tipo Laco (modelo 11c: Huantraico, Neuquén) y epitermales de Mn (modelo 7a: Ethel, Mendoza). El magmatismo de arco, ubicado hacia el oeste es el responsable de mineralizaciones polimetálicas ricas en Au (modelo 7e: Distrito Andacollo, Neuquén) con el que se asocian depósitos de pórfiro aurífero (modelo 4d: Los Maitenes-El Salvaje, Neuquén).

Los depósitos asociados a la cuenca de retroarco comprenden arcillas (modelo 9m: Comallo y Ñorquinco, Río Negro), bentonitas sedimentaria (modelo 9h: Zapala, Neuquén; Lago Pellegrini, Río Negro) y acumulaciones lagunares de diatomita (modelo 9j: distrito Ing. Jacobacci, Río Negro; Cerro Villegas-Bardas Negras, Neuquén).

A partir de los 41° hacia el sur, la actividad magmática se reestablece con posterioridad a la Fase Quechua, y está representada por volcanes centrales aislados como el Tronador, lo que se corresponde con una alto ángulo de la inclinación de la zona de Benioff y una baja velocidad de convergencia. El sector extraandino está caracterizado por un volcanismo de intraplaca alcalino asociado a zonas con regímenes extensionales, sin mineralización reconocida.

Asociados a las secuencias de margen pasivo se tienen concentraciones de interés económico de caliza (modelo 9k: Río Negro, Chubut y Santa Cruz), de yeso (modelo 9g: Cerro Tacho, Chubut), de bentonita (modelo 9h: Sierra Overa, sierra Cuadrada y Cierra Chaira, Chubut), de caolín sedimentario (modelo 9i: Distrito Dique Ameghino, Chubut) y de alunita (modelo 9p: Camarones, Chubut).

EPISODIOS CUATERNARIOS

Durante el Cuaternario las condiciones de cuencas centrípetas en el ámbito de la Puna persistieron, dando lugar a concentraciones de sales en el salares, con participación de concentraciones variables de cloruros, boratos y sulfatos, y entre los cationes Na, Mg, K, Ca y Li (modelo 9f: Salinas Grandes -boratos y sal-, Jujuy; Salar del Hombre Muerto y Salar del Rincón -boratos, sal y salmueras ricas en Li-, Jujuy y Salta; Taca Taca -sal-, Salta; Centenario -boratos-, Salta; salar de Río Grande -sulfatos-, Salta) así como concentraciones lagunares de diatomita (modelo 9j: laguna Socompa, Salta). La presencia de B y Li está relacionada con la actividad termal ligada al volcanismo de arco presente en la región, lo que diferencia nítidamente por su composición a estas salinas de las de la región extrandina.

En el ámbito extrandino, la presencia de cuencas centrípetas en ambiente desértico, dieron lugar a concentraciones de cloruro de sodio y localmente de sulfatos (modelo 9f: Salinas Grandes, Córdoba, La Rioja y Santiago del Estero; salinas del Bebedero, San Luis; salinas del Diamante, Mendoza; salina del Gualicho, Río Negro; salinas de península Valdéz, Chubut).

La erosión en el ámbito cordillerano dio lugar a la concentración de diversos metales pesados, entre los que se destacan por su amplia distribución los aluviones auríferos vinculados estrechamente a diversos tipos de depósitos auríferos (modelo 12a: distrito Santa Catalina-Rinconada, Jujuy; distrito Los Ramblones, La Rioja; distrito Cañada Honda-La Carolina, San Luis; distrito Andacollo, Neuquén). Ya se indicaron antes las concentraciones aluvionales de Sn

(modelo 12b) y de zafiros (modelo 12f) para este mismo tipo de ambiente.

En el ámbito de la Mesopotamia, la meteorización generó depósitos menores de hierro laterítico (modelo 13a: San Ignacio, Wanda, Misiones) y la erosión de los basaltos originó concentraciones de minerales de Fe-Ti en las playas atlánticas (modelo 12c: Bahía San Blas, Buenos Aires), así como concentraciones menores de estos minerales en las costas del río Paraná, principal fuente de aporte de los mismos, favorecidas por el retrabajo de los sedimentos en un ambiente tectónicamente estable.

En el ámbito de las Sierras Pampeanas, la erosión de rocas del basamento originó pequeños placeres aluviales de granates y monacita (modelo 12 d: Río Tercero, Córdoba).

Finalmente, la erosión fluvial, transporte y clasificación, vinculada al río Uruguay, originó concentraciones de arenas silíceas (modelo 12e: Entre Ríos).

FAJAS METALOGENÉTICAS

Las fajas metalogenéticas son definidas, siguiendo el criterio de Nokleberg *et al.* (1998) como unidades geológicas que contienen o son favorables para contener un grupo de modelos de depósitos coetáneos y genéticamente relacionados.

En tal sentido se corresponden con las provincias metalogénicas (Martín -Ed.-, 1983) que incluyen la áreas mineralizadas y/o con indicios de uno o más metales asociados y relacionados en el tiempo y en su petro-tectónica y que implican la extensión de posibles áreas de acumulación. Este criterio difiere de la definición dada por Sillitoe (1976) quien lo utiliza para caracterizar zonas longitudinales con un contenido metálico determinado.

Las fajas metalogenéticas se clasifican de acuerdo con el elemento tectonoestratigráfico con el que se vinculan. En tal sentido pueden subdividirse en:

Preacrecionales (PRE), características de cada terreno o de las zonas de sutura que los vinculan (figura 9).

Sinacrecionales (SIN), formadas en periodos de yuxtaposición estructural y deformación regional durante episodios colisionales (figura 10).

Postacrecionales (POS), que comprenden depósitos vinculados con eventos magmáticos o sedimentarios postcolisionales y que comprenden uno o más terrenos adyacentes a los que traslapan (figura 11).

En la tabla 1 se sintetizan las principales fajas metalogernéticas definidas, así como los modelos de depósitos y yacimientos tipo que involucran. Se indican entre paréntesis los modelos de yacimientos vinculados con uan determinada faja pero sin relación con la unidad magmática que ésta representa (por ejemplo: Faja POS-PAM2).

Las figuras 9, 10, y 11 muestran las distribución de los fajas metalogenéticas que ocurren en la tabla 1. La nomenclatura utilizada hace referencia en el prefijo al carácter preacrecional (PRE), sinacrecional (SIN) o postacrecional (POS). Los sufijos indican el terreno en que se localizan (PAM: Pampia; CUY: Cuyania; PAT: Patagonia), o la unidad o elemento geotectónico con la que la faja se vincula (ZS: zona de sutura; AM: arco magmático; PC: magmatismo postcolisional; BI: basaltos de intraplaca; R: rift; SAG: cuenca de subsidencia térmica; CR: cuenca de retroarco; BRT: basaltos de retroarco). En el caso de los arcos magmáticos se agregaron letras que se refieren a su edad (PT: permo-triásico; J: jurásico; K: cretácico; TP: terciario -paleógeno-; TN: terciario -neógeno-).

PROVINCIAS Y DOMINIOS METÁLICOS

Se entiende por provincia o dominio metálico aquella región de la corteza terrestre enriquecida en determinados elementos, lo que indica una discontinuidad o heterogeneidad en la distribución de los mismos. Las provincias o dominios metálicos se diferencian de las fajas metalogenéticas y de las provincias metalogenéticas en el hecho que su distribución geográfica no está vinculada a tipologías de depósitos ni a procesos geológicos determinados (endógenos o exógenos). En tal sentido se observa un persistencia en la concentración anómala de determinadas sustancias o asociación de sustancias en el tiempo y vinculada a diversos procesos geológicos formadores de yacimientos (herencia).

Es evidente para algunos sectores que los dominios metálicos reflejan heterogeneidades corticales consistentes con la existencia de terrenos tectonoestratigráficos de orígenes diversos.

El análisis de la distribución de diversos elementos en el territorio argentino, siguiendo parcialmente el método de contrastes metálicos (Routhier, 1980) partiendo de la densidad de población metálica, permite delinear diversas provincias y dominios metálicos que, parcialmente, pueden considerarse provincias geoquímicas.

A continuación se presentan algunos ejemplos que no pretenden se exhaustivos.

En el terreno Antofalla, acrecionado a Pampia, es notable el desarrollo de una provincia boracífera, con persistencia en el tiempo y con exponentes vinculados a la actividad endógena y exógena. Se tienen así concentraciones en cuerpos graníticos paleozoicos y mesozoicos, al estado de turmalina, vinculados a fuentes geotermales como borax y concentraciones en el ciclo exógeno cenozoico como boratos intercalados en secuencias sedimentario-evaporíticas y en salares.

Asimismo dicha región constituye el extremo sur de la provincia estañífera boliviana, con mineralizaciones hidrotermales y aluvionales de casiterita y asociaciones polimetálicas con contenidos anómalos en estaño, todos ellos cenozoicos, pero cuya fuente debe buscarse en el terreno Antofalla.

En el terreno Pampia se destaca la provincia wolframífera central, con mineralizaciones que persisten en el tiem-

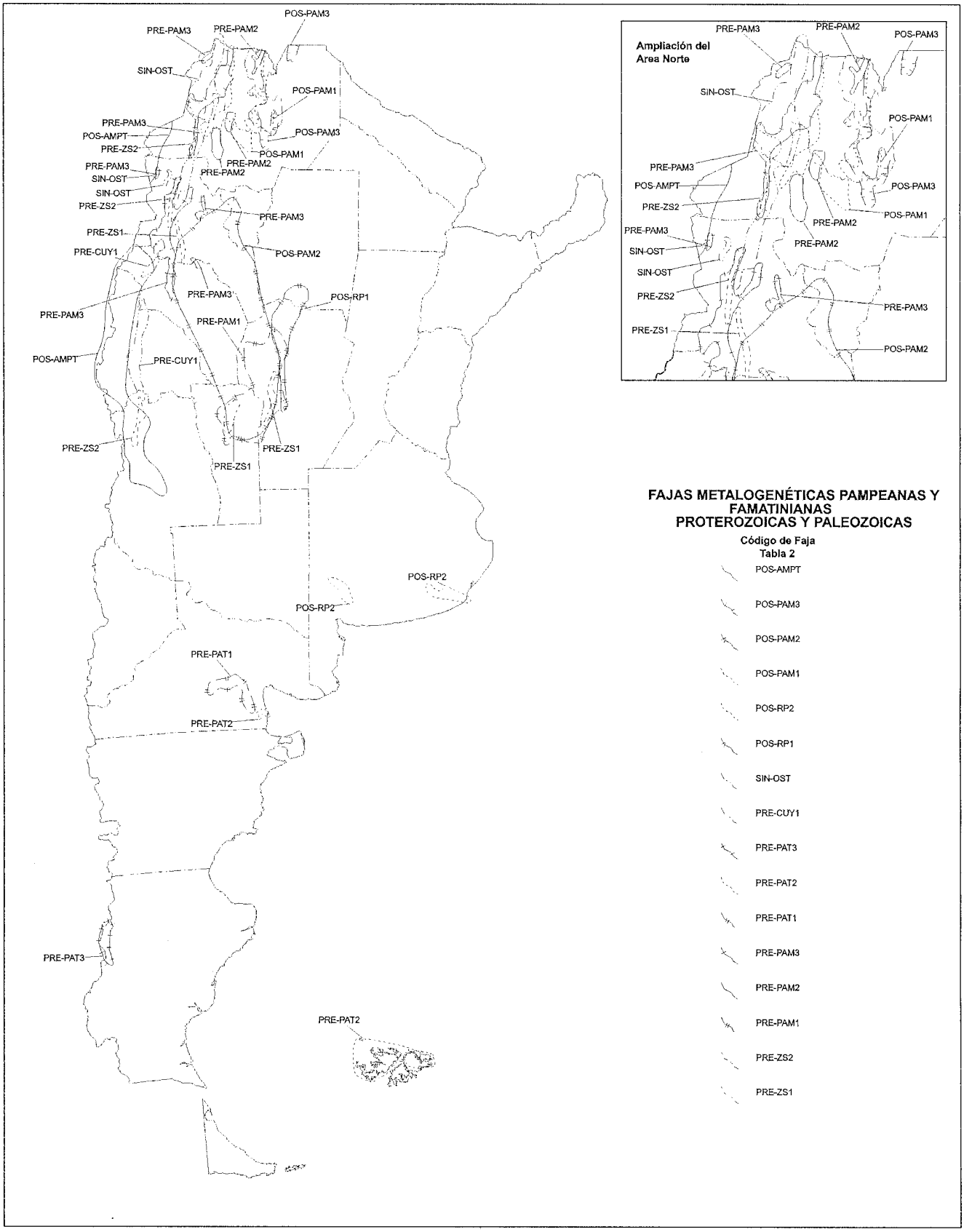


Figura 9. Fajas metalogenéticas pampeanas y famatinianas.

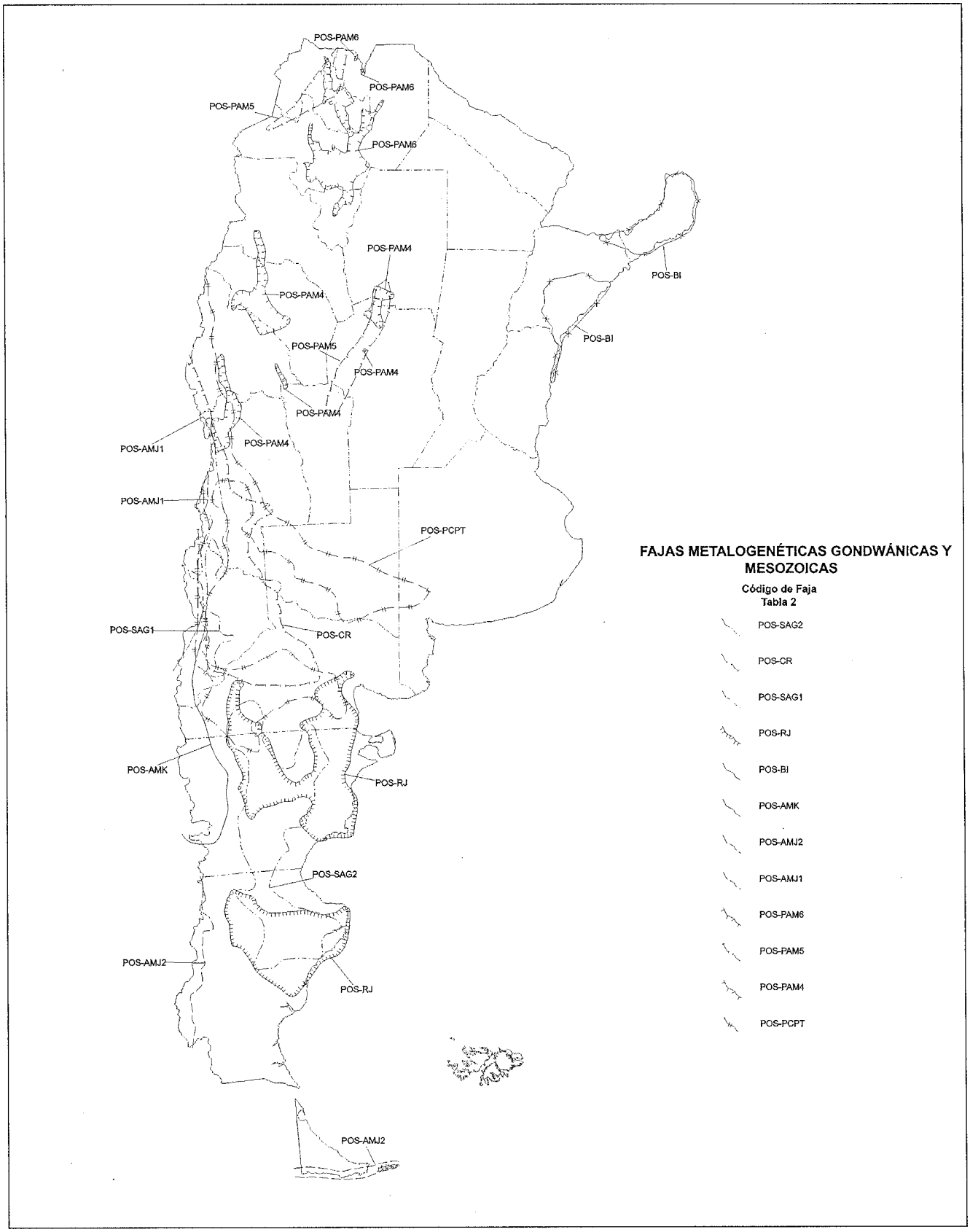


Figura 10. Fajas metalogenéticas gondwánicas y mesozoicas.

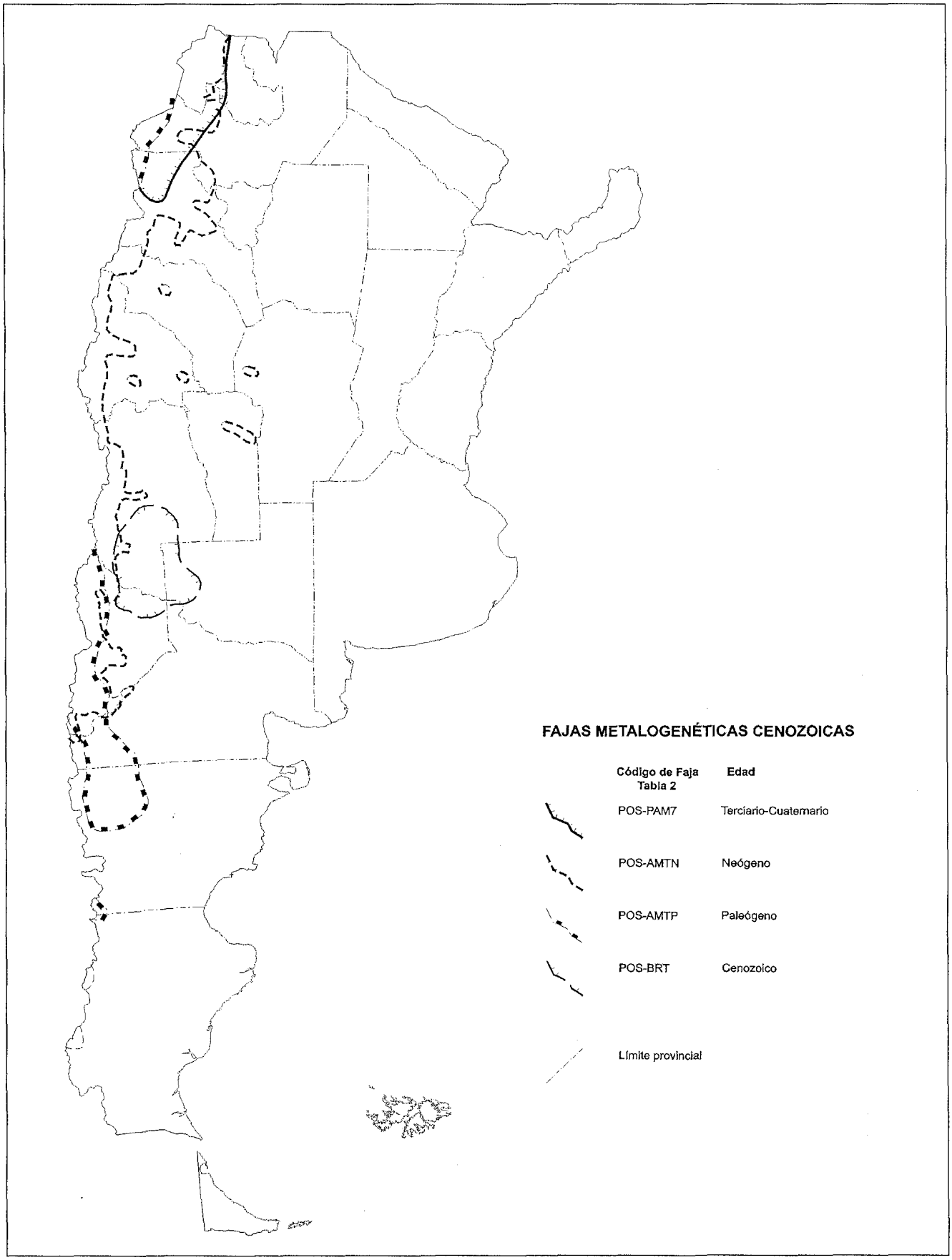


Figura 11. Fajas metalogenéticas cenozoicas.

Código de faja metalogenética	Unidad tectonoestratigráfica	Edad	Terreno (*)	Modelos de depósitos asociados
PRE-ZS1	Ofiolitas	Proterozoico	(1) Suturas (1)-(2)	1a - 1b - 1c - 8a
PRE-ZS2	Ofiolitas	Paleozoico inf.	(2) Suturas (2)-(3) y (3)-(4)	1a - 1b - 1c - 8a
PRE-PAM1	Basamento metamórfico	Proterozico sup-Paleozoico inf.	(2)	8e
PRE-PAM2	Arco magmático	Cámbrico	(2)	3b - 6e
PRE-PAM3	Depósitos de intraarco	Paleozoico inf.	(2)	8b
PRE-PAT1	Basamento metamórfico	Proterozoico	(5)	8c - 8d
PRE-PAT2	Depósitos de margen pasivo	Silúrico-Devónico	(5)	9e
PRE-PAT3	Prisma de acreción	Devónico	(5)	8c - 14d
PRE-CUY1	Depósitos de talud	Ordovícico	(3)	8c - 8d - 9c - 14d
SIN-OST	Depósitos de talud	Paleozoico inf.	(1) (3)	14d - 14e
POS-RP1	Magmatismo postcolisional	Cámbrico	(1)	4d - 7a
POS-RP2	Depósitos de margen pasivo	Cámbrico-Devónico	(1)	9e
POS-PAM1	Depósitos de margen pasivo	Paleozoico inf.	(2)	8c - 8d - 14c
POS-PAM2	Magmatismo postcolisional	Silúrico sup.-Carbonífero	(2)	2 - 3a - 3b - 5d - 5e - 5f - 6a - 6b - 6d (14c) - (14e) - (14f)
POS-PAM3	Cuenca de antepaís	Silúrico-Devónico	(2)	9e
POS-PAM4	Cuenca intracratónica	Triásico	(2)	9b
POS-PAM5	Magmatismo de retroarco y extensional	Jurásico-Cretácico	(2)	2 - 5f - 6a
POS-PAM6	Cuenca intracratónica	Cretácico	(2)	9a - 9b
POS-PAM7	Cuencas evaporíticas	Terciario-Cuaternario	(2)	9f
POS-AMPT	Arco magmático	Carbónico-Pérmico	(3) (4)	4c - 7e
POS-PCPT	Granitos postcolisionales y Plateau riolítico	Pérmico-Triásico	(3) (4) (5)	4b - 6a - 7a – 7c - 11b - 14g -14h
POS-AMJ1	Arco volcánico	Jurásico	(4) (5)	11a
POS-AMJ2	Arco volcánico	Jurásico	(5)	8b
POS-AMK	Arco magmático	Cretácico	(4) (5)	4b - 7e - 14h
POS-AMTP	Arco magmático	Terciario (Paleógeno)	(2) (4) (5)	4b - 5b - 5d - 7e - 11a
POS-AMTN	Arco magmático	Terciario (Neógeno)	(2) (3) (4) (5)	4a/d - 5a/d - 7a/h - 11b/c - 14g/h
POS-BI	Basaltos de intraplaca	Jurásico	(1)	11a - 13a
POS-RJ	Volcanismo de rift	Jurásico	(5)	7b - 14h
POS-SAG1	Depósitos de subsidencia térmica	Jurásico	(4) (5)	8c - 8d - 9a - 9d
POS-CR	Cuenca de retroarco	Cretácico	(4)	9a - 9b - 9d
POS-SAG2	Depósitos de subsidencia térmica	Cretácico	(5)	9a - 9b
POS-BRT	Volcanismo de retroarco	Cenozoico	(3) (4)	11b

Tabla 1. Fajas metalogenéticas y modelos de depósitos asociados (*). 1: Cratón del Río de la Plata. 2: Pampai-Arequipa-Antofalla. 3: Cuyania. 4: Chilenia. 5: Patagonia.

Elemento estructural	Orientación dominante	Unidades asociadas	Edad	Modelos de Depósitos asociados	Ejemplos
Megatrazas-Lineamientos	NO-SE	Arco magmático	Cenozoico	4 - 7	Pachón-Yalguaraz-Paramillos-La Carolina
Zonas transtensionales (cuencas pull-apart)	NE-SO	Arco magmático	Cenozoico	4 - 7	Farallón Negro-La Alumbrera
Fajas de cizalla regionales	N-S a NNO-SSE	-	Neopaleozoico	14d - 14e - 14f	Sierra de las Minas (La Rioja)
Fajas de cizalla locales Uspallata-	N 15° O	Arco magmático	Cenozoico	7e	Paramillos de Campana Mahuida
Fajas de cizalla locales	N-S	Magmatismo extensional	Mesozoico	2	Distrito Rangel
Fallas lístricas (semigrabens) y transtensionales en ambiente de rift. Fajas de cizalla locales	N-S y E-O	Plateau riolítico	Jurásico	14h - 7b	Distrito de fluorita de Sierra Grande - Cerro Vanguardia

Tabla 2. Elementos estructurales y control de las mineralizaciones.

po e incluyen depósitos volcanogénicos eopaleozoicos, greisens, vetas asociadas a granitos y vetas asociadas a zonas de cizalla, de edad neopaleozoica, así como aluviones derivados de la erosión de los anteriores de edad cuaternaria.

La misma región comprende una provincia de elementos raros: litio, berilio, niobio, tantalio, cuya concentración está directamente vinculada a la actividad magmática (pegmatitas).

Si se analiza la distribución regional del oro se pueden reconocer tres regiones principales de concentraciones auríferas las que, de norte a sur son: la provincia aurífera de Antofalla, con mineralizaciones eopaleozoicas asociadas a turbiditas, pórfiros auríferos cenozoicos, mineralizaciones epitermales vinculadas a calderas cenozoicas y depósitos aluvionales terciarios y cuaternarios; la provincia aurífera central, con mineralizaciones asociadas a zonas de cizalla de edad neopaleozoica, depósitos epitermales de alta sulfuración, pórfiros cupro-auríferos y mineralizaciones polimetálicas ricas en oro de edad cenozoica y depósitos aluvionales cuaternarios; finalmente la provincia aurífera del Deseado, con mineralizaciones vetiformes de baja sulfuración mesozoicas, depósitos de brecha y diseminados y placeres y paleoplaceres.

Este último es un ejemplo de especialización cortical, en la que dos terrenos: Deseado y Somuncurá, afectados por un magmatismo similar (riolítico asociado a fenómenos extensionales) presenta mineralizaciones netamente diferentes: Au en el Deseado y F en Somuncurá, constituyendo ésta la provincia fluorítica de Somuncurá.

LINEAMIENTOS Y CONTROL ESTRUCTURAL DE LAS MINERALIZACIONES

El control estructural de las mineralizaciones es evidente a diferentes escalas de observación. Los sistemas vetiformes y las mineralizaciones diseminadas y en stock-work están estrechamente vinculados a estructuras de diverso orden. En la tabla 2 se indican ejemplos de control estructural y las mineralizaciones que con ellos se vinculan. Desde un punto de vista metalogenético, estas estructuras y lineamientos actúan como metalotectos reveladores de las mineralizaciones, en el sentido de Routhier (1980).

BIBLIOGRAFÍA

Abbruzzi, J., S. Mahlburg Kay y M. E. Bickford, 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from the geochemistry and age of Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan Province, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 331-339.

Ametrano, S., M. Zubia, W. Paar, D. Topa y M. Godeas, 1997. A metamorphosed VMS occurrence in Tierra del Fuego. *4th. Biennial SGA Meeting*. Turku, Finland.

Angelelli, V., 1941. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. *Dirección de Minas y Geología, Boletín,* 50. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la Repúblia Argentina. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales,* 542 páginas. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Centro de Investigaciones Científicas,* 2 volúmenes. La Plata.

Angelelli, V., J. C. Fernández Lima, J. C. Herrera y L. Aristarain, 1970. Descripción del mapa metalogenético de la República Argentina. Minerales metalíferos. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 15. Buenos Aires.

Angelelli, V. y J. C. Fernández Lima, 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Geología Regional Argentina, *Academia Nacional de Ciencias,* 1ª edición. Córdoba.

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arrospide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 17.

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19.

Astini, R. A., J. L. Benedetto y N. E. Vaccari, 1996. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin,* 107: 253-273.

Avila, J. C., J. E. Lazarte y L. E. Robles 91987. Metalogénesis del distrito minero Culampajá-Papachacra, provinica de Catamarca, repúblia Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino,* 2: 209-212.

Bahlburg, H. y F. Hervé, 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America,* 109 (7): 869-884

Baldis, B., 1980. Control megaestructural de los Distritos metalíferos en el Noroeste de Argentina. En *Metalogénesis en Latinoamérica, Publicación IUGS,* 5.

Bassi, 1992. Hypothesis concerning a regmagenic network cotrolling metallogenic and other geologic events in the South American austral cone. *Geologische Rundschau,* 77: 491-511.

Beder, R., 1916. Los yacimientos de minerales de wolfram en la Repúblia Argentina. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, serie B, Boletín* 19. Buenos Aires.

Beder, R., 1921. Breve recopilación de los yacimientos de materias explotables de la República Argentina, con especial atención a los últimos descubrimientos. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín,* 26. Buenos Aires.

Beder, R., 1940. Mineral resources, production and trade of Argentina. *Bureau of Mines, United Department of the Interior,* 3. Washington.

Bliss, J. D. (Ed.), 1992. Developments in mineral deposts modeling. *United States Geological Survey, Bulletin,* 2004, 168 p.

Bodenbender, G., 1884. Los criaderos de wolfram y molibdenita de la Sierra de Córdoba. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 44. Córdoba.

Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba, Constitución geológica y productos minerales de aplicación. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 19. Córdoba.

Bodenbender, G., 1922. El Nevado de Famatina (provinica de La Rioja). *Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 16: 1. Buenos Aires.

Bonnemaison, M. y E. Marcoux, 1987. Les zones de cisaillement auriferes du socle hercynien francais. *Chronique de la Recherche Miniere*, 488: 29-42.

Brackebush, L., 1893. Las condiciones de la minería de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 44. Córdoba.

Brodtkorb, M. K. de, V. Ramos y S. Ametrano, 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina-baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén, Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 2: 143-168.

Brodtkorb, M. K. de y A. Brodtkorb, 1977. Stratabound, scheelite deposits in the Precambrian Basement of San Luis (Argentina). En *Time and stratabound deposits:* 141-149. Springer Verlag, Berlín Heideberg.

Brodtkorb, M. K. de (Ed.), 1991. Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos minerales, Publicación,* 1.

Bursnall, J. T., 1989. Mineralization and Shear Zones. *Geological Association of Canada, Short Course, Notes,* 6, 299 p.

Coira, B., 1994. Eventos metalogenéticos en el marco evolutivo magmato-tectónico de la Puna Norte durante el Cenozoico superior. *Comunicaciones,* 45: 67-76. Santiago.

Cox, D. P. y D. A. Singer (Eds.), 1986. Mineral Deposit Models. *United States Geological Survey, Bulletin,* 1693, 379 p.

Dalla Salda, L. y J. Francese, 1985. Los granitoides de Tandil. *1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires:* 845-861, La Plata

Donnari, E., E. Peralta, S. Segal, J. C. Zanettini (Argentina), V. Maksaev y C. Mpodozis (Chile), 1994. Mapa metalogénico de la frontera Argentino-Chilena entre los 22° y los 34° de latitud sur. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales,* 21. Buenos Aires.

du Bray, E. A., de., 1995. Preliminary Compilation of Descriptive Geoenvironmental Mineral Deposit Models. *United States Geological Survey, Open-File Report,* 95-831, 272 p.

Eckstrand, O. R., de., 1984. Canadian Mineral Deposit Types: A Geological Synopsis. *Geological Survey of Canada, Economic Geology Report,* 36, 86 p.

Eckstrand, O. R., W. D. Sinclair y R. I. Thorpe (Eds.), 1995. Geology of Canadian Mineral Deposit Types. *Geological Survey of Canada, Geology of Canada,* 8, 640 p.

Fernandez Lima, J. C. y R. Caminos, 1980. Reseña de la Metalogénesis de Argentina. En Metalogénesis en Latinoamérica. *Publicación IUGS,* 5.

Figueroa, L. A., 1971. Fotolineamientos y mineralización en el Noroeste Argentino. *1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 1: 107-124. San Juan.

Forsythe, R. D., J. Davidson, C. Mpodozis y C. Jesinkey, 1993. Lower Paleozoic relative motion of the Arequipa block and Gondwana: paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of northern Chile. *Tectonics,* 12: 219-236.

García, H., 1969. Consideraciones sobre algunas alineaciones de desarrollos hidrotermales tipo pórfido cuprífero en el noroeste argentino. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Revista,* 18: 55-66.

Gemuts, I., M. Little y J. Giudice, 1996. Precious and base metal deposits in Argentina. *SEG Newsletter,* 25: 7-14.

Guilbert, J., 1995. Geology, alteration, mineralization and genesis of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Cataamrca Province, Argentina. En Pierce y Bolm (Eds.) Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera. *Arizona Geological Society, Digest,* 20: 646-656. Tucson.

Hermitte, E., 1915. La geología y minería argentina en 1914. Tercer Censo Nacional de la República Argentina de 1914. Buenos Aires.

Hodgson, C. J., 1993. Uses (and Abuses) of Ore Deposit Models in Mineral Exploration. *Geoscience Canada, Reprint Series,* 6: 1-11.

Hoskold, H. D., 1904. The mines, mining, metallurgy and mining laws of the Argentine Republic. *Ministerio de Agricultura, Comercio e Industria.* Buenos Aires.

Kay, S. M., S. Orrell y J. M. Abbruzzi, 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and Laurentian origin for the basement of the Precordillera terrane inArgentina. *Journal of Geology,* 104: 637-648.

Kirkham, R. V., W. D. Sinclair, R. I. Thorpe y J. M. Duke (Eds.), 1993. Mineral Deposit Modeling. *Geological Association of Canada, Special Paper,* 40, 770 p.

Kittl, E., 1965. La edad de las rocas graníticas y los ciclos metalogenéticos de la Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 44. Córdoba.

Kittl, E., 1966. Características de los yacimientos metalíferos y los ciclos metalogenéticos en la Argentina. *Museo Bernardino Rivadavia, Geología,* 2 (1). Buenos Aires.

Kraemer, P. E., M. P. Escayolay y R. D. Martino, 1994. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40'-32° 40'), Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 47-59.

Lefebure, D. V. y T. Hoy, 1996. Selected Bristish Columbia Mineral Depost Profiles: Volume 2, Metallic Deposits. *British Columbia Geological Survey Branch, Open file,* 1996-13

Lefebure, D. V. y G. E. Ray, 1995. Selected British Columbia Mineral Depost Profiles. Volume 1, Metallics and Coal. *British Columbia Geological Survey Branch, Open file,* 1995-20

Losada Calderón, A. J. y D. C. Mc Phail, 1996. Porphyry and high-sulfidation epithermal mineralization in the Nevados del Famatina mining district, Argentina. En: Camus, Sillitoe y Petersen (Eds.) Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles ans Metallogeny. *Society of Economic Geologists, Special Publication,* 5: 91-118.

Márquez, M., C. Parisi, M. Fernández de Covaro y M. Jones, 1994. Depósitos y manifestaciones minerales de la Cordillera Patagónica y Fueguina, República Argentina. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 66-83. Buenos Aires.

Márquez Zavalía, M. F. y M. A. Galliski, 1994. Mineralogía y paragénesis de "La Estancia", un depósitos epitermal de la Sierra de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49: 39-47.

Martín, F. C., 1980. Metalogénesis en América del Sur. En Metalogénesis en Latinoamérica. *Publicación IUGS,* 5.

Martín, C., 1983. (Coordinadora Continental) Mapa metalogenético de América del Sur 1:5.000.000. *Comisión de la Carta Geológica del Mundo-Subcomisión de la Carta Metalogénica del Mundo*, *UNESCO.*

Maucher, A., 1976. The stratabound cinnabar-stibnite-scheelite deposits. En K. Wolf (Ed.) *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits,* 7 (10): 477-503.

Méndez, V. y E. Zappettini, 1984. Los pórfidos de cobre de la República Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas,* 1: 590-611.

Méndez, V. y E. Zappettini, 1989. Geology and Mineral Deposits of the Central Andes, Republic of Argentina. En Ericksen, Cañas Pinochet y Reinemund (Eds.): Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series,* 11: 195-206.

Nokleberg, W. J., T. D. West, K. M. Dawson, V. I. Shpikerman, T. K. Buntzen, L. M. Parfenov, J. W. H. Monger, V. V. Ratkin, B. V. Baranov, S. G. Byalovzhesky, M. F. Diggles, R. A. Eremin, K. Fujita, S. P. Gordey, M. E. Gorodinskiy, N. A. Goryachev, T. D. Feeney, Y. F. Frolov, A. Grantz, A. I. Khanchuck, R. D. Koch, B. A. Natalin, L. M. Natapov, I.

O. Norton, W. W. Patton, G. Plafker, A. I. Pozdeev, I. S. Rozenblum, D. W. Scholl, S. D. Sokolov, G. M. Sosuneov, D. B. Stone, R. W. Tabor, N. V. Tsukanov y T. L. Vallier, 1998. Summary terrane, mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska and the Canadian Cordillera (CD-ROM), *United States Geological Survey, Open-File Report,* 98-136.

Oliveri, J. C., 1971. Mapa y ciclos metalogenéticos en la provinca de San Juan. *1º Simposio Nacional de Geología Económica*, II: 435-448, Buenos Aires.

Orris, G. J., 1992. Industrial Mineral Deposit Models. Descriptive models for three lacustrine deposit types. *United States Geological Survey Open-File Report* 92-593, 14 p.

Orris, G. J. y J. D. Bliss, 1991. Some industrial mineral deposit models; descriptive deposit models. *United States Geological Survey Open-File Report* 91-11A, 73 p.

Orris, G. J. y J. D. Bliss, eds. 1992. Industrial Minerals Deposit Models: Grade and tonnage models. *United States Geological Survey Open-File Report* 92-437A, 84 p.

Palma, M., 1989. La evolución tectosedimentaria durante el ciclo gondwánico en la región extraandina de la provincia de Santa Cruz. *Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Mar del Plata, 1-3 Junio 1989*: 102-105, Montevideo.

Ramos, V., 1975. Los ciclos sedimentarios y la bio-rhexistasia en el control de las manifestaciones cupríferas del Neuquén extraandino, Argentina. *II Congreso Iberoamericano de geología Económica,* V: 373-394.

Ramos, V., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. *II Congreso Nacional de Geología Económica,* I: 108-124, San Juan.

Ramos, V., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America: A collisional history: *Episodes*, 11: 168-174.

Ramos, V., 1994. Potencial geológico-minero de Argentina. Conferencia, Encuentro Internacional de Minería, Buenos Aires.

Ramos, V., 1995. Evolución tectónica del segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales (27°-34° S) y su control en las manifestaciones auríferas epitermales, en Actas 5to. Congreso Nacional de Geología Económica: 82-94, San Juan.

Ramos, V., 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En V. A. Ramos y M. A. Turic (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio* 21: 385-404, Buenos Aires.

Ramos, V., T. Jordan, R. Allmendinger, C. Mpodozis, S. Kay, J. Cortés y M. Palma, 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes: *Tectonics*, 5: 855-880.

Ramos, V. y M. K. de Brodtkorb, 1990. The Barite and Celestite Metallotects of the Neuquén Retroarc Basin, Central Argentina. En Stratabound Ore Deposits in the Andes. Páginas 599-613. Eds. Fontboté, Amstutz, Cardozo, Cedillo y Frutos. *Springer-Verlag,* Berlín Heidelberg.

Rickard, I. F., 1869. Informe sobre los distritos minerales, minas y establecimientos de la República Argentina en 1868-1869. *Ministerio del Interior,* Buenos Aires.

Roberts, R. G. y P. A. Sheahan, eds., 1988. Ore Deposit Models. Geoscience Canada Reprint Series 3, 200 p.

Routhier, P., 1980. Ou sont les métaux poir l'avenir? *Mémoire du BRGM* N° 105, Orléans.

Sasso, A., 1997. Geological Evolution and Metallogenetic Relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. *PhD Thesis, Queen's University, Kingston,* Ontario, Canada. 842 páginas.

Sasso, A. y A. Clark, 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: Magmatic, Hydrothermal and tectonic Evolution and Implications for Cu-Au Metallogeny in the Andean Back-arc. SEG Newsletter 34: 1-18. *Society of Economic* Geologists.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Secretaría de Minería, Anales* 20.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1995. Gold-Silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. En Mineral Deposits, *Proceedings of the Third Biennial SGA Meeting Prague/Czech Republic:* 385-388.

Secretaría de Minería de la Nación, 1994. Directorio de Oportunidades de Inversión. 311 páginas, Buenos Aires.

Shehan, P. A. y M. E. Cherry, 1993. Ore Deposit Models, Volume II: Geoscience Canada Reprint Series 6, 160 p.

Sillitoe, R., 1975. Lead-Silver, Manganese and Native Sulfur mineralization within a Stratovolcano, El Queva, Northwest Argentina. *Economic Geology,* 70: 1119-1201.

Sillitoe, R., 1976. Andean mineralization: A model for the metallogeny of convergent plate margins. En: D. F. Strong, ed., Metallogeny and Plate Tectonics, *Geological Association of Canada Special Paper* 14: 58-100

Sillitoe, R., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology,* 72: 99-109.

Sillitoe, R., 1980. Porphyry Copper Deposits in the Andes of Chile and Argentina. En Metalogénesis en Latinoamérica. *Publicación IUGS* N° 5, México.

Sillitoe, R., 1989. Copper deposits and Andean evolution. En Ericksen, Cañas Pinochet y Reinemund (Eds.): Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral

resources: Houston, Texas. Circum-Pacific Council for *Energy and Mineral Resources Earth Science Series,* vol. 11: 285-311.

Stappenbeck, R., 1918. Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín* 19, Buenos Aires.

Stoll, W., 1964. Metallogenetic Belts, Centers and Epochs in Argentina and Chile. *Economic Geology* 59: 126-135.

Stults, A., 1985. Geology of the Bajo de la Alumbrera Porphyry Copper and Gold Prospect, Catamarca, Argentina. University of Arizona, Tucson, Unpublished M. Sc. Thesis, 75 páginas.

Subsecretaría de Minería de la Nación, 1996. Directorio de Oportunidades de Inversión. 338 páginas, Buenos Aires.

Sureda, R., M. Galliski, R. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino, provincias de Salta y Jujuy. Capricornio 1 (1): 29-95

Sureda, R. y J. L. Martin, 1990. El Aguilar Mine: An Ordovician Sediment Hosted Stratiform Lead-Zinc Deposit in the Central Andes. En Stratabound Ore Deposits in the Andes. Páginas 161:174. Eds. Fontboté, Amstutz, Cardozo, Cedillo y Frutos. *Springer-Verlag,* Berlín Heidelberg.

Tosdal, R. M., F. Munizaga, W. C. Williams y J. S. Bettencourt, 1994. Middle Proterozoic crystalline basement in the Central Andes, western Bolivia and northern Chile: a U-Pb and Pb isotopic perspective: *7° Congreso Geológico Chileno, Actas* II: 1464-1467.

Urbina, N. P., P. Sruoga y L. Malvicini, 1997. Late Tertiary Gold-Bearing Volcanic Belt in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. *International Geology Review,* 39: 287-306.

Villar, L. M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* III: 135-155, Buenos Aires.

Zappettini, E. O., 1996. Argentina's mining potential. *Mining Magazine* April 1996: 214-223, London.

Zanettini, J. C., M. Márquez, R. González (Argentina), A. Tassara, W. Vivallo y M. Gardeweg, 1997. Mapa de recursos minerales del area fronteriza argentino-chilena entre los 34248 y 56248 de latitud sur. *Publicación Geológica Multinacional* N° 1, Argentina-Chile.

Zappettini, E. O., C. Lurgo y R. Garavilla, 1991. Hallazgo de un sulfuro masivo en el Paleozoico del noroeste de la República Argentina: El yacimiento polimetálico la Colorada, Cobres, Salta. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Revista*, 8: 37-41. Buenos Aires.

Zappettini, E. O., 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 75-103, Buenos Aires.



CLASIFICACIÓN DE DEPÓSITOS MINERALES DE ARGENTINA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

La sistematización de la información sobre los depósitos minerales más característicos de Argentina se realizó utilizando el concepto de modelos de depósitos que, según las definiciones de Cox y Singer (1986) y Hodgson (1993), consiste en una descripción sistematizada de las principales características de un determinado tipo de yacimiento y una explicación de las mismas en términos de procesos geológicos, pudiendo constituir modelos empíricos (descriptivos) o conceptuales (genéticos). Numerosos trabajos, que siguieron a las obras pioneras de Eckstrand (1984) y Cox y Singer (1986) permitieron ampliar el conocimiento de los diversos modelos así como establecer subtipos y definir nuevos modelos (Roberts y Sheahan, 1988; Orris y Bliss, 1991; Bliss, 1992; Orris, 1992; Orris y Bliss, 1992; Hodgson, 1993; Kirkham *et al.*, 1993; Sheahan y Cherry, 1993; Lefebure y Ray, 1995; du Bray, 1995; Eckstrand *et al.*, 1995; Lefebure y Hoy, 1996).

A los fines de simplificar esta tipología y para poder utilizar la misma como base del mapa metalogenético, se optó por establecer el conjunto de modelos con los que se puede describir el mayor número de ocurrencias minerales de Argentina y luego se agruparon éstas de acuerdo con características genéticas comunes, discriminándose de este modo Grupos y Modelos. En algunos casos se agruparon modelos para el caso de la descripción de depósitos que contienen características y procesos genéticos comunes y/o cuyo conocimiento en Argentina no permite discriminaciones más sutiles.

Se establecieron así 14 grupos principales subdivididos en 112 modelos. De ellos 3 fueron definidos en este trabajo a partir de datos de la literatura sobre yacimientos de Argentina y del exterior. Todos los modelos se caracterizan, por otra parte, por asociaciones de metales o minerales características. El listado completo se incluye en la tabla 1. Esta clasificación admite, por otra parte, su ampliación en caso de definirse nuevos modelos o requerir el uso de modelos conocidos no incorporados al presente esquema.

A los fines del mapa metalogenético sólo se han considerado los depósitos metalíferos y algunos depósitos de minerales industriales con significado metalogenético de importancia. Tal es el caso, por ejemplo, de las mineralizaciones de azufre volcanogénico asociadas a sistemas epitermales, de mineralizaciones vetiformes de Ba-F asociadas también a sistemas epitermales y de transición, y de las mineralizaciones tipo SEDEX de baritina, vinculables a potenciales mineralizaciones SEDEX Pb-Zn. Por ello, en la síntesis que sigue se omite la descripción de los modelos no representados en el mapa.

SÍNTESIS DESCRIPTIVA DE MODELOS DE DEPÓSITOS

A continuación se describen sintéticamente los diferentes modelos identificados incluidos algunos de minerales industriales. De las fuentes de referencia primaria y otras que han permitido la definición del modelo se toman las características principales generales. A estas se han incorporado las particularidades identificadas en los yacimientos argentinos y considerados en este trabajo. En *modelo de ley y tonelaje* se indican los valores más frecuentes, cuyos límites inferior y superior coinciden con los percentiles 10 y 90, según es indicado en la bibliografía. Es por ello que,

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

GRUPO / MODELO	ASOCIACIÓN
1. DEPÓSITOS ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS	
a. Cromita podiforme	Cr
b. Fe-Ti en gabros-piroxenitas	Fe-Ti (± V) - Ilmenita
c. Ni-Cu asociado a intrusiones estratificadas	Ni-Cu-PGE (± Cr)
d. Kimberlitas	Diamante
e. Olivina	Olivina
f. Rocas ornamentales	Gabros, ultramafititas - Verde Alpes
2. DEPÓSITOS CARBONATÍTICOS Y VETAS ASOCIADAS	
a. Cuerpos diqueformes y vetiformes	Th-ETR
b. Stocks carbonatíticos	Flogopita - Apatita - Vermiculita
3. DEPÓSITOS PEGMATITICOS	
a. Pegmatitas complejas	Be-Li (-Aguamarina)
b. Pegmatitas complejas	Nb-Ta
c. Pegmatitas simples	Feldespato-Cuarzo-Mica
d. Pegmatitas desilicatadas	Corindón
4. DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO	
a. Mo deficitario en F	Mo
b. Cu	Cu (± Mo ± Au)
c. Cu-Au	Cu-Au
d. Au	Au (±Bi)
5. DEPÓSITOS METASOMÁTICOS	
a. Skarn aurífero	Au
b. Skarn cuprífero	Cu
c. Skarn plumbo-cincífero	Zn-Pb-Ag
d. Skarn ferrífero	Fe
e. Skarn wolframífero	W
f. Greisen	Sn-W
g. Berilo	
h. Topacio-Fluorita	
i. Granatitas	Granate
j. Crisotilo-Talco (esteatita)	
k. Skarn wollastonítico	Wollastonita
l. Skarn pirítico	Pirita
II. Magnesita	Magnesita
6. DEPÓSITOS ASOCIADOS A GRANITOIDES (incluye rocas sieníticas)	
a. W-Mo	
b. Sn	
c. U	
d. Cu	
e. Minerales industriales	Corindón, nefelina
f. Rocas	Granito, sienita, etc.

Tabla 1. Clasificación de depósitos minerales.

GRUPO / MODELO	ASOCIACIÓN
7. DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICIÓN	
a. Manganeso	Mn (± F)
b. Au baja sulf. (adularia)	Au-Ag
c. Au alta sulf. (alunita)	Au-Ag-Cu
d. Polimetálicos ricos en Sn	Sn-Ag-Cu-Zn
e. Polimetálicos complejos	Pb-Ag-Zn-Cu (± Au) + Rodocrosita
f. Hot-spring y distal	Au-Ag-Cu
g. Fumarólico	S
h. Termal	Travertino-Boratos
i. Caolín y bentonita	Caolín - Bentonita
j. Pirita	Pirita
8. DEPÓSITOS SEDIMENTARIO- EXHALATIVOS Y VOLCANOGÉNICOS SUBMARINOS	
a. Tipo Chipre	Cu-Zn
b. Tipo Kuroko	Zn-Pb-Cu-Ag
c. SEDEX	Zn-Pb-Ba-Ag
d. SEDEX	Ba
e. Volcanogénicos W	W (± Bi)
f. Volcanogénicos piríticos	Pirita
9. DEPÓSITOS ASOCIADOS A SEDIMENTOS	
a. Cu sedimentario	Cu-Ag
b. U-Cu en areniscas	U-V-Cu-Ag
c. Zn-Pb en calizas	Zn-Pb-Ba (± Cu)
d. Ba-Sr estratiforme	Ba-Sr
e. Formación ferrífera	Fe
f. Evaporitas lacustres	Yeso, halita, silvita, boratos, sulfatos (Mg-K-Ca-Li)
g. Evaporitas marinas	Yeso, halita,silvita
h. Bentonita sedimentaria	Bentonita
i. Caolín sedimentario	Caolín
j. Diatomita lagunar	Diatomita
k. Caliza-Dolomía	Caliza-Dolomía
l. Fosforita	Fosforita
m. Arcillas	Arcillas
n. Ceolitas	Ceolitas
o. Azufre biogénico	Azufre
p. Alunita	Alunita
q. Guano	Guano
r. Rocas clásticas	Cuarcita, conglomerado, etc.
10. DEPÓSITOS METAMÓRFICOS	
a. Grafito	Grafito
b. Silicatos de Al - Silicatos de Ca	Sillimanita - andalucita - cianita, wollastonita
c. Granate	Granate
d. Corindón	Corindón
e. Talco, asbesto	Talco
f. Magnesita	Magnesita
g. Vermiculita	Vermiculita
h. Esmeril	Corindón + magnetita + espinelo
i. Rocas	Pizarra, lajas

Tabla 1. Clasificación de depósitos minerales (continuación).

GRUPO / MODELO	ASOCIACIÓN
11. DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO	
a. Cu tipo Manto	Cu
b. U volcanogénico	U
c. Fe tipo Laco	Fe
d. Perlita	Perlita
e. Piroclastos	Pumicita, puzzolana, etc.
f. Piroclastitas	Tobas, ignimbritas, etc.
g. Rocas	Basalto, traquita, andesita, pórfiro
e. Sílice hidrotermal	Amatista, cuarzo, ágata, ópalo
12. DEPÓSITOS DE PLACER Y SEDIMENTOS	
a. Au	
b. Sn	
c. Ti-Fe - ilmenita	
d. Granate - monacita	
e. Arenas silíceas	
f. Zafiro, rubí, diamante	
g. Aridos	Arenas y gravas
13. DEPÓSITOS RESIDUALES Y DE ALTERACIÓN	
a. Formación ferrífera laterítica	Fe (± Ti ± Al)
b. Vermiculita	Vermiculita
c. Ocres	Ocres
d. Sulfatos de Al-Mg	Sulfatos de Al-Mg
e. Caolín	Caolín
f. Bentonita	Bentonita
g. Magnesita	Magnesita
h. Ceolitas	Ceolitas
14. VETAS Y BRECHAS (DE ASIGNACIÓN GENÉTICA DIVERSA)	
a. Polimetálicos ricos en As-Ni-Co	Ag-Co-As-Ni-Cu-U
b. Polimetálicos ricos en Se	Se-Cu-Hg
c. Polimetálicos simples	Pb-Zn-Ag (±Au-Ba)
d. Au-Sb en turbiditas	Au-Sb
e. Antimonita	Sb
f. Au en zonas de cizalla	Au-Ag-As-Cu
g. Chimeneas de brecha	Bi-Cu-Au
h. F-Ba	Fluorita-Baritina
i. Asfaltitas	Asfaltita
j. Cuarzo	Cuarzo
k. Grafito	Grafito
l. Calcita	Calcita, espato de Islandia

Tabla 1. Clasificación de depósitos minerales (continuación)

individualmente, puede haber yacimientos en los que los valores son inferiores o exceden los límites indicados.

Se indica la nomenclatura del Servicio Geológico de los Estados Unidos (modelos inicialmente numerados por Cox y Singer (1986) así como la de publicaciones del Servicio Geológico de Canadá y del Servicio Geológico de la Columbia Británica. En los otros casos se ha recurrido a identificar con siglas los modelos establecidos en publicaciones de la Asociación Geológica de Canadá y Bureau de la Recherche Géologique et Minière de Francia.

Para cada modelo se indica el ambiente geotectónico de emplazamiento en relación con los procesos conocidos en el territorio argentino; ejemplos de mineralizaciones (con tonelaje y leyes para los casos conocidos) y, finalmente, las fajas metalogénicas que circunscriben las áreas favorables para el emplazamiento o formación de cada tipo de depósitos (ver nomenclatura en Evolución geotectónica y Metalogénesis de Argentina, este libro). La clasificación de los depósitos de Argentina se realizó para la elaboración del Mapa Metalogenético que acompaña a este libro. Los datos sobre los yacimientos argentinos indicados en cada caso, provienen de trabajos de este libro o de datos comunicados por las empresas concesionarias.

En referencias primarias y otras se utilizan para identificar publicaciones las siguientes siglas:

USGS: United States Geological Survey.
GSC: Geological Survey of Canada.
BC: British Columbia Geological Survey Branch.
GAC: Geological Association of Canada.
BRGM: Bureau de la Recherche Géologique et Minière.

DEPÓSITOS ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS

1.A. Cromita podiforme

Referencia primaria: USGS 8a.

Otras referencias: GSC 28.2 - BC M 03.

Sinónimos: Tipo alpino. Cromita alojada en ofiolitas.

Descripción: Depósitos de cromitita maciza en lentes o capas formados por diferenciación magmática y alojados en rocas ultramáficas ofiolíticas.

Marco geotectónico: Afloran en terrenos acrecionados como parte de secuencias ofiolíticas obductadas en zonas de sutura.

Mineralogía: Cromita ± ferrocromita ± PGE.

Ganga: Olivina serpentinizada, ortopiroxeno, iddingsita, magnetita.

Control de la mineralización: Proximidad de zonas de tranbsición corteza-manto. Restringidas a cuerpos de dunita en harzburgitas tectonizadas o en dunitas de cumulatos ultramáficos.

Características geoquímicas: Cr.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas y gravimétricas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 2.000 y 200.000 t con leyes entre 20 y 60% de Cr. Los tonelajes y leyes medios son: 20.000 t con 46% de Cr.

Ejemplos de yacimientos: Los Guanacos, Los Congos, Córdoba (< 0,01 Mt - 19-32% Cr), Uspallata, Mendoza.

Edad y ambiente geotectónico: Proterozoico superior (Sutura Pampia-Cratón del Río de la Plata). Paleozoico inferior (Sutura Chilenia-Precordillera).

Faja metalogenética: **PRE-ZS1 – PRE-ZS2.**

1.B. Fe-Ti alojado en gabros-piroxenitas

Referencia primaria: USGS 3.
Otras referencias: GSC 26.2. - BC M 04.

Sinónimos: Tipo Bushveld.

Descripción: Cuerpos concordantes o discordantes de mena en complejos intrusivos gabroicos macizos o estratificados y anortositas, con removilización local. Cumulatos ricos en óxidos de Fe-Ti que se alojan en fracturas del cuerpo.

Marco geotectónico: Intrusiones máficas-ultramáficas en áreas cratónicas y en ambientes corticales profundos.

Mineralogía: Magnetita ± titanomagnetita ± ilmenita ± trazas de sulfuros.

Control de la mineralización: Estratiforme, chimeneas y vetas.

Características geoquímicas: Fe, Ti, V. Localmente Cu, Ni, Cr, Mn.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas positivas de perfiles extendidos y suaves. Anomalías gravimétricas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 1 Mt y más de 1.000 Mt con leyes entre 20 y 45% de Fe y entre 2 y 20% de TiO_2. La relación Fe:Ti varía entre 40:1 y 2:1, siendo el valor más frecuente 5:1. El contenido

en P2O5 puede alcanzar un máximo de 8% y el contenido promedio de V es de 0,25%.
Ejemplos de yacimientos: Cerro Cascabel y Cerro Rico, Catamarca (< 0,01 Mt - TiO_2: 11-35% - Fe: 32-48%)
Puesto La Peña, Mendoza.

Edad y ambiente geotectónico: Proterozoico superior (Sutura Pampia-Cratón del Río de la Plata)
Terciario (Magmatismo de retroarco).

Faja metalogenética: **PRE-ZS1 – PRE-ZS2.**

1.C. Ni-Cu-Co-PGE (-Cr) ASOCIADO A INTRUSIONES ESTRATIFICADAS

Referencia primaria: GSC 27.1.d
Otras referencias: USGS 5a. - BC M 01 - GAC SP 40 p. 373.

Sinónimos: en parte Tipo Duluth.

Descripción: Cuerpos de mena lenticulares, de orientación subvertical, con mineralización tipo maciza, matrix y diseminada alojados en intrusiones máficas a ultramáficas o anfibolitas.

Marco geotectónico: Intrusiones máficas a ultramáficas en ambiente de rift. Posición actual en zonas de sutura.

Mineralogía: Pirrotina + pentlandita + calcopirita + pirita ± minerales PGE ± cromita.

Control de la mineralización: Diseminada a maciza en zonas de fallamiento sin-intrusión y contaminación de S externo.

Características geoquímicas: Ni, Cu, PGE, Co, S de origen no magmático.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas y electromagnéticas. Localmente anomalías gravimétricas positivas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 1 y 50 Mt con leyes entre 0,4 y 2 % de Ni y entre 0,3 y 1,4 % de Cu. Los elementos del grupo del Pt (PGE) están presenten con una ley media de 1 g/t. Las relaciones Ni:Cu varían entre 3:1 y 1:1.

Ejemplos de yacimientos: Las Aguilas, Virorco, San Luis (2 Mt - Ni: 0,51% - Cu: 0,5% - Co: 0,035%)
Fiambalá, Catamarca.

Edad y ambiente geotectónico: Proterozoico superior a Paleozoico inferior (Suturas en el terreno Pampia)
Faja metalogenética: **PRE-ZS1 – PRE-ZS2.**

2. CUERPOS CARBONATÍTICOS Y VETAS ASOCIADAS

2.A. CUERPOS DIQUEFORMES Y VETIFORMES

Referencia primaria: USGS 10b, 11d
Otras referencias: GSC 24 - BC N 01.

Descripción: Vetas y cuerpos de carbonatitas, normalmente metasomáticas a hidrotermales y diferenciados pegmatoides.

Marco geotectónico: Cuerpos vinculados a magmatismo alcalino y a magmatismo postcolisional. Las mineralizaciones se localizan en areas intracratónicas y en algunos casos están asociadas a riftogénesis orogénica.

Mineralogía: Torita + monacita ± bastnaesita ± parisita.

Ganga: Calcita, dolomita, cuarzo, feldespato potásico. Minerales accesorios: fluorita, ankerita, cloritas, pirita, esfalerita, piroxeno, galena y otros.

Alteración: Fenitización.

Control de la mineralización: Estructural: Diques, vetas, brechas. Cuerpos pegmatoides.

Características geoquímicas: Th, Ti, Nb, P, ETR, Ba, Zn, Y.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas y gravimétricas ocasionales. Anomalías radimétricas, anomalías radimétricas aéreas raras.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 7.000 t y 4,4 Mt con leyes entre 0,13 y 1,2% de Th y hasta 0,5% de ETR. Los tonelajes y leyes medios son: 180.000 t con 0,39% de Th.

Ejemplos de yacimientos: Distrito Rangel, Salta (> 5 Mt - ETR+Y: 0.5% - ThO_2: 0,4%)
Isis, Osiris y Ra, Jujuy (1 Mt - ETR+Y: 0,08% - ThO_2: 0,02%)
Rodeo de los Molles, San Luis (0,27 Mt - ETR: 1,3%).

Edad y ambiente geotectónico: Riftogénesis mesozoica en Pampia.

Faja metalogenética: **POS-PAM5.**

3. PEGMATITAS

3.A. PEGMATITAS DE Be-Li

Referencia primaria: USGS 13 a/b

Otras referencias: BC O 01 - GSC 21.

Descripción: Cuerpos vetiformes o lenticulares con un rango muy variado de dimensiones y formas: irregulares, elipsoidales a tabulares. En ambientes metamórficos normalmente son concordantes con la foliación de la roca hospedante. Presentan zonación con mineralogía característica. Se asocian a granitos peraluminosos a subalcalinos originados por fusión de rocas de la corteza superior no deprimida.

Marco geotectónico: Terrenos metamórficos afectados por magmatismo de arco y magmatismo postcolisional.

Mineralogía: Ambligonita, espodumeno, lepidolita, berilo, plagioclasa, cuarzo, microclino, pertita, muscovita, triplita, apatita, turmalina.

Alteración: Albitización

Control de la mineralización: Características fisico-químicas de los fluidos; distancia a la intrusión.

Características geoquímicas: Li, Rb, Cs, Be. Localemente P, Ta, Nb, F, W, Zr, U, Th, B.

Características geofísicas: Anomalías radimétricas (Be y localmente U-Th). La gravimetría puede ser útil para delimitar los cuerpos.

Modelo de ley y tonelaje: Extremadamente variable; varían entre miles y millones de toneladas. En la mayoría de los depósitos Be y Li son obtenidos como subproductos. En los yacimientos principales las leyes varían entre 0,04 y 0,15% de Be y entre 0,6 y 2,7% de Li.

Ejemplos de yacimientos: Las Tapias, Córdoba (Be: 125 t - Li: 30 t)
Campo El Abra, Catamarca (0,01 Mt - Li: 1%)
Loma Pelada, Catamarca (0,04 Mt - Li: 2,5%).

Edad y ambiente geotectónico: Arco magmático paleozoico inferior. Magmatismo postcolisional paleozoico medio.

Faja metalogenética: **POS-PAM2.**

3.b. Pegmatitas de Nb-Ta

Referencia primaria: USGS 13c
Otras referencias: BC O 02 - GSC 21.

Descripción: Cuerpos vetiformes o lenticulares con un rango muy variado de dimensiones y formas: irregulares, elipsoidales a tabulares. En ambientes metamórficos normalmente son concordantes con la foliación de la roca hospedante. Presentan zonación con mineralogía característica. Se asocian a granitos metaluminosos a peralcalinos originados por fusión de rocas de la corteza inferior deprimida.

Marco geotectónico: Terrenos metamórficos afectados por magmatismo de arco y magmatismo postcolisional.

Mineralogía: Columbita, tantalita, plagioclasa, cuarzo, microclino, pertita, muscovita, , minerales de uranio.
Control de la mineralización: Características fisico-químicas de los fluidos; distancia a la intrusión.

Características geoquímicas: Li, P, Ta, Nb, F, W, Zr, U, Th, B.

Características geofísicas: Anomalías radimétricas (Be y localmente U-Th).

Modelo de ley y tonelaje: Extremadamente variable, entre miles y millones de toneladas, con leyes entre 0,03 y 0,2% de Nb+Ta.

Ejemplos de yacimientos: Distrito El Quemado, Salta (Mina Santa Elena: 5 Mt - Ta_2O_5: 0,014% - Nb_2O: 0,006% - Li: 0,07%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco proterozoico superior en Pampia.

Faja metalogenética: **PRE-PAM2 – POS-PAM2.**

4. DEPÓSITOS TIPO PÓRFIRO

4.a. Pórfiros de Mo deficitarios en F

Referencia primaria: USGS 21b
Otras referencias: GSC 19 - BC L 05.

Descripción: *Stockwork* de venillas de cuarzo portadoras de molibdenita en intrusivos félsicos y en la roca hospedante. Los depósitos son de bajo grado pero de gran tonelaje.

Marco geotectónico: Arco magmático relacionado a zonas de subducción y ambientes colisionales.

Mineralogía: Molibdenita + pirita ± calcopirita ± tetraedrita argentífera.

Ganga: Cuarzo, feldespato potásico, biotita, calcita, moscovita.

Alteración: Similar a la de los pórfiros de Cu. Zona potásica y silícea central, fílica intermedia y propilítica externa. La alteración argílica, cuando está presente, normalmente está sobrepuesta a las anteriores y es irregular.

Control de la mineralización: *Stockwork* en pórfiro félsico y en las rocas de caja.

Características geoquímicas: Zonación Mo + Cu ± W a Cu + Au en las zonas centrales y Zn + Pb + Au + Ag en la periferia. F en cantidades menores a 1.000 ppm.

Características geofísicas: Anomalías electromagnéticas externas a los núcleos mineralizados. Localmente anomalías magnéticas. Anomalías radimétricas vinculadas a alteración potásica.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 16 y 560 Mt con leyes entre 0,055 y 0,13 de Mo. Los tonelajes y leyes medios son: 100 Mt con 0,1% Mo.

Ejemplos de yacimientos: La Estrechura, sierra de Famatina, La Rioja (>300 Mt - Mo: 0,13-0,17%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco terciario.

Faja metalogenética: **POS-AMTN.**

4.B. Pórfiros de Cu (± Mo ± Au)

Referencia primaria: USGS 21a
Otras referencias: GSC 19.2 - BC L 04.

Descripción: *Stockwork* de venillas de cuarzo, fracturas y brechas con pirita y calcopirita en o en las adyacencias de intrusiones porfíricas y cuerpos de brecha relacionados. Hay sulfuros diseminados en cantidades subordinadas. La mineralización se asocia espacial y genéticamente con la alteración hidrotermal que afecta a la intrusión y a la roca de caja.

Marco geotectónico: Stocks epizonales relacionados a un arco magmático en fajas orogénicas en zona de convergencia de placas.

Mineralogía: Pirita + calcopirita + molibdenita ± calcosina ± bornita.

Ganga: Cuarzo, biotita, sericita, feldespato potásico, magnetita.

Alteración: Potásica central que comunmente coincide con la mineralización que grada hacia el exterior a propilítica. Estas alteraciones pueden estar afectadas por alteración potásica tardía, fílica y, menos comúnmente, argílica. En la parte superior de los sistemas puede aparecer alteración argílica avanzada.

Control de la mineralización: Contactos ígneos, cúpulas, zonas de fracturación intensa.

Características geoquímicas: Anomalía central de Cu, Mo, Au, Ag y valores anómalos periféricos de Pb, Zn, Mn, V, Sb, As, Se, Te, Co, Ba, Rb.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas positivas locales. Zonas de alteración hidrotermal indicadas por bajos magnéticos extensos y suaves. Anomalías de polarización inducida vinculadas a halos piríticos.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 120 y 2.100 Mt con leyes entre 0,26 y 0,69% de Cu, 0,0072 y 0,035 % Mo, 0,0036 y 0,043 g/t de Au y 0,36 y 4,2 g/t Ag. Los tonelajes y leyes medios son: 500 Mt con 0,42% de Cu, 0,016% Mo, 0,012 g/t Au y 1,2 g/t Ag. Hay valores de tonelaje extremos, como el caso de Chuquicamata, con 10.838 Mt.

Ejemplos de yacimientos: Pachón, San Juan (879,4 Mt - Cu: 0,62% - Mo: 0,015% - Au: 0,02 g/t)
Agua Rica, Catamarca (802 Mt - Cu: 0,61% - Mo: 0,035% - Au: 0,24 g/t)
Paramillos sur, Mendoza (186 Mt - Cu: 0,58% - Mo: 0,001-0,05%)
Taca-Taca Alto, Salta
Campana Mahuida, Neuquén (31 Mt - Cu: 0,4% - Au: 0,138 g/t).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco paleozoico, cretácico y predominantemente terciario.

Faja metalogenética: **POS-PCPT – POS-AMK – POS-AMTP – POS-AMTN.**

4.C. Pórfiros de Cu (-Au)

Referencia primaria: USGS 20c
Otras referencias: GSC 19.3 - BC L 03 - GAC SP 40 p.465.

Descripción: *Stockworks*, venillas y diseminación de pirita, calcopirita y oro nativo en o en adyacencias de intrusiones porfíricas. La mineralización está espacial y genéticamente asociada a la alteración hidrotermal que afecta al intrusivo y a la roca hospedante.

Marco geotectónico: Magmatismo de arco o retroarco de tipo shoshonítico o calco-alcalino rico en K, asociado a riftogénesis o cuencas transtensionales en áreas cratónicas, generalmente ricos en elementos LILE y LREE y deprimidos en HFSE.

Mineralogía: Calcopirita + calcosina + oro nativo + electrum + bornita.

Ganga: Cuarzo, feldespato potásico, biotita, magnetita, clorita, pirita.

Alteración: Zona potásica central, fílica intermedia y propilítica en la periferia. Alteración argílica tardía sobreimpuesta.

Control de la mineralización: Venillas y *stockwork* centrado en el complejo volcánico-intrusivo.

Características geoquímicas: Cu, Au y Ag en el centro, Mo en la periferia. Anomalías de Pb, Zn y Mn. Au:Mo > 30 en la mena.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 25 y 400 Mt con leyes entre 0,35 y 0,72% de Cu y 0,2 y 0,72 g/t de Au. Los tonelajes y leyes medios son: 100 Mt con 0,5% de Cu, 0,38 g/t Au y 1,0 g/t Ag.

Ejemplos de yacimientos: La Alumbrera, Catamarca (752 Mt - Cu: 0,51% - Au: 0,65 g/t - Mo: 0,007%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco terciario asociado a zonas trastensionales (pull-apart).

Faja metalogenética: **PRE-PAT4 - POS-AMPT – POS-AMTN.**

4.D. PÓRFIROS DE Au (±Ag±Bi)

Referencia primaria: USGS 20d
Otras referencias: BC L 02 - GSC 19.4.

Descripción: *Stockwork*, venillas, brechas y diatremas mineralizadas en asociación con cuerpos subvolcánicos y domos volcánicos. Es de tipo epitermal de alta sulfuración.

Marco geotectónico: Domos volcánicos asociados al arco magmático en zona de convergencia de placas concentrados en la zona de horizontalización de la placa.

Mineralogía: Oro nativo + electrum + calcopirita ± molibdenita + bornita.

Ganga: Pirita, magnetita, cuarzo, biotita, feldespato potásico.

Alteración: Potásica central a propilítica externa. Argílica sobreimpuesta.

Control de la mineralización: Periféricos a centros volcánicos. Brechas y diatremas.

Características geoquímicas: Au, Hg, Pb, Zn, ETR.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas locales. Anomalías electromagnéticas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 30 y 200 Mt con leyes entre 0,8 y 2 g/t de Au y entre 0,9 y 14 g/t de Ag. Localmente hay contenidos de hasta 0,1% de Cu, 0,67% de Zn y 0,28% de Pb.

Ejemplos de yacimientos: Oncán, Santiago del Estero.

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco terciario.

Faja metalogenética: **POS-RP1 – POS-AMTN.**

5. DEPÓSITOS METASOMÁTICOS

5.A. SKARN AURÍFERO

Referencia primaria: GSC 20.3
Otras referencias: USGS 18f - USGS 87-273 - BC K 04.

Descripción: Mineralización con oro dominante, lenticular, vetiforme, tabular o estratiforme, genéticamente asociada a ganga de skarn consistente en silicatos de Ca, Fe y Mg. Incluye skarns de oro y skarns portadores de oro (Cu-Au, Pb-Zn-Au, Fe-Au).

Marco geotectónico: Magmatismo asociado a subducción. Vinculación espacial y genética con fajas de cobre porfírico.

Mineralogía: Oro + electrum + pirita + calcopirita + pirrotina + esfalerita + galena + minerales de bismuto + magnetita.

Ganga/Alteración: Granates (andradita-grosularia), diópsido, wollastonita, clorita, escapolita, cuarzo, etc.

Control de la mineralización: Control estratigráfico y estructural. Cuerpos irregulares a tabulares.

Características geoquímicas: Au, As, Bi, Te, Co, Cu, Zn, Ni. Intrusiones vinculadas enriquecidas en elementos compatibles (Cr, Sc, V) y deprimidas en elementos incompatibles (Rb, Zr, Ce, Nb, La) en comparación a las asociadas a otros skarns.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas y gravimétricas sobre los plutones. Polarización inducida a veces indicativa.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,4 y 10 Mt con leyes entre 2 y 15 g/t de Au. Los tonelajes y leyes medios son: 213.000 t con 8,6 g/t Au y 5,0 g/t Ag.

Ejemplos de yacimientos: Gualilán, San Juan (0,3 Mt - Au: 10 g/t - Ag: 124 g/t)
Virgen de Lourdes (t: No evaluado - Au: 6,9 g/t - Ag: 440 g/t).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco terciario.

Faja metalogenética: **POS-AMTN.**

5.B. SKARN CUPRÍFERO

Referencia primaria: USGS 18b
Otras referencias: GSC 20.2a - BC K 01.

Descripción: Mineralización cuprífera estratiforme, tabular, lenticular o irregular, generalmente calcopirita, asociada a ganga de skarn.

Marco geotectónico: Magmatismo orogénico de tipo andino asociado a secuencias carbonáticas de márgen continental.

Mineralogía: Calcopirita + pirita ± magnetita ± bornita ± pirrotina. Ocasionalmente contiene minerales de Mo, Zn, Pb, Au y Ag.

Ganga/Alteración: Diópsido, andradita, wollastonita, tremolita. Alteración potásica y alteración fílica retrógrada.

Control de la mineralización: Control estratigráfico y estructural. Cuerpos irregulares a tabulares. Mineralización de cobre en *stockwork* y diseminación tanto en el endoskarn como en el exoskarn.

Características geoquímicas: Gradación del centro a la periferia de Cu-Au-Ag a Au-Ag y finalmente Pb-Ag-Zn. Localmente anomalías de Co, As, Sb, Bi. Granates con alto contenido en Fe, y bajo Al y Mn (Ad35-100).

Características geofísicas: Anomalías magnéticas, electromagnéticas y de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,034 y 9,2 Mt con leyes entre 0,7 y 4 % de Cu. Los tonelajes y leyes medios son: 560.000 t y 1,7 % de Cu.

Ejemplos de yacimientos: Los Aparejos, Catamarca (2,5 Mt - Cu: 2-3% - Au: hasta 1,5 g/t)
La Criollita, La Rioja
Las Choicas, Mendoza (0,05 Mt - Cu: 6-7%)
Caicayén, Neuquén.

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco mesozoico y cenozoico.

Faja metalogenética: **POS-AMTP – POS-AMTN.**

5.C. SKARN PLUMBO-CINCÍFERO

Referencia primaria: USGS 18c
Otras referencias: GSC 20.1 - BC K 02.

Descripción: Mineralización vetiforme o en chimeneas de galena y esfalerita dominantes genéticamente asociadas a ganga de skarn.

Marco geotectónico: Magmatismo orogénico tardío en márgenes continentales.

Mineralogía: Esfalerita + galena ± pirita ± pirrotina ± magnetita ± calcopirita ± bornita ± arsenopirita ± oro nativo ± fluorita.

Ganga/Alteración: Mn-hedenbergita, andradita, grosularia, espesartita, rodonita, epidoto. Las fases marginales pueden contener greisen y/o turmalina.

Control de la mineralización: Control estratigráfico y estructural.

Características geoquímicas: Zn, Pb, Mn, Cu, Co, Au, Ag, W, Sn, F, Sb, Cd.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas y de polarización inducida. Localmente los cuerpos ricos en galena pueden ser detectados por anomalías gravimétricas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,16 y 12 Mt con leyes entre 2,7 y 13% de Zn y 0,87 y 7,6% de Pb. Los tonelajes y leyes medios son: 1,4 Mt con 5,9% de Zn, 2,8% Pb, 58 g/t Ag, 0,46 g/t Au y 0,09% de Cu.

Ejemplos de yacimientos: Bella Blenda y Cristal Blenda, distrito Marayes, San Juan (< 0,1Mt -Pb: 20% - Zn: > 10%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco terciario.

Faja metalogenética: **POS-AMTN.**

5.D. SKARN FERRÍFERO

Referencia primaria: USGS 18d
Otras referencias: GSC 20.5 - BC K 03.

Descripción: Mineralización estratiforme, tubular, masiva o vetiforme de magnetita dominante asociada genéticamente con ganga de skarn.

Marco geotectónico: Arco volcánico de tipo andino y márgenes continentales sinorogénicos.

Mineralogía: Magnetita ± calcopirita ± Co-pirita ± pirita ± pirrotina ± fluorita.

Ganga/Alteración: Diópsido-hedenbergita, grosularia-andradita, epidoto.

Control de la mineralización: Control estrastigráfico y estructural.

Características geoquímicas: Fe, Cu, Co, Au ± Zn.

Características geofísicas: Anomalía magnética predominante; anomalías electromagnéticas y de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,33 y 160 Mt con leyes entre 36 y 63% de Fe. Los tonelajes y leyes medios son: 7,2 Mt con 50% de Fe.

Ejemplos de yacimientos: Hierro Indio, Mendoza (0,4 Mt - Fe: 63%)
Cerro Acay, Salta.

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco cretácico y terciario.

Faja metalogenética: **POS-PAM2 – POS-AMTP – POS-AMTN.**

5.E. SKARN WOLFRAMÍFERO

Referencia primaria: USGS 14a
Otras referencias: GSC 20.5 - BC K 05.

Descripción: Mineralización estratiforme, tabular o lenticular de scheelita dominante, asociada a ganga de skarn.

Marco geotectónico: Plutonismo sinorogénico a orogénico tardío en margen continental. Puede desarrollarse en secuencias de apilamiento tectónico en ambiente de corrimientos de retro-arco.

Mineralogía: Scheelita ± molibdenita ± pirrotina ± esfalerita ± calcopirita ± arsenopirita ± pirita ± magnetita ± powellita.

Ganga/Alteración: Diópsido-hedenbergita, grosularia-andradita, espesartita, wollastonita, cuarzo.

Control de la mineralización: Control estratigráfico y estructural.

Características geoquímicas: W, Cu, Mo, As, Bi, B. Menos común Zn, Pb, Sn, Be, F.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas permiten delimitar plutones no aflorantes, cuya característica principal es un anillo magnético que rodea a un bajo magnético.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,05 y 22 Mt con leyes entre 0,34 y 1,4% de WO_3. Los tonelajes y leyes medios son: 1,1 Mt con 0,67% de WO_3.

Ejemplos de yacimientos: Pampa de Olaen, Córdoba (0,03 Mt - WO_3: 1,5%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo postcolisional paleozoico medio, emplazado en secuencias marinas con concentraciones primarias de W volcanogénico (modelo B.C.)

Faja metalogenética: **POS-PAM2.**

5.F. GREISEN DE Sn-W

Referencia primaria: USGS 15c
Otras referencias: GSC 18 - BC I 13.

Descripción: Vetas, *stockwork*, lentes y chimeneas con casiterita y/o wolframita en fajas de greisen en zonas de cúpulas y márgenes de cuerpos graníticos.

Marco geotectónico: Granitos postcolisionales.

Mineralogía: Casiterita ± wolframita.

Ganga: Cuarzo, fluorita, pirita, arsenopirita, molibdenita, berilo.

Alteración: Greisenización incipiente a maciza. Cuarzo, moscovita, clorita, turmalina, fluorita, topacio. La turmalina puede ocupar fracturas tardías.

Control de la mineralización: Filones de greisen en o cerca de cúpulas graníticas. Fallas y fracturas pueden controlar su emplazamiento.

Características geoquímicas: Granitos enriquecidos en SiO2 (>73%) y K_2O (>4%). Sn, F, Rb, Li, Be, W, Mo, Pb, B, Nb, Cs, U, Th, Hf, Ta, ETR.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas lineales siguiendo las estructuras que controlan la greisenización.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,8 y 65 Mt con leyes entre 0,17 y 0,47% de Sn. Los tonelajes y leyes medios son: 7,2 Mt con 0,28% de Sn.

Ejemplos de yacimientos: Vil Achay, Catamarca (0,2 Mt - Sn: 1-1,5%)
Distrito Tusaquillas y Liquinaste, Salta.

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo postcolisional paleozoico medio y superior. Magmatismo de retroarco jurásico-cretácico.

Faja metalogenética: **POS-PAM2 – POS-PAM5.**

6. VETAS ASOCIADAS A GRANITOIDES

6.A. VETAS DE W-Mo

Referencia primaria: USGS 15a
Otras referencias: GSC 18 - BC I 12

Descripción: Vetas o *stockwork* de cuarzo macizo, con wolframita/molibdenita epibatolíticas de dimensiones variadas.

Marco geotectónico: Granitos anatécticos epizonales y sus rocas encajantes.

Mineralogía: Wolframita ± molibdenita ± bismutinita. Minerales accesorios: pirita, pirrotina, arsenopirita, casiterita.

Ganga: Cuarzo, berilo, fluorita.

Alteración: Albitización pervasiva, moscovita, turmalina. Greisenización.

Control de la mineralización: Vetas emplazadas en fracturas de tensión.

Características geoquímicas: W, Mo, Sn, Bi, As, Cu, Pb, Zn, Be, F.

Características geofísicas: La magnetometría aérea permite detectar granitos de baja respuesta magnética (de la serie ilmenita). Los levantamientos radimétricos sirven para detectar granitos enriquecidos en U-Th-K.

Modelo de ley y tonelaje : Los depósitos tienen tonelajes entre 0,045 y 7 Mt con leyes entre 0,5 y 1,4 % de WO_3. Los tonelajes y leyes medios son: 0,56 Mt con 0,9 % de WO_3.

Ejemplos de yacimientos: Los Cóndores, San Luis (0,3 Mt - WO_3: 0,3-0,5%)
Grupo Minero El Cantadero, La Rioja
Stock San Martín, Río Negro (0,5 Mt - WO_3: 0,7-1,3%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo postcolisional paleozoico medio.

Faja metalogenética: **POS-PAM2 – POS-PCPT – POS-PAM5.**

6.b. Vetas de Sn

Referencia primaria: USGS 15b
Otras referencias: GSC 18 - BC I 13.

Descripción: Vetas alojadas en fracturas, generalmente epibatolíticas. Localmente filones de reemplazo.

Marco geotectónico: Granitos postorogénicos a anatécticos.

Mineralogía: Casiterita ± wolframita. Minerales accesorios: arsenopirita, molibdenita, hematita, scheelita, berilo, galena, calcopirita, esfalerita, estannita, bismutinita.

Ganga: Cuarzo, sericita, turmalina, topacio, clorita.

Alteración: Greisenización, sericitización, turmalinización.

Control de la mineralización: En el ápice de cúpulas graníticas, alojadas en sistemas de fracturas.

Características geoquímicas: Sn, As, W, B. Granitos especializados: F, Rb, Nb, Cs, U, Mo, ETR.

Características geofísicas: La magnetometría aérea permite detectar granitos de baja respuesta magnética (de la serie ilmenita). Los levantamientos radimétricos sirven para detectar granitos enriquecidos en U-Th-K.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,012 y 4,5 Mt con leyes entre 0,7 y 2,3% de Sn. Los tonelajes y leyes medios son: 0,24 Mt con 1,3% de Sn.

Ejemplos de yacimientos: Distrito El Fraile, Catamarca.
Distrito San Lorenzo, San Luis (hasta 3% Sn).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo postcolisional paleozoico medio.

Faja metalogenética: **POS-PAM2.**

6.c. Vetas de U

Referencia primaria: GSC 13
Otras referencias: BC I 15.

Descripción: Vetas de pechblenda y otros minerales de uranio asociadas a granito en ganga de carbonato/cuarzo, localmente vinculadas con diques lamprofíricos o diabásicos. Con dimensiones variables y potencial en profundidad normalmente limitado a escasos centenares de metros.

Marco geotectónico: Plutonismo félsico en ambiente continental postorogénico.

Mineralogía: Pechblenda + coffinita ± uranofano ± arseniuros y sulfarseniuros ± seleniuros ± calcopirita ± galena ± esfalerita ± plata nativa.

Ganga: Carbonatos (calcita, dolomita), cuarzo (comunmente calcedonia), hematita, feldespato potásico, albita, moscovita, fluorita, baritina.

Alteración: Cloritización, hematitización, feldespatización. Episienitización.

Control de la mineralización: Control estructural y de tipo REDOX. Procesos locales de episienitización. Enriquecimiento supergénico de importancia económica.

Características geoquímicas: U, Ni, Co, Cu, Mo, Bi, As, Ag.

Características geofísicas: Anomalías radimétricas. Anomalías magnéticas negativas asociadas con destrucción de magnetita.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos en general contienen menos de 100.0000 t con leyes entre 0,15 y 0,25% de U. Los distritos pueden alcanzar los 9 Mt.

Ejemplos de yacimientos: Schlagentweit, Córdoba (2,9 Mt - U: 0,0152%)
Santa Brígida, La Rioja (0,036 Mt - U: 0,064%)
Las Termas, Catamarca.

Edad y ambiente geotectónico: Plutonismo postcolisional paleozoico medio.

Faja metalogenética: **POS-PAM2.**

6.D. VETAS DE Cu

Referencia primaria: GSC 17
Otras referencias: BC I 06.

Descripción: Vetas simples y complejas de cuarzo-carbonato con minerales de cobre, vinculadas a intrusiones félsicas a intermedias. Comunmente siguen fallas de alto ángulo. Las dimensiones son muy variables, pero raramente superan un kilómetro de extensión.

Marco geotectónico: Plutonismo de arco en ambiente orogénico.

Mineralogía: Calcopirita + pirita ± tetraedrita ± galena ± covelina.

Ganga: Cuarzo, calcita, dolomita.

Alteración: Sericitización y cloritización.
Control de la mineralización: Control estructural.

Características geoquímicas: Cu, Ag.

Características geofísicas: Anomalías electromagnéticas qie permiten delimitar estructuras favorables y concentraciones altas de sulfuros.

Modelo de ley y tonelaje: Depósitos en general pequeños. Varían entre miles y algunos millones de toneladas, con leyes entre 1 y 3% de Cu y contenidos locales extremos de hasta 10%.

Ejemplos de yacimientos: La Verdiona, La Rioja (< 0,5 Mt - Cu: hasta 3,6% - Ag: hasta 150 g/t)
Distrito Las Cuevas, Salta

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco proterozoico superior y paleozoico inferior.

Faja metalogenética: **PRE-PAM2.**

7. DEPÓSITOS EPITERMALES Y DE TRANSICION

7.A. MANGANESO

Referencia primaria: USGS 25g
Otras referencias: BC H 06.

Descripción: Mineralización de manganeso en vetas como relleno de fallas y fracturas, de gran extensión longitudinal. Es común la presencia de brechas de falla que testimonian diversos pulsos de mineralización. En zonas distales como impregnación de niveles sedimentarios.

Marco geotectónico: Arcos magmáticos.

Mineralogía: Psilomelano ± pirolusita ± ramsdellita ± criptomelano ± goethita ± hematita.

Ganga: Manganocalcita, calcita, cuarzo, calcedonia, baritina, fluorita, ópalo.

Alteración: Caolinización.

Control de la mineralización: Fallas y fracturas. Zonas de brecha en volcanitas.

Características geoquímicas: Mn, Fe, P.

Características geofísicas:

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 2.400 y 260.000 t con leyes entre 20 y 42% de Mn. Los tonelajes y leyes medios son: 25.000 t con 30% de Mn.

Ejemplos de yacimientos: Distrito Ojo deAgua, Aguada del Monte y otros, Santiago del Estero-Córdoba (0,54 Mt - Mn: 20-30%).
Grupo Ethel, Mendoza (0,25 Mt - Mn: 30-40%)
Ochaqui, Salta (0,2 Mt - Mn: 9,7%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco de retroarco paleozoico a terciario.

Faja metalogenética: **POS-PCPT – POS-PAM5 - POS-AMTN.**

7.B. DEPÓSITOS AURÍFEROS DE BAJA SULFURACIÓN

Referencia primaria: BC H 05
Otras referencias: GSC 15.1.b. -USGS 25c, 25d

Sinónimos: Cuarzo-adularia, adularia-sericita, tipo Sado, tipo Comstock, cloruro alcalino.

Descripción: Vetas de cuarzo localizadas en estructuras, *stockwork* y brechas portadoras de oro y plata, formados en ambiente epizonal. Son comunes las texturas drusiformes y están asociadas a hidrotermalismo y sistemas geotermales ligados a volcanismo.

Marco geotectónico: Arco magmático de márgen continental. Volcanismo continental asociado a estructuras extensionales.

Mineralogía: Pirita + oro + electrum + plata + sulfosales..

Ganga: Cuarzo, amatista, calcedonia, calcita, sericita, clorita.

Alteración: Silicificación, sinter calcedónica, cuarzo-adularia.

Control de la mineralización: El sistema se empleza generalmente a menos de 1km de la paleosuperficie. Los fluidos se canalizan a través de estructuras tales como fallas, márgenes de grabens, fracturas anulares y radiales, brechas tectónicas, calderas.

Características geoquímicas: Au, Ag, Zn, Pb, Cu, As, Sb, Ba, F, Mn; localmente Te, Se, Hg.

Características geofísicas: Anomalías radimétricas vinculadas con alteración potásica intensa. Anomalías VLF y magnéticas relacionadas con estructuras.

Modelo de ley y tonelaje: Las vetas consideradas individualmente tienen tonelajes entre 1.000 y 900.000 t con leyes entre 6 y 43 g/t de Au y hasta 2,5 g/t de Ag. Los tonelajes y leyes medios son: 30.000 t con 16 g/t de Au. Los tonelajes son ampliamente superados y, en el caso de Cerro Vanguardia, se alcanzan valores por veta de hasta 2.000.000 de toneladas.

Ejemplos de yacimientos: Cerro Vanguardia, Santa Cruz (13,5 Mt - Au: 9,7 g/t – Ag: 120 g/t)
El Dorado-Monserrat, Santa Cruz.

Edad y ambiente geotectónico: Volcanismo extensional jurásico

Faja metalogenética: **POS-RJ.**

7.c. Depósitos auríferos de alta sulfuración

Referencia primaria: BC H 04
Otras referencias: GSC 15.1.a. - USGS 25e.

Sinónimos: Cuarzo-alunita, sulfato ácido, oro-enargita.

Descripción: Vetas de cuarzo múltiples, brechas y sulfuros de reemplazo que llegan a formar lentes masivas, con mineralización de oro y plata, asociadas a sistemas hidrotermales de niveles altos vinculados con volcanismo subaéreo.

Marco geotectónico: Ambientes transtensionales y extensionales en arcos de márgen continental, con estratovolcanes construidos sobre plutones.

Mineralogía: Pirita + enargita + bornita + oro + electrum ± calcopirita ± esfalerita + calcosina + covelina.

Ganga: Cuarzo ± baritina ± pirofilita + sericita. Ausencia de carbonatos.

Alteración: Argílica avanzada, silicificación, caolinita/dickita, alunita, sericita.

Control de la mineralización: Fracturas radiales y anulares en calderas volcánicas, fracturas en domos resurgentes, brechas hidrotermales, diatremas. Amplio rango de profundidad del sistema, desde solfatara en la paleosuperficie hasta cúpulas en cuerpos intrusivos.

Características geoquímicas: Au, Cu, As; Ag, Zn, Pb, Sb, Mo, Bi, Sn, Te, W, B, Hg.

Características geofísicas: Bajos magnéticos sobre rocas lixiviadas, localmente contrastes gravimétricos vinculados con límites de bloques estructurales.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 2 y >200 Mt con leyes entre 2,8 y 178 g/t de Au y entre 11,3 y 109 g/t de Ag, correspondiendo los extremos a mineralizaciones de alto grado minadas subterráneamente y mineralizaciones de bajo grado explotadas a cielo abierto.

Ejemplos de yacimientos: Veladero, Zancarrón, San Juan.

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco paleozoico superior. Magmatismo de arco terciario.

Faja metalogenética: **POS-AMTN – POS-PCPT.**

7.d. Depósitos polimetálicos ricos en Sn

Referencia primaria: USGS 20b
Otras referencias: BC H 07.

Sinónimos: Vetas polimetálicas subvolcánicas de tipo Boliviano, vetas polimetálicas xenotermales.

Descripción: Vetas de cuarzo y sulfuros portadoras de casiterita asociadas a intrusiones subvolcánicas.

Marco geotectónico: Arco magmático en fajas sinorogénicas a tardío-orogénicas. Márgen continental.

Mineralogía: Pirita + casiterita ± pirrotina ± plata nativa ± marcasita ± esfalerita ± galena ± calcopirita ± pirargirita ± estannita ± tetraedrita y otras sulfosales complejas ± oro ± wolframita.

Ganga: Cuarzo, sericita, turmalina en profundidad.

Alteración: cuarzo-sericítica, argílica avanzada.

Control de la mineralización: Vetas en zonas de cizalla y asociadas a fracturas en o en la cercanía de los plutones y vinculadas con el emplazamiento y enfriamiento de los mismos.

Características geoquímicas: Ag, Cu, Zn, Pb, Sn, W, As, Bi.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas puntuales difusas vinculadas con los cuerpos magmáticos.

Modelo de ley y tonelaje: Hay importante variación en las leyes y tonelajes. Para sectores con *stockwork* se consideran leyes de 0,2% de Sn y de 70 a 179 g/t de Ag.

Ejemplos de yacimientos: Pirquitas, Jujuy (21,65 Mt, Sn: 0,33% - Ag: 167 g/t - Zn: 0,57%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco terciario en el sector norte de la Zona Volcánica Central.

Faja metalogenética: **POS-AMTN.**

7.e. Depósitos polimetálicos complejos

Referencia primaria: USGS 25b
Otras referencias: BC I 05.

Descripción: Vetas ricas en sulfuros subverticales, comunmente formando conjuntos subparalelos de variadas dimensiones, pudiendo alcanzar más de 1.000 m en longitud y profundidad. Comunmente alojadas en rocas clásticas o ígneas, están asociadas a cuerpos intrusivos subvolcánicos.

Marco geotectónico: Volcanismo bimodal y calcoalcalino de arco.

Mineralogía: Galena + esfalerita + calcopirita + pirita + sulfosales de cobre + sulfosales de plata ± oro ± bornita ± arsenopirita.

Ganga: Cuarzo + clorita + calcita + rodocrosita + baritina.

Alteración: Silicificación, caolinización, localmente adularia. Zona de oxidación con abundantes óxidos de Mn, localmente minados.

Control de la mineralización: Fallas regionales y estructuras de segundo orden. En sectores son marginales a sistemas tipo cobre porfírico.

Características geoquímicas: Zn, Pb, Ag, Mn, Cu, Ba, As, Hg.

Características geofísicas: Bajos magnéticos elongados. Anomalías elctromagnéticas y de polarización inducida relacionadas a las zonas con mena.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,089 y 23 Mt con leyes entre 0,76 y 5,5% de Pb, 0,3 y 9,3% de Zn, 31 y 510 g/t de Ag, 0,16 y 10 g/t de Au y hasta 1,1 % de Cu. Los tonelajes y leyes medios son: 1,4 Mt con 0,16% de Cu, 2,5% de Pb, 1,7% de Zn, 130 g/t deAg y 1,5 g/t de Au.

Ejemplos de yacimientos: Paramillos de Uspallata (1,27 Mt - Pb: 2,9% - Zn: 5,35 - Ag: 662 g/t)
Capillitas, Catamarca (0,67 Mt - Cu: 2,3% - Pb: 1,6% - Zn: 3,1% - Au: 2,6 g/t - Ag: 108 g/t).
Mina Angela, Chubut (0,35 Mt - Pb: 2,9% - Zn: 5,6% - Cu: 0,38% - Au: 3,5 g/t - Ag: 50 g/t).
Pan de Azúcar, Jujuy (0,1 Mt - Pb: 5,8-6,6% - Zn: 5-8% - Ag: 280-480 g/t)
Huemules, Chubut (0,06 Mt - Zn: 1,5% - Au: 8,3g/t - Ag: 20 g/t).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco paleozoico superior a terciario.

Faja metalogenética: **PRE-PAT4 – POS-AMK – POS-AMTP – POS-AMTN.**

7.f. Depósitos diseminados distales y hot spring con Ag (-Au-Cu)

Referencia primaria: USGS 19 c
Otras referencias: BC H 03 - USGS 25 a.

Descripción: Oro, plata y cobre nativos en brecha silicificada (zona proximal) y como cemento de sedimentos en la parte distal.

Marco geotectónico: Márgenes continentales. Tectónica extensional. Comunmente en regiones con fallas transformantes y márgenes de cuencas transtensionales.

Mineralogía: Oro, plata, cobre nativos, electrum, argentita. Localmente sulfosales de plata, esfalerita, pirita, marcasita.

Ganga: Cuarzo, rodocrosita, manganocalcita.

Alteración: Silicificación. Sericitización local.

Control de la mineralización: La permeabilidad primaria de la roca huésped. Rocas sedimentarias clásticas.

Características geoquímicas: Au, Ag, Cu, As, Sb, Hg, Te, Mn, Zn, Pb, Sb. La relación Ag:Au puede alcanzar 400:1.

Características geofísicas: Anomalías de resistividad. Anomalías VLF relacionadas con fallas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,67 y 82 Mt con leyes entre 5,9 y 300 g/t de Ag y hasta 5 g/t de Au. Los tonelajes y leyes medias son: 7,4 Mt con 42 g/t Ag y 1,1 g/t Au.

Ejemplos de yacimientos: Providencia, Jujuy (4 Mt, 167 g/t Ag).
Eureka, Jujuy (Cu: 0,7 - 1,1%)
La Borita, Catamarca (0,59 Mt - Cu: 0,5% - Ag: hasta 2kg/t).

Edad y ambiente geotectónico: Distal en relación a magmatismo de arco terciario, generalmente los depósitos están alojados en secuencias sedimentarias de retroarco.

Faja metalogenética: **POS-AMTN.**

7.g. Azufre fumarólico

Referencia primaria: USGS 25 m.

Descripción: Venillas, *stockwork* y zonas de impregnación de azufre en niveles de tobas y coladas andesíticas en estratovolcanes.

Marco geotectónico: Volcanismo de arco de márgen continental.

Mineralogía: Azufre nativo.

Ganga: Yeso.

Alteración: Argilización.

Control de la mineralización: Zonas de brecha y fracturas vinculadas con los centros eruptivos.

Características geoquímicas: S, Hg.

Características geofísicas: Bajos magnéticos.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,11 y 9,3 Mt con leyes entre 16,5 y 65,6% de S. Los tonelajes y leyes medios son: 1,01 Mt con 41, 1% de S.

Ejemplos de yacimientos: La Casualidad, Salta (3,55 Mt - S: 22,5%)
Volcán Overo, Mendoza (1,25 Mt - S: 40%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de arco terciario.

Faja metalogenética: **POS-AMTN.**

8. DEPÓSITOS EXHALATIVOS Y VOLCANOGÉNICOS

8.a. Sulfuros polimetálicos vinculados a rocas básicas

Referencia primaria: USGS 24a
Otras referencias: GSC 6.3. - BC G 05 - GAC SP 40 p. 315.

Sinónimo: Pirita cuprífera - Tipo Chipre y asociados.

Descripción: Los depósitos comprenden una o más lentes de pirita y calcopirita alojadas en rocas volcánicas máficas y zonas de *stockwork* y vetas asociadas en los niveles más profundos, con presencia de minerales de Ni-Co. Localmente hay sulfuros de Pb y Zn.

Marco geotectónico: Fuentes termales asociadas a volcanismo de dorsales centro-oceánicas.

Mineralogía: pirita + calcopirita + esfalerita ± marcasita ± pirrotina ± oro ± cobaltopentlandita.

Ganga: Talco, chert, magnetita, clorita.

Alteración: Clorita, talco, carbonato, sericita y cuarzo. Localmente alteración illítica y albítica.

Control de la mineralización: Control estructural, con *clusters* de lentes de sulfuros, vetas y *stockwork*s por debajo de las lentes.

Características geoquímicas: Cu, Zn, anomalías negativas de Ca y Na, enriquecimiento local posible en K. Pedernales ricos en Mn, Fe.

Características geofísicas: Anomalías electromagnéticas y de polarización inducida dependiendo del tipo de mineralización.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,1 y 17 Mt con leyes entre 0,63 y 3,9% de Cu, hasta 33 g/t Ag, 1,9 g/t de Au, 0,16% de Pb y 2,1% de Zn. Los tonelajes y leyes medios son: 1,6 Mt con 1,7% de Cu.

Ejemplos de yacimientos: El Tío-Tauro-Las Cuevas, Córdoba (Cuerpos de menos de 1.000 t - Cu: 2-7%)
Santa Elena, San Juan (0,37 Mt - Zn: 3,3% - Pb:2,1% - Au: 4,2 g/t - Ag: 87 g/t)
La Salamanca, Mendoza (0,05 Mt - Cu: 6,5% - Ni: 0,2%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo de dorsales centro-oceánicas o de rift de retroarco de edad paleozoica.

Faja metalogenética: **PRE-ZS1 – PRE-ZS2.**

8.B. SULFUROS TIPO KUROKO

Referencia primaria: USGS 28a
Otras referencias: GSC 6.3. - BC G 06 - GAC SP 40 p. 315.

Sinónimos: Sulfuro masivo volcanogénico polimetálico. Tipo Noranda.

Descripción: Una o más lentes de pirita maciza, acompañadas de sulfuros de metales base en rocas félsicas. Las lentes pueden ser zonadas, ricas en cobre en la base y ricas en Pb-Zn en el techo. Comunmente hay niveles de *stockwork* por debajo de las lentes y niveles de chert sobre ellas.

Marco geotectónico: Volcanismo bimodal submarino asociado a turbiditas. Ambiente de rift local o de extensión en o cerca de un arco de márgen continental.

Mineralogía: Pirita + esfalerita + calcopirita + pirrotina + galena ± baritina ± tetraedrita ± tennantita ± bornita ± magnetita ± oro.

Ganga: Baritina, chert, yeso, carbonatos.

Alteración: Sílice, clorita, sericita, albita.

Control de la mineralización: Asociado a la parte félsica superior de la secuencia volcánica.

Características geoquímicas: Pb, Au, Zn, Mg, Ba, As, Ag.

Características geofísicas: Anomalías electromagnéticas y de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,12 y 18 Mt con leyes entre 0,45 y 3,5% de Cu, hasta 1,9% de Pb, 8,7 % de Zn, 2,3 g/t de Au y 100 g/t de Ag. Los tonelajes y leyes medios son: 1,5 Mt con 1,3% de Cu, 2% de Zn, 0,16 g/t Au y 13,0 g/t de Ag.

Ejemplos de yacimientos: Beatriz y Arroyo Rojo, Tierra del Fuego.

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo básico de cuenca de trasarco oceánica proterozoico inferior y mesozoico.

Faja metalogenética: **PRE-PAM3 - POS-AMJ2.**

8.C. SEDEX Pb-Ag-Zn-Cu

Referencia primaria: USGS 31a
Otras referencias: GSC 6.1. - BC E 14 - GAC SP 40 p. 201.

Sinónimos: Sulfuros masivos Pb-Ag-Zn alojados en sedimentos. Pb-Ag-Zn sedimentario-exhalativos.

Descripción: Lentes de sulfuros estratificados, con o sin baritina, alojados en estratos clásticos marinos de ambiente euxínico. Los depósitos normalmente son tabulares a lenticulares, con espesores variables entre centímetros y decenas de metros. Es común la presencia de niveles múltiples. La extensión horizontal normalmente es superior a la vertical.

Marco geotectónico: Cuencas epicratónicas y presencia de fallas sinsedimentarias (hemi-graben). Riftogénesis abortada.

Mineralogía: Pirita, pirrotina, esfalerita, galena, baritina, calcopirita, casiterita.

Alteración: Silicificación, turmalinización, albitización, cloritización,

Control de la mineralización: Cuencas locales dentro de cuencas mayores, delimitadas por fallas. Las fallas sinsedimentarias actúan de canales de alimentación.

Características geoquímicas: Zn, Pb, Mn, Cu, Ba.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas y electromagnéticas sobre zonas con sulfuros masivos. Anomalías de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 1,7 y 130 Mt con leyes entre 2,4 y 13% de Zn, 1,0 y 7,7% de Pb y hasta 150 g/t de Ag y 0,28% de Cu. Los tonelajes y leyes medios son: 15 Mt con 5,6% de Zn y 2,8% de Pb. Hay un conjunto de grandes yacimientos que exceden las 300 Mt (por ejemplo Brocken Hill).

Ejemplos de yacimientos: Aguilar, Jujuy (> 25 Mt - Pb: 5-15% - Zn: 15-18% - Ag: 134-370 g/t).
La Colorada, Salta (>12 Mt - Cu: 0,5% - Zn: 1% - Pb: 0,1-1% - Ag: 1-10 g/t).
Gonzalito, Río Negro (0,5 Mt - Pb: 8,6% - Zn: 1,24% - Ag: hasta 400 g/t).

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas de márgen pasivo (?) proterozoicas y paleozoicas.

Faja metalogenética: **PRE-PAT1 – PRE-PAT3 – PRE-CUY1 - POS-PAM1 – POS-SAG1.**

8.D. SEDEX BA

Referencia primaria: USGS 31b.

Descripción: Yacimientos de baritina estratiforme, alojados en rocas sedimentarias pelíticas de ambiente euxínico.

Normalmente constituyen depósitos periféricos a mineralizaciones de Pb-Ag-Zn tipo SEDEX.

Marco geotectónico: Cuencas epicratónicas.

Mineralogía: Baritina ± cantidades menores de pirita, galena o esfalerita.

Alteración: Localmente sericítica débil.

Control de la mineralización: Cuencas secundarias o terciarias asociadas a cuencas mayores.

Características geoquímicas: Ba, Zn, Pb. Alto contenido en C orgánico.

Características geofísicas: Microanomalía local gravimétrica.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,12 y 28 Mt con leyes entre 64 y 96% de $BaSO_4$. Los tonelajes y leyes medios son: 1,8 Mt con 88% de $BaSO_4$.

Ejemplos de yacimientos: Cura Mallín, Neuquén (0,3 Mt - $BaSO_4$: 92,4%).
Santa Rosa, Salta
Villavicencio, Mendoza.

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas marinas de márgen pasivo paleozoicas. Cuencas marinas intracratónicas mesozoicas.

Faja metalogenética: **PRE-PAT1 - PRE-CUY1 - POS-PAM1 – POS-SAG1.**

8.E. Volcanogénicos de W

Referencia primaria: Nuevo modelo (Basado en Brodtkorb -ed.-, 1991)
Otras referencias: Maucher (1976).

Sinónimos: W tipo alpino austríaco.

Descripción: Niveles ricos en scheelita, asociados a metavulcanitas básicas (basaltos) y/o ácidas (riolitas-dacitas), localmente removilizados constituyendo vetas en zonas de cizalla.

Marco geotectónico: Magmatismo submarino de arco de islas.

Mineralogía: Scheelita ± wolframita + pirita + calcopirita + pirrotina + esfalerita ± minerales de Bi.

Ganga: Cuarzo, turmalina, hornblenda, epidoto, calcita.

Control de la mineralización: Litológico y estructural.

Características geoquímicas: W, F, Zn, P, As, Mo, Pb, Ag, Cu.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos individuales son pequeños, con reservas entre miles y decenas de miles de toneladas y leyes entre 0,4 y 1,5% de WO_3, con sectores ricos de hasta 15% de WO_3.

Ejemplos de yacimientos: La Florida, San Luis (0,025 Mt - WO_3: 1%).
Loma Blanca, Sierra del Morro, San Luis (0,01 Mt - WO_3: 0,5-0,6%).

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas marinas del basamento de Pampia con volcanismo asociado.

Faja metalogenética: **PRE-PAM1.**

9. DEPÓSITOS ASOCIADOS A SEDIMENTOS

9.A. Cu en areniscas

Referencia primaria: USGS 30b
Otras referencias: GSC 8.3.b. - BC E 04.

Sinónimos: Cobre estratoligado. Cu ± Ag ± Co alojado en sedimentos.

Descripción: Cobre nativo diseminado en niveles de arenisca. Algunas secuencias pueden comprender niveles con evaporitas. Los cuerpos son concordantes pero en los bordes suelen ser transgresivos. Los horizontes tienen entre varios centímetros hasta varios metros de potencia y se extienden lateralmente hasta varias decenas de kilómetros.

Marco geotectónico: Ambiente de arco continental o de retroarco. Rift intracontinental o de margen continental. Ambiente deposicional anóxico, localmente tipo *sabkha*. Ambiente continental de biorhexistacia.

Mineralogía: calcosina + bornita ± calcopirita ± pirita ± plata nativa ± tennantita ± malaquita.

Ganga: Localmente carbonatos, cuarzo.

Alteración: Zonas de reducción de color verde a blanco en niveles de areniscas rojas, laterales o subyacentes a la mineralización. Clorita, magnetita, pirita.

Control de la mineralización: Ambiente de reducción con pH bajo: materia orgánica, S biogénico abundante, sedimentos piríticos, petróleo, permeabilidad.

Características geoquímicas: Cu, Ag, Pb, Zn, Cd. Localmente anomalías débiles de Mo, V, U, Co y Ge.

Características geofísicas: Anomalías radimétricas débiles (U) locales.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 1,5 y 330 Mt con leyes entre 1,0 y 4,5% de Cu y hasta 23 g/t de Ag y 0,24% de Co. Los tonelajes y leyes medios son: 22 Mt con 2,1% de Cu.

Ejemplos de yacimientos: San Romeleo, Mendoza (0,3 Mt - Cu: 0,73-2,2%).
Río Juramento, Salta (5 Mt - Cu: 1% - Ag: 21 g/t)
Martín Bronce, Jujuy (3,5 Mt - Cu: 2,7% - Ag: 90 g/t - Zn: 1,7% - Au: 0,2-1 g/t).

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas de rift, etapa de subsidencia térmica mesozoica.

Faja metalogenética: **POS-PAM6 – POS-SAG1 – POS-CR – POS-SAG2.**

9.b. U (-Cu-V) en areniscas

Referencia primaria: USGS 30c
Otras referencias: GSC 8.1. - BC D 05.

Descripción: Minerales de uranio diseminados en rocas arenosas, predominantemente de origen continental, y depositados durante la diagénesis en condiciones reductoras. Los cambios horizontales y verticales faciales controlan la depositación. La mineralización ocurre como reemplazo de partículas, matriz, cemento y restos orgánicos.

Marco geotectónico: Ambiente de arco continental o de retroarco. Rift intracontinental o de margen continental. Plataforma estable o cuenca epicontinental de antepaís.

Mineralogía: Uraninita, coffinita, pirita, calcosina, bornita. En menas oxidadas: autunita, torbernita, uranofano, carnotita, malaquita.

Ganga: Limonita, arcillas, ceolitas.

Alteración: Lixiviación de Fe.

Control de la mineralización: La permeabilidad. Canales de corriente, cursos ramificados, planicies costeras.

Características geoquímicas: U, V, Mo, Se, Cu, Ag. Localmente P, Mn, Cr.

Características geofísicas: Susceptibilidad magnética baja. Anomalías radimétricas (U).

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos individuales tienen tonelajes entre 1.000 y 10.000 t de U contenido, con leyes entre 0,03 y 2 % de U.

Ejemplos de yacimientos: Don Otto, Salta (0,44 Mt - U_3O_8: 0,1%)
Los Berthos, Salta (0,3 Mt - U_3O_8: 0,14% - V_2O_5: 0,6%)
Huemul, Mendoza (0,44 Mt - U_3O_8: 0,15% - Cu: 1%)
Cerro Solo, Los Adobes, Chubut.

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas de rift, etapa de subsidencia térmica mesozoica.

Faja metalogenética: **POS-PAM4 – POS-PAM6 – POS-CR – POS-SAG2.**

9.c. Depósitos de Zn-Pb en calizas

Referencia primaria: BC E 13.

Sinónimos: en parte Tipo irlandés, tipo Remac.

Descripción: Lentes estratoligados de esfalerita, galena y baritina macizos, de espesores extremadamente variables, desde 2-3 cm en las periferias hasta 30 m en la parte central, y venas discrodantes, localmente brechadas, en calizas de plataforma. Los depósitos presentan control estructural, generalmente están adyacentes a fallas normales. Se clasifican en este modelo aquellos yacimientos que, presentando características estratoligadas, no se formaron en el fondo del mar.

Marco geotectónico: Secuencias de plataforma en márgenes continentales, que cubren rocas de basamento deformadas y metamorfizadas. Cuencas intracratónicas.

Mineralogía: Esfalerita ± galena ± baritina ± pirrotina ± sulfosales de Pb. Minerales secundarios: smithsonita, cerusita, anglesita, hemimorfita.

Ganga: Dolomita, calcita, cuarzo, pirita, siderita.

Alteración: Dolomitización. Disolución, recristalización. Halos de Mn en algunos depósitos.

Control de la mineralización: Los depósitos están restringidos a secuencias carbonáticas. La presencia de bancos carbonáticos marginales puede constituir una guía regional en algunos distritos.

Características geoquímicas: Pb, Zn. Ag y Mn en sedimentos.

Características geofísicas: Magnetometría aérea a nivel distrital para definir paleogeografía. Anomalías de polarización inducida. Los depósitos pueden coincidir con altos gravimétricos y bajos de resistividad.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos individuales tienen tonelajes inferiores a 10 Mt, pudiendo alcanzar, excepcio-

nalmente hasta 80 Mt, con leyes entre 5,0 y 6,0% de Zn, 1-2% de Pb y 30 g/t de Ag.

Ejemplos de yacimientos: La Helvecia, La Rioja (0,4 Mt - Pb: 8,3% - Zn: 18,8% - Ag: 91 g/t).
Cuchilla de la Reina, cerro del Plomo, Salta.

Edad y ambiente geotectónico: Discordancias en plataformas calcáreas paleozoicas.

Faja metalogenética: **PRE-CUY1.**

9. D. BARITINA Y CELESTINA ESTRATIFORMES

Referencia primaria: USGS 35a.1 – Parcialmente 31.b
Otras referencias: BC F 04 – BC E 17.

Descripción: Mantos singenéticos de facies evaporíticas, afectados localmente por removilización epigenética. Presentan asociados cuerpos vetiformes epigenéticos formados por soluciones descendentes. La removilización puede producirse in situ o bien con migración a través de fracturas con la formación de *vetas descendentes* en las que se destaca la solubilidad diferencial entre el $BaSO_4$ y el $SrSO_4$, siendo este último más móvil. En este modelo tanto el Ba como el Sr son de origen evaporítico marino.

Marco geotectónico: Ambiente de *sabkha* en cuencas de margen cratónico, cuencas intracratónicas y cuencas de antepaís.

Mineralogía: Baritina ± celestina.

Ganga: Yeso ± cuarzo ± calcita ± anhidrita ± dolomita.

Control de la mineralización: Litoestratigráfico: Facies intramareales de ambiente penesalino.

Características geoquímicas: Ba, Sr, S.

Características geofísicas: Anomalías gravimétricas locales.
Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos de celestina tienen tonelajes entre 0,1 y 6,4 Mt, con leyes entre 45 y 93% de $SrSO_4$. Los tonelajes medios son 0,83 Mt y 80% de $SrSO_4$.

Ejemplos de yacimientos: Bajada del Agrio, Neuquén (Ba-Sr - 1,8 Mt – $BaSO_4$: 73,2%)
Naunauco-La Cecilia, Neuquén (0,05 Mt – 90% $SrSO_4$)
Mallín Quemado, Neuquén (Ba).

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas de subsidencia térmica (SAG) y de retroarco mesozoicas.

Faja metalogenética: **POS-SAG1 – POS-CR.**

9. E. FORMACIÓN FERRÍFERA

Referencia primaria: USGS 34 f
Otras referencias: GSC 3.1. - BC F 11.

Sinónimos: Tipo Clinton. Tipo Minette. Hierro oolítico. *Ironstone.*

Descripción: Roca sedimentaria bandeada, originada por precipitación química de óxidos de hierro, silicatos de textura característicamente oolítica, depositada en márgenes cratónicos. Los depósitos están asociados con sedimentitas maduras y constituyen cuerpos tabulares entre 2 y 5 m de espesor y hasta varios kilómetros de extensión lateral.

Marco geotectónico: Márgenes cratónicos, cuencas intracratónicas, cuencas de antepaís, terrenos exóticos.

Mineralogía: Hematita + chamosita. Goethita + berthierina. Ocasionalmente magnetita.

Ganga: Cuarzo, calcita, dolomita, arcillas, apatita (colofano).

Control de la mineralización: Localización en el tope del ciclo sedimentario. Los depósitos mayores suelen mostrar una depositación influenciada por las mareas.

Características geoquímicas: Fe.

Características geofísicas: Anomalías gravimétricas marcadas (1 mgal en 1-5 km). Secuencias portadores de magnetita tienen anomalías magnéticas asociadas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 4 y 890 Mt con leyes entre 30 y 52% de Fe. Los tonelajes y leyes medios son: 60 Mt con 41% de Fe y un contenido de fosfato de 0,26%.

Ejemplos de yacimientos: Zapla, Jujuy (150 Mt - Fe: 41,5% - S: 0,05-0,22% - P_2O_5: 1,17%)
Sierra Grande, Río Negro (314 Mt - 54,3-57,3% - S: 0,28-0,35% - P: 0,97-1,35%).

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas de antepaís y de margen pasivo de edad paleozoica media.

Faja metalogenética: **PRE-PAT2 – POS-PAM3 – POS-RP2.**

9.F. EVAPORITAS LACUSTRES (Li-B-Na-Mg-K-).

Referencia primaria: USGS 35b
Otras referencias: GAC SP 40 p. 89 - BC F 09.

Descripción: Depósitos salinos actuales y fósiles, estos últimos localmente plegados y fallados, inercalados en secuencias sedimentarias continentales. El espesor puede superar los 100 metros. La presencia de B y Li está vinculada al volcanismo subaéreo y localmente se relaciona con fuentes termales.

Marco geotectónico: Ambiente de convergencia de placas y zonas de extensión con volcanismo asociado.

Mineralogía: Borax ± kernita ± ulexita ± colemanita ± halita ± salmuera.

Ganga: Arcillas, yeso, calcita, anhidrita.

Alteración: La diagénesis y recristalización produce cambios catiónicos y de hidratación de los minerales primarios.

Control de la mineralización: Cuencas cerradas, clima árido, volcanismo contemporáneo.

Características geoquímicas: B, Li, Na, Ca, K, Mg, Sr, I.

Características geofísicas: Sin señales distintivas, excepto localmente bajos gravimétricos asociados a grandes cuerpos salinos.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos de boratos tienen tonelajes entre 0,04 y 34 Mt con leyes entre 13 y 31% de B_2O_5. Los tonelajes y leyes medios son: 1,1 Mt con 22% de B_2O_5. Los depósitos de yeso tienen tonelajes entre 0,78 y 247 Mt con leyes entre 74 y 96% de yeso. Los tonelajes y leyes medios son: 14 Mt con 85% de yeso. Los contenidos en Li en los salares actuales varía entre 200 y 1600 mg/l.

Ejemplos de yacimientos: Salar del Hombre Muerto (Mina Fénix), Catamarca (Li) (650 Mt - Li: 0,7-0,8 g/l - K: 7-8 g/l) Tincalayu, Salta (B) (Bórax: 5 Mt).

Edad y ambiente geotectónico: Cuencas de retroarco lacustres actuales y fósiles con presencia de magmatismo de arco distal.

Faja metalogenética: **POS-PAM7.**

10. DEPÓSITOS METAMÓRFICOS.

10.a. Grafito

Referencia primaria: USGS 37f

Otras referencias: BC P 04

Sinónimos: «Flake graphite» - Grafito en escamas.

Descripción: Lentes y bancos de hasta 30 m de potencia y varios miles de metros de longitud. El grafito se presenta como escamas finamente divididas en la roca que lo contiene. La mineralización se asocia a mármoles, gneises y esquistos.

Marco geotectónico: Terrenos metamórficos.

Mineralogía: Grafito cristalino en escamas.

Ganga: Los minerales de la roca hospedante de la mineralización.

Control de la mineralización: Estratigráfico y estructural.

Características geofísicas: Anomalías de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 5.000 t y 11 Mt con leyes entre 3,6 y 22,4% de grafito. Los tonelajes y leyes medios son: 0,24 Mt con 9,0% de grafito.

Ejemplos de yacimientos: Los Dos, La Rioja (> 0,1 Mt - grafito: 4,64%)

Edad y ambiente geotectónico: Terrenos metamórficos proterozoicos de Pampia y Cuyania.

10.b. Silicatos de Al

Referencia primaria: BC P 01/02

Descripción: Andalucita: Cuerpos con concentraciones económicas, originados en aureolas de contacto formadas a altas temperaturas y bajas presiones y en esquistos originados por metamorfismo regional. Cianita-Sillimanita: Como minerales formadores de roca o cuerpos macizos en secuencias metamórficas de alto grado.

Marco geotectónico: Terrenos metamórficos

Mineralogía: Andalucita (comunmente quiastolita), cianita y sillimanita suelen encontrarse en diversos sectores de una misma secuencia metamórfica en relación con condiciones locales de temperatura.

Ganga: Los minerales de la roca hospedante de la mineralización. Corindón, estaurolita, granate.

Control de la mineralización: Grado metamórfico y composición original de la secuencia metamorfizada.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes que pueden alcanzar varios millones de toneladas, con contenidos entre 15 y 40% de silicatos de Al.

Ejemplos de yacimientos: Sillimanita: Tacuil y Cordón Centenario, Salta. Cianita y sillimanita: Nuestra Señora del Carmen, El Pulqui, Gastón, San Luis.

Edad y ambiente geotectónico: Terrenos metamórficos proterozoicos a eocámbricos de Pampia y Cuyania.

10.c. GRANATE

Referencia primaria: En parte BC P01

Descripción: Lentes y bancos con concentracines económicas de granate en esquistos y gneises. Los granates son usualmente de pequeño tamaño aunque la grossularia puede superar los 15 cm de diámetro.

Marco geotectónico: Terrenos metamórficos

Mineralogía: Grossularia-almandino.

Ganga: Los minerales de la roca hospedante de la mineralización.

Control de la mineralización: Grado metamórfico y composición original de la secuencia metamorfizada.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos económicos tienen tonelajes que superan las 2 Mt, con contenidos entre 30 y 40% y una ley de corte de 20% de granate.

Ejemplos de yacimientos: Inés, San Juan (< 1 Mt, 15% de granate). Matilde y Cordobés, La Rioja.

Edad y ambiente geotectónico: Terrenos metamórficos proterozoicos a eocámbricos de Pampia y Cuyania.

11. DEPÓSITOS ASOCIADOS A VOLCANISMO SUBAÉREO

11.a. Cu TIPO MANTO

Referencia primaria: USGS 23
Otras referencias: GSC 9 - BC D 03.

Sinónimos: Cobre basáltico. Cobre alojado en volcanitas.

Descripción: Mineralización de cobre nativo y sulfuros de cobre en volcanitas máficas y en sedimentitas intercaladas. Los cuerpos son tabulares, de hasta varias decenas de metros de espesor y distritalmente son concordantes; localmente presentan control estructural y son discordantes, presentándose como vetas y venillas.

Marco geotectónico: Rift intracontinental y arcos volcánicos continentales.

Mineralogía: Cobre nativo ± calcosina ± bornita ± plata nativa. Localmente malaquita y azurita.

Ganga: Calcita, prehnita.

Alteración: Cloritización, epidotización, ceolitización.

Control de la mineralización: Brechas de la superficie de flujos, amígdalas y fracturas en las coladas. Localmente la mineralización se aloja en areniscas interestratificadas en la secuencia volcánica.

Características geoquímicas: Cu, Ag, Zn, Cd. Au anómalamente disminuido. Alta relación Cu/Zn.

Características geofísicas: Anomalías de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos de tienen tonelajes entre varios centenares de miles y varios centenares de millones de toneladas, con leyes entre 1,0 y 4,0% de Cu. Los tonelajes de Cu asociado a basaltos alcanzan los 5 Mt.

Ejemplos de yacimientos: San José, Mendoza (0,24 Mt - Cu: 1%)
El Burrero, Mendoza (t: no evaluado - Cu: 3%)
Condorcanqui, Chubut.
Manifestaciones de Curuzú Cuatiá, Corrientes.
El Changuito, Santa Cruz.

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo basáltico mesozoico asociado a regímenes extensionales del arco volcánico mesozoico y a riftogénesis intracontinental.

Faja metalogenética: **POS-AMJ1 – POS-BI – POS-AMT**

11.b. URANIO VOLCANOGÉNICO

Referencia primaria: GSC 12
Otras referencias: USGS 25 f, k - BC D 06.

Descripción: Vetas y diseminados de pechblenda asociados a todo tipo de litofacies volcánicas: proximales a distales, incluyendo sedimentos volcanoclásticos.

Marco geotectónico: Complejos volcánicos félsicos en ambiente tardío a postorogénicos y en ambientes tectónicos postcolisionales.

Mineralogía: Pechblenda ± coffinita ± uranotorita.

Ganga: Albita, titanita, circón, calcita, fluorita, pirita, celestina, fluorflogopita.

Alteración: Hematitización, carbonatización, albitización, caolinización.

Control de la mineralización: Emplazamiento en calderas, flujos lávicos, cuencas volcanosedimentarias tafrogénicas, domos, brechas y diatremas. Venas discordantes proximales hasta diseminados estratoligados distales tipo *roll-front* (frentes de menas fusiformes en paleocauces).

Características geoquímicas: U, F, Mo. Localmente anomalías de ETR. Zonación As, Sb, Mo, W proximal y Li, Hg distal.

Características geofísicas: Anomalías radimétricas (U).

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,021 y 5,6 Mt, con leyes entre 0,04 y 4,0% de U. El tonelaje medio es de 0,34 Mt.

Ejemplos de yacimientos: Dr. Baulíes-Distrito Sierra Pintada, Mendoza (160 Mt - U_3O_8: 0,01%).

Edad y ambiente geotectónico: Magmatismo postcolisional gondwánico.

Faja metalogenética: **POS-PCPT – POS-AMTN**

11.c. Fe tipo Laco

Referencia primaria: USGS 25 I
Otras referencias: GSC 22 - BC D 07.

Sinónimos: Tipo Kiruna. Mena de hierro-apatita. Tipo Olympic Dam.

Descripción: Depósitos de magnetita y/o hematita constituyendo cuerpos tabulares, rellenos de brecha, vetas, diseminados y extrusiones lávicas, asociadas a volcanismo continental.

Marco geotectónico: Magmatismo de arco y retroarco en fajas orogénicas.

Mineralogía: Magnetita ± hematita.

Ganga: Apatita, ceolitas, calcita, actinolita.

Alteración: Hematita, clorita, epidoto, albita.

Control de la mineralización: Coladas, fracturas tensionales.

Características geoquímicas: Fe, Mn, V, Mg, P, Zn, localmente ETR.

Características geofísicas: Anomalías aeromagnéticas puntuales extremas y gravimétricas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre varios miles y millones de toneladas, con leyes entre 45 y 65% de Fe.

Ejemplos de yacimientos: Huantraico, Neuquén.
La Fronterita, Salta.

Edad y ambiente geotectónico: Volcanismo terciario de retroarco de tendencia alcalina, tardío a postorogénico.

Faja metalogenética: **POS-AMTN – POS-BRT.**

12. DEPÓSITOS DE PLACER

12.1. Oro

Referencia primaria: USGS 39a
Otras referencias: GSC 1.2. - BC C 01.

Descripción: Depósitos detríticos de oro (± PGE) acompañado de otros minerales pesados, en o cerca de la superficie, generalmente en depósitos aluviales holocenos y, menos frecuentemente, conos aluviales, depósitos coluviales, glacifluviales, glaciales, deltaicos y costaneros.

Marco geotectónico: Variado. En general los depósitos autóctonos ocurren en fajas orogénicas siguiendo fallas principales, en tanto los depósitos alóctonos se localizan en áreas tectónicas estables que favorecen el retrabajo de los sedimentos durante largos periodos de tiempo.

Mineralogía: Oro nativo ± PGE ± casiterita ± gemas.
Ganga: Magnetita ± hematita ± granates ± ilmenita.

Alteración: Precipitados de Fe y Mn. Bordes deprimidos en Ag en los granos de oro, cuyo espesor se incrementa con la edad del depósito.

Control de la mineralización: En placeres fluviales: trampas estructurales, morfología del cauce. En placeres coluviales: sobre superficies meteorizadas y cerca de la fuente primaria. En placeres fluvioglaciales: siguiendo discordancias erosivas; derivan típicamente de antiguos depósitos de placer.

Características geoquímicas: Au, Ag, Hg, Cu, Fe, Mn, Ti, Cr. La relación Au:Ag y los valores de Hg y Cu en las partículas de oro permiten establecer relaciones entre el depósito de placer y la fuente primaria.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas vinculadas a concentración de magnetita permiten delinear paleocauces. Exploración de superficie mediante radar de penetración, sísmica, electromagnetometría, magnetometría, polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,022 y 50 Mt con leyes entre 0,084 y 0,48 g/t de Au y hasta 0,036 g/t Ag. Los tonelajes y leyes medios son: 1,1 Mt con 0,2 g/t Au.

Ejemplos de yacimientos: Río Neuquén, Neuquén (392 Mt - Au: 0,198 g/m^3)
Distrito Rinconada, Jujuy (aluviones individuales de 1 Mt - Au: hasta 1 g/t).
Ramblones, La Rioja (1,6 Mt - Au: 0,3-0,4 g/t).
Cabo Vírgenes, Santa Cruz.

Edad y ambiente geotectónico: Depósitos sedimentarios (aluviales y coluviales) en ambiente orogénico.

Faja metalogenética: incluidos en las fajas **SIN-OST – POS-PCPT.**

12.b. Estaño

Referencia primaria: USGS 39e
Otras referencias: BC C 01.

Descripción: Depósitos detríticos de casiterita y otros minerales pesados asociados, concentrados en depósitos aluviales modernos y fósiles, comunmente de edad pliocena a reciente.

Marco geotectónico: Terrenos con presencia de magmatismo de arco.

Mineralogía: Casiterita (*estaño madera*) ± oro (de diferente fuente).

Ganga: Magnetita ± ilmenita ± circón ± granate.

Control de la mineralización: Trampas estructurales, geometría del cauce.

Características geoquímicas: Sn, As, W, B, F, Cu, Pb, Zn.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas vinculadas a concentración de magnetita permiten delinear paleocauces. Exploración de superficie mediante radar de penetración, sísmica, electromagnetometría, magnetometría, polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 0,1 y 100 Mt con leyes entre 50 y 200 g/t de Sn. Los tonelajes y leyes son muy variables en un mismo depósito y entre depósitos cercanos.

Ejemplos de yacimientos: Pircas, Jujuy (4,7 Mt - Sn: 0,123 g/m^3).

Edad y ambiente geotectónico: Depósitos sedimentarios (aluviales y coluviales) en ambiente orogénico.

Faja metalogenética: incluidos en la faja **POS-AMTN.**

12.c. Ilmenita-magnetita

Referencia primaria: USGS 39c

Otras referencias: BC C 03.

Sinónimos: Depósitos de placer marinos, costeros, de playa. Depósitos de placer de dunas costeras.

Descripción: Depósitos detríticos de ilmenita, magnetita y otros minerales pesados, acompañados ocasionalmente por casiterita y/o oro en línea de costa actuales o paleocostas. Se localizan comunmente en las playas, en dunas, en canales de marea o como concentraciones costa afuera.

Marco geotectónico: Generalmente se localizan en márgenes de cratón, lo que ha favorecido el retrabajo de los sedimentos por largos periodos de tiempo.

Mineralogía: Magnetita + ilmenita ± rutilo ± circón ± monacita.

Ganga: Cuarzo, piroxeno, anfíbol.

Alteración: Lixiviación de Fe (por ejemplo de la ilmenita).

Control de la mineralización: Línea de costa estable con clasificación.

Características geoquímicas: Ti, Zr, ETR, Th, U. Localmente Au, As, Y, V.

Características geofísicas: Anomalías radimétricas vinculadas con el contenido en monacita. Exploración de superficie mediante radar de penetración, sísmica, electromagnetometría, magnetometría, polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 11 y 690 Mt con leyes entre 0,23 y 6,9% de TiO_2 , hasta 0,91% de ZrO_2 y 0,11% de ETR. Los tonelajes y leyes medios son: 87 Mt con 1,3% de TiO_2.

Ejemplos de yacimientos: San Blas, Buenos Aires (47 Mt - TiO2: 1,15% - Fe: 5% - V2O5: 0,05% - Zr: 0,025%).

Edad y ambiente geotectónico: Depósitos en el ambiente de playa del cratón del Río de la Plata.

Faja metalogenética: No indicada.

13. DEPÓSITOS RESIDUALES Y DE ALTERACION

13.a. Formación ferrífera laterítica

Referencia primaria: GSC 4.1.
Otras referencias: BC B 01.

Sinónimos: Gossan, sombrero de hierro, tacurú.

Descripción: Depósitos residuales de hierro de morfología tabular a irregular in situ, formados sobre la roca generado-

ra. La mena consiste en masa friables y porosas, de grano fino de minerales secundarios originados por oxidación, lixiviación y procesos de meteorización profunda.

Marco geotectónico: Variable, vinculado con la fuente de proveniencia del Fe.

Mineralogía: La mineralogía depende de la roca generadora de los depósitos. Para el caso de Argentina la mena es del tipo SCIF "mena marrón": goethita + martita + arcillas.

Control de la mineralización: Procesos de lixiviación y enriquecimiento vinculados con condiciones climáticas tropicales. Circulación de aguas, fracturación, paleotopografía.

Características geoquímicas: Fe, Mn, Al, Ti. Localmente Au.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas vinculadas con las concentraciones primarias de Fe. Combinación de anomalías magnéticas y gravimétricas para localizar zonas enriquecidas residuales.

Modelo de ley y tonelaje: Variable según el ámbito geográfico. Los tonelajes varían desde depósitos pequeños hasta yacimientos de más de 1.000 Mt, con leyes entre 45 y 69 % de Fe y valores promedio entre 50 y 60% de Fe.

Ejemplos de yacimientos: Santa Inés, Misiones (7,6 Mt - Fe: 28%)
El Dorado, Misiones (1,4 Mt - Fe: 34,9%).

Edad y ambiente geotectónico: Alteración cenozoica de basaltos mesozoicos extensionales en el cratón Río de la Plata.

Faja metalogenética: **POS-BI.**

14. VETAS Y BRECHAS

(Consisten en depósitos de asignación genética diversa: en parte vinculados a procesos de deformación dúctil y frágil y en parte a procesos magmáticos).

14.A. Depósitos polimetálicos ricos en As - Ni - Co

Referencia primaria: Parcialmente GSC 14.1.
Otras referencias: Parcialmente BC I 14.

Sinónimos: Vetas de cinco elementos. Tipo Schneeberg-Joachimsthal. Vetas cobaltíferas.

Descripción: Vetas con asociaciones minerales raras, tales como arseniuros de Ni-Co-Fe, sulfarseniruos y sulfantimoniuros de Ni-Co-Fe. minerales de Bi. Los depósitos en Argentina se caracterizan por su contenido en oro, lo que los diferencia del modelo típico.

Marco geotectónico: Emplazamiento tardío a postectónico en áreas de corteza continental. Localmente asociadas a subsidencia y riftogénesis continental.

Mineralogía: Arseniuros de Co-Ni, pirita, plata nativa, sulfarseniuros y sulfantimoniuros de Co, Ni, Fe, bismuto nativo, pechblenda, calcopirita, bornita, arsenopirita, oro nativo, calcosina.

Ganga: Calcita, dolomita, cuarzo.

Alteración: Menor. Localmente cloritización, carbonatización, argilización. Hematita pervasiva.

Control de la mineralización: Control estructural según fallas.

Características geoquímicas: Ag, Ni, Co, Bi, U, As.

Características geofísicas: Anomalías aeromagnéticas asociadas a estructuras principales. Anomalías magnéticas y electromagnéticas terrestres. Localmente anomalías radimétricas.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre decenas de miles y cientos de miles de toneladas y varían entre vetas simples y conjuntos numerosos de vetas.

Ejemplos de yacimientos: La Niquelina, Salta (0,05 Mt - Au: 5,9 g/t - Ni: 0,83% - Pb: 2-5%)
King Tut, La Rioja (0,02 Mt - Au: 4 g/t - Co: 0,91% - Ag: 2-28 g/t - As: 4-7,5%)
San Santiago, La Rioja (0,01 Mt - Ni: 0,046% - U: 0,16%).

Edad y ambiente geotectónico: Zonas de cizalla en ambiente de basamento proterozoico y eopaleozoico en los terrenos Pampia-Arequipa y Cuyania.

Faja metalogenética: No indicada. De desarrollo y continuidad desconocidos.

14.B. Depósitos polimetálicos ricos en Se - Cu - Hg.

Referencia primaria: Nuevo.

Descripción: Vetas y brechas con sulfuros y seleniuros de Cu, Hg, Ag, Pb en ganga de calcita, de escaso espesor y continuidad vertical.

Marco geotectónico: Emplazamiento tardío a postectónico en ambiente cortical.

Mineralogía: umangita + tiemannita + klockmannita ± clausthalita ± eucairita ± naumannita ± calcosina ± ferrosilita ± magnetita ± covelina ± calcopirita ± oro.

Ganga: Calcita ± siderita.

Alteración: No reconocida.

Control de la mineralización: Control estructural según fallas y/o discordancias.

Características geoquímicas: Se, Cu, Hg, Ag, Pb, Co, Zn, Fe.

Modelo de ley y tonelaje: Las vetas individuales contienen escasas toneladas a varios miles de toneladas de mena. Las leyes son muy variables, entre 0,6 y 16% de Cu, 2,5% de Se, y presencia no cuantificada de Hg, Ag y Pb, localmente objeto de explotación.

Ejemplos de yacimientos: Distrito Los Llantenes, La Rioja. Cerro Cacho, La Rioja.

Edad y ambiente geotectónico: Ambiente extensional neopaleozoico en el terreno Cuyania.

Faja metalogenética: No indicada. De desarrollo y continuidad desconocidos.

14.c. Depósitos polimetálicos simples (Pb-Ag-Zn-Ba-Cu).

Referencia primaria: GSC 16
Otras referencias: USGS 22 c.

Descripción: Vetas de Pb-Ag-Zn asociadas a zonas de falla (fallas subsidiarias a fallas corticales mayores) en secuencias clásticas metasedimentarias o atravesando rocas plutónicas, de las que difieren en edad.

Marco geotectónico: Areas orogénicas y márgenes continentales con o sin presencia de magmatismo de arco.

Mineralogía: Galena + esfalerita + pirita + calcopirita ± sulfosales ± plata nativa.

Ganga: Baritina + cuarzo + siderita.

Alteración: Fílica, siderita ± dolomita ± calcita.

Control de la mineralización: Fallas, fracturas, chimeneas de brecha.

Características geoquímicas: Zn, Pb, As, Ag, Mn, Sb.

Características geofísicas: Anomalías magnéticas circunscriptas y localmente anomalías radimétricas (K). Anomalías de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 290 y 200.000 t con leyes entre 2,4 y 33 % de Pb y 50 y 1.400 g/t de Ag, y hasta 7,5% de Zn, 0,89% de Cu g/t y 11 g/t de Au. Los distritos se caracterizan por relaciones Pb/Pb+Zn entre 0,51 y 0,72 y (Agx100)/(Agx100 + Pb) entre 0,22 y 0,63.

Ejemplos de yacimientos: Mina Pumahuasi, Jujuy (0,15 Mt - Pb: 35-8 % - Zn: 8-35 % - Ag: 50-100 g/t - relación Pb/(Pb+Zn) : 0,5-0,8)
El Guaico, Córdoba.

Edad y ambiente geotectónico: Zonas de cizalla paleozoicas en áreas orogénicas. Vetas en basamento deformado.

Faja metalogenética: **POS-PAM1 – POS-PAM2.**

14.d. Vetas auríferas asociadas a turbiditas

Referencia primaria: BC I 03
Otras referencias: GSC 15.2.

Sinónimos: Tipo Bendigo, vetas *saddle reef*.

Descripción: Vetas de cuarzo-oro, alojadas en fracturas y charnelas de pliegues o en planos de estratificación en turbiditas y rocas sedimentarias asociadas inmaduras.

Marco geotectónico: Secuencias turbidíticas en márgenes continentales o cuencas de retroarco, afectadas por una o dos fases de deformación.

Mineralogía: Oro nativo + pirita + arsenopirita ± pirrotina ± calcopirita ± esfalerita ± galena ± antimonita ± sulfosales.

Ganga: Cuarzo, carbonato, albita, clorita. Arsenopirita, pirita y sílice en la roca de caja. Localmente grafito.

Alteración: Menor. Arsenopirita y pirita diseminadas, sílice pervasiva, sericita y carbonato en la roca hospedante adyacente a las vetas.

Control de la mineralización: Importante control estructural en las zonas de crestas de pliegues (filones de montura: *saddle reef*), vetas secundarias discordantes. Vetas confinadas a determinados niveles estratigráficos.

Características geoquímicas: Si, Fe, S, As, B, Au, Ag. Localmente Cu, Zn, Cd, Pb, Sb.

Características geofísicas: Dada la escasa cantidad de sulfuros la geofísica no es efectiva. Localmente las vetas de cuarzo mayores pueden delinearse por su contraste de resistividad respecto de la roca de caja.

Modelo de ley y tonelaje: Los distritos tienen tonelajes y leyes extremadamente variables, de hasta varios millones

de toneladas que, excepcionalmente, alcanzan los 40 Mt, y contenidos entre 5 y 50 g/t de Au. Es característica la asociación de placeres auríferos.

Ejemplos de yacimientos: Distrito Rinconada, Jujuy (vetas individuales de hasta 0,1 Mt - Au: hasta 25 g/t)
Mina Incahuasi, Catamarca (0,1 Mt - Au: 15-25 g/t).

Edad y ambiente geotectónico: Depósitos de talud eopaleozoicos en Pampia.

Faja metalogenética: **SIN-OST – PRE-CUY1 - PRE-PAT3.**

14.E. VETAS DE Sb

Referencia primaria: USGS 27d
Otras referencias: BC I 09.

Sinónimos: Antimonita sintectónica, Sb-Au mesotermal, antimonita simple.

Descripción: Vetas de cuarzo-antimonita y, localmente diseminados de antimonita en o adyacentes a zonas de cizalla y fallas.

Marco geotectónico: Ambientes orogénicos.

Mineralogía: Antimonita ± pirita ± oro.

Ganga: Cuarzo ± calcita.

Alteración: Sericitización, sílicificación, argilización. Listwanitización en ambientes con rocas máficas y ultramáficas.

Control de la mineralización: Zonas orogénicas afectadas por fallamiento y corredores de cizalla.

Características geoquímicas: Sb, Fe, As, Au, Ag. Localmente Hg, W, Pb, Zn.

Características geofísicas: Fallas detectables mediante magnetometría y VLF.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos tienen tonelajes entre 6,7 y 4.900 t con leyes entre 18 y 56% de Sb. Los tonelajes y leyes medios son: 180 t con 35% de Sb.
Ejemplos de yacimientos: Distrito La Cébila, La Rioja (0,5 Mt - 1-4 % Sb).

Edad y ambiente geotectónico: Zonas de cizallas de probable edad paleozoica en el rocas del basamento metamórfico del terreno Pampia.

Faja metalogenética: **SIN-OST – POS-PAM2.**

14.F. Au EN ZONAS DE CIZALLA.

Referencia primaria: BRGM (Bonnemaison y Marcoux, 1987)
Otras referencias: BC I 02 - GAC SC 6 (Bursnall, 1989).

Sinónimos: Vetas mesotermales.

Descripción: Vetas de cuarzo con oro libre o en solución sólida y cantidades variables de sulfuros, alojadas en zonas de cizalla con las que se vinculan genéticamente.

Marco geotectónico: Zonas de cizalla en grandes corredores tectónicos postacrecionales que constituyen zonas de dislocación mayores de la corteza terrestre. Se diferencia del modelo 14d por la nayor separación cronológica entre la roca de caja y el cizallamiento.

Mineralogía: Pirrotina aurífera + arsenopirita aurífera + antimonita + oro nativo ± calcopirita ± galena ± esfalerita ± sulfosales.

Ganga: Cuarzo, grafito, calcita, siderita.

Alteración: Cloritización y silicificación. Listwanitas. Removilización de TiO_2.

Control de la mineralización: Zonas de cizalla. Fracturas de tipo tensional.

Características geoquímicas: Au, Sb, As, Pb.

Características geofísicas: Anomalías lineales VLF. Localmente microanomalías magnéticas. Anomalías de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos asignados a este modelo presentan tonelajes de hasta 0,6 Mt con leyes de hasta 30 g/t.

Ejemplos de yacimientos: Distrito Sierra de las Minas, La Rioja (0,3 Mt - 10-12 g/t)
Monserrat-Puigari, Córdoba (0,08 Mt - Au: 5,44 g/t)
San Ignacio, Córdoba (0,17 Mt - Au: 10 g/t).

Edad y ambiente geotectónico: Zonas de cizalla en Pampia.

Faja metalogenética: **POS-PAM2.**

14.G. CHIMENEAS DE BRECHA (Cu-Bi-Au)

Referencia primaria: Nuevo
Otras referencias: Parcialmente vinculado con GSC 17 (vetas de cobre).

Descripción: Chimeneas de brecha hidrotermal con mineralización polimetálica, comunmente asociaciones Cu-Bi-Au y Cu-Au.

Marco geotectónico: Fallas regionales en terrenos orogénicos. Magmatismo de arco o postcolisional.

Mineralogía: Bismutinita ± oro ± arsenopirita ± calcopirita ± bismuto nativo ± pirrotina ± wolframita ± molibdenita.

Ganga: Cuarzo, turmalina, calcita.

Alteración: Turmalinización.

Control de la mineralización: Chimeneas de brecha hidrotermal localizadas en el crucero de fracturas. Asociación espacial y genética con cuerpos plutónicos someros o subvolcánicos y sistemas tipo cobre porfírico.

Características geoquímicas: Bi, Cu, Au, As, Fe, B.

Características geofísicas: Anomalías electromagnéticas y de polarización inducida.

Modelo de ley y tonelaje: Los chimeneas de brecha tienen tonelajes entre 0,01 y 1 Mt con leyes muy variables en los cuerpos, con la mineralización concentrada generalmente en los bordes. Las leyes alcanzan hasta 15% en Cu, 10 g/t en Au y 4,5 % en Bi.

Ejemplos de yacimientos: San Francisco de los Andes, San Juan (0,15 Mt - Cu: 0,8 % - Bi: 0,6 % - Au: 4 g/t)
La Fortuna, San Juan (Cu: 0,72-12,5 % - Au: 3-8 g/t - Zn: 0,58 - 1,8 %).

Edad y ambiente geotectónico: Cuerpos de brecha asociados al magmatismo de arco neopaleozoico que afecta a los terrenos Cuyania y Chilenia.

Faja metalogenética: **POS-PCPT – POS-AMTN.**

14.H. VETAS DE FLUORITA-BARITINA

Referencia primaria: USGS 26b, c / 27e
Otras referencias: BC I 11 + BC I 10.

Sinónimos: Vetas epigenéticas de fluorita-baritina.

Descripción: Vetas de fluorita-baritina que constituyen relleno de fallas y en zonas de brecha. Pueden gradar a vetas polimetálicas con baritina como ganga principal.

Marco geotectónico: En terrenos orogénicos antiguos: proximidad a zonas tectónicas mayores, grabens, lineamientos, fallas regionales. En terrenos orogénicos modernos: cercanía de intrusiones post orogénicas y tardío orogénicas. Las vetas de baritina pura son comunes en o cerca de los márgenes de cuencas con depósitos tipo SEDEX o Kuroko.

Mineralogía: Fluorita ± baritina.

Ganga: Cuarzo ± siderita ± calcita ± minerales de manganeso.

Alteración: Caolinización y silicificación.

Control de la mineralización: Fallas, fracturas, zonas de cizalla.

Características geoquímicas: F, Ba, Sr. Localmente Hg, Pb, Zn, Ag.

Características geofísicas: Altos gravimétricos lineales sobre vetas mayores (Ba). Anomalías radimétricas asociadas a alteración potásica (F).

Modelo de ley y tonelaje: Los depósitos de baritina tienen tonelajes entre algunos miles de toneladas y 3 Mt con leyes de 80% de $BaSO_4$. Los depósitos de fluorita tienen tonelajes de hasta 6 Mt con leyes entre 30 y 60% de CaF_2.

Ejemplos de yacimientos: Distritos Sierra Grande (6,5 Mt), Valcheta y Los Menucos, Río Negro (F)
Mono Abra, Salta (Ba) (2 Mt).

Edad y ambiente geotectónico: Depósitos de talud y de intraarco eopaleozoicos de Pampia
Magmatismo postcolisional permotriásico en Cuyania, Chilenia y Patagonia.

Faja metalogenética: **POS-PCPT – POS-AMK – POS-AMTN – POS-RJ**

BIBLIOGRAFÍA

Bliss, J. D., ed., 1992. Developments in mineral deposts modeling. United States Geological Survey Bulletin 2004, 168 p.

Bonnemaison, M. y E. Marcoux, 1987. Les zones de cisaillement auriferes du socle hercynien francais. Chronique de la Recherche Miniere, 488:29-42.

Cox, D. P. y D. A. Singer, eds., 1986. Mineral Deposit Models. United States Geological Survey, Bulletin 1693, 379 p.

du Bray, E. A., de., 1995: Preliminary Compilation of Descriptive Geoenvironmental Mineral Deposit Models. United States Geological Survey, Open-File Report 95-831, 272 p.

Eckstrand, O. R., de., 1984. Canadian Mineral Deposit Types: A Geological Synopsis. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 36, 86 p.

Eckstrand, O. R., W. D. Sinclair y R. I. Thorpe, eds., 1995. Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Geological Survey of Canada, Geology of Canada N? 8, 640 p.

Hodgson, C. J., 1993. Uses (and Abuses) of Ore Deposit Models in Mineral Exploration. Geoscience Canada, Reprint Series 6:1-11.

Kirkham, R. V., W. D. Sinclair, R. I. Thorpe y J. M. Duke, eds., 1993. Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40. 770 p.

Lefebure, D. V. y T. Hoy, 1996. Selected Bristish Columbia Mineral Depost Profiles: Volume 2, Metallic Deposits. British Columbia Geological Survey Branch, Open file 1996-13

Lefebure, D. V. y G. E. Ray, 1995. Selected British Columbia Mineral Depost Profiles. Volume 1, Metallics and Coal. British Columbia Geological Survey Branch, Open file 1995-20

Orris, G. J., 1992. Industrial Mineral Deposit Models. Descriptive models for three lacustrine deposit types. United States Geological Survey Open-File Report 92-593, 14 p.

Orris, G. J. y J. D. Bliss, 1991. Some industrial mineral deposit models; descriptive deposit models. United States Geological Survey Open-File Report 91-11A, 73 p.

Orris, G. J. y J. D. Bliss, eds. 1992. Industrial Minerals Deposit Models: Grade and tonnage models. United States Geological Survey Open-File Report 92-437A, 84 p.

Roberts, R. G. y P. A. Sheahan, eds., 1988. Ore Deposit Models. Geoscience Canada Reprint Series 3, 200 p.

Shehan, P. A. y M. E. Cherry, 1993. Ore Deposit Models, Volume II: Geoscience Canada Reprint Series 6, 160 p.

Zappettini, E. O., M. Godeas y S. J. Segal, 1999. El mapa metalogenético de la República Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 105-106, Buenos Aires.



EL MAPA METALOGENÉTICO DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

Eduardo O. Zappettini[1], Marta Godeas[1] y Susana J. Segal[1]

El mapa Metalogenético de la República Argentina provee una síntesis geotectónica, de terrenos, datos de depósitos minerales, fajas metalogenéticas y dominios metálicos, producidos a escala 1:2.500.000.

Como marco para la interpretación del Mapa Metalogenético se resumieron en la primera parte de este libro las características principales de los modelos de depósitos tratados. Se incluyó también una suscinta descripción de los ambientes geotectónicos y su relación con los modelos de depósitos asociados y la evolución metalogénica regional.

Se puso énfasis en los modelos de depósitos conocidos en Argentina, así como a su vinculación con la evolución geotectónica del territorio. Se seleccionaron depósitos minerales suficientemente representativos como para caracterizar la presencia de un determinado modelo, asociado a un ambiente geológico, geográfico y geotectónico específico.

El nuevo mapa metalogenético de la República Argentina fue preparado durante 1997 y 1998 como parte del Programa C.1.b. Mapeo Geofísico y Recursos Minerales, del Subcopomponente C.1. Infraestructura Geológica, en el marco del Proyecto de Apoyo al Sector Minero Argentino (PASMA).

Fue realizado por la Dirección de Recursos Geológico-Mineros del Instituto de Geología y Recursos Minerales, dependiente del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), dirigido y elaborado por Eduardo Zappettini con la participación, en las diversas etapas de su preparación, de Marta Godeas y Susana Segal, con datos compilados por Raúl Cardó, Ramón Carrizo, Osvaldo Cravero, Georgina Ferro, Inés Korzeniewski, Héctor López, Carlos Lurgo, Hugo Mallimacci, Marcelo Márquez, Liliana Martínez, Mario Zubia y Eulogio Ramallo. Los consultores del Servicio Geológico de Canadá (GSC) y Watts, Griffis and McOuat Limited (WGM) colaboraron con el personal argentino en este proyecto. La primera selección de depósitos considerados en la elaboración del mapa surgió de los datos contenidos en la base MRDS preparada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) que, en parte, comprende información provista por el SEGEMAR.

La base conceptual para su ejecución fue definida a principios de 1997 cuando se decidió utilizar un mapa de terrenos tectonoestratigráficos como soporte de la información metalogenética cuya preparación estuvo a cargo de Víctor Ramos y Graciela Vujovich, del Laboratorio de Tectónica Andina del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Se organizó en agosto de 1997 un grupo de trabajo para desarrollar los conceptos y principios de preparación del mapa, constituido por Donald Sangster, Norman Page, David Frishman, Kenneth Dawson y Eduardo Zappettini. Se decidió utilizar el concepto de modelos de depósitos minerales para la clasificación de los yacimientos de Argentina, descartándose el empleo de sistemas puramente morfológicos o genéticos.

En enero de 1998 se preparó un listado preliminar de yacimientos de Argentina, que fue corregido, ampliado completado, hasta alcanzar un total de aproximadamente 500 depósitos, que caracterizan las diversas tipologías de yacimientos así como su representación en un mapa con una adecuada densidad de información.

A comienzos de 1998 se decidió producir el mapa en formato digital así como en copia papel. La base geotectónica fue digitalizada por Cinda Graubard, George Smith y Eric Johnson de Geomax Information.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR.*

En julio de 1998 el Grupo de Trabajo realizó una revisión del estado de ejecución del mapa. En el curso de la misma, la base geotectónica fue revisada y simplificada a los fines del mapa, los grupos de modelos de depósitos fueron definitivamente establecidos y se establecieron las principales fajas metalogenéticas, que posteriormente fueron digitalizadas. La publicación de la edición digital de la versión preliminar del mapa fue realizada en noviembre de 1998 y la revisión de la actual versión final impresa fue completada en el segundo semestre de 1999.

El Instituto de Geología y Recursos Minerales del SEGEMAR agradece a los consultores que contribuyeron en las diversas etapas de preparación del mapa y en particular a los miembros externos del Grupo de Trabajo, sobre todo a Donald Sangster y Norman page, quienes con sus conocimientos, experiencias y dedicación al proyecto dieron el fundamento intelectual para la elaboración del mapa.

En el curso de ejecución del proyecto se recibieron aportes de Alan Sangster, Coordinador del componente Metalogenia del Programa C.1.b. (PASMA) y de Andrej Panteleyev. En las diversas etapas se contó asimismo con las valiosas opiniones de Milka K. de Brodtkorb (Universidad de Buenos Aires y CONICET), Isidoro Schalamuk (Universidad Nacional de La Plata y CONICET) y Ricardo Sureda (Universidad Nacional de Salta y CONICET).

Gregory Fernette, de Watts, Griffis & McOuat, contribuyó significativamente a la realización de esta versión, coordinando efectivamente la actividad de los consultores extranjeros. Cinda Graubard, George Smith y Eric Johnson aportaron sustancialmente a la calidad del mapa con su experiencia y dedicación.

Koukharsky, M., M. C. Godeas y N. Pezzutti, 1999. Las áreas de alteración hidrotermal en Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 107-147, Buenos Aires.



LAS ÁREAS CON ALTERACIÓN HIDROTERMAL DE ARGENTINA

Magdalena Koukharsky[1], Marta C. Godeas[2] y Norma Pezzutti[2]

INTRODUCCIÓN

Se presenta una reseña de los tipos de alteración hidrotermal que alcanzan importante extensión areal en las diferentes unidades morfoestructurales de nuestro país. Para llevarla a cabo se ha revisado un gran número de trabajos publicados e inéditos correspondientes a las zonas que se han identificado en la tabla 1. Aunque probablemente no sean todas las áreas de alteración hidrotermal conocidas hasta el momento, las aquí consignadas conforman un conjunto lo suficientemente numeroso como para considerarlo representativo.

Se denomina alteración hidrotermal a las modificaciones mineralógicas, texturales y químicas que ocurren en rocas de un sector del interior de la corteza, como resultado de la circulación de soluciones acuosas calientes, siendo el volumen de estas últimas mayor que el que da lugar al metamorfismo regional considerado isoquímico. La presencia de un área con alteración hidrotermal implica la actividad, durante un cierto período de tiempo, de un sistema de circulación de fluidos hidrotermales que desde zonas profundas se encauzan hacia la superficie enfriándose, al tiempo que son reemplazados por nuevos volúmenes de soluciones calientes que, en otras porciones de la corteza, han descendido a las profundidades. El agente motor de este sistema es un empinado gradiente geotérmico, que suele estar asociado a intrusiones ígneas. En las distintas partes del sistema así establecido varían las condiciones físicas y químicas de las soluciones acuosas, que disolverán algunas sustancias y precipitarán otras. Se modifican consecuentemente la composición de las soluciones y también la de las rocas que atraviesan, adoptando el conjunto una disposición zonal.

El interés por el estudio de las zonas de alteración hidrotermal surge principalmente de su íntima relación con mineralizaciones diseminadas de metales de base y preciosos, sirviendo por ello como una importante herramienta para su interpretación y guía de prospección.

Las principales alteraciones hidrotermales vinculadas a los ambientes volcano-plutónicos y sus minerales más característicos son: potásica (feldespato potásico, biotita), fílica (sericita), arcillosa (caolinita, montmorillonita), arcillosa avanzada (caolinita, pirofilita y alunita) y propilítica (clorita, epidotos, calcita). Por lo general estos tipos de alteraciones se distribuyen, desde la zona mineralizada hacia las rocas frescas con la secuencia: alteración potásica -> alteración fílica -> alteración arcillosa (o arcillosa intermedia) -> alteración propilítica (Meyer y Hemley, 1967; Lowell y Guilbert, 1970). La alteración arcillosa avanzada ocurre en niveles poco profundos que alcanzaron temperaturas inusualmente altas. La silicificación suele ser particularmente importante en la zona fílica, aunque también puede aparecer en las restantes. No todas las zonas de alteración hidrotermal se forman al mismo tiempo; primero ocurren la potásica y la propilítica y después la fílica (Titley y Beane, 1981). En una misma área o yacimiento pueden haberse superpuesto diferentes episodios o pulsos de alteración hidrotermal, que a su vez pueden haber afectado a rocas preexistentes de distintas composiciones, lo que lleva a que la distribución y/o las asociaciones de minerales de alteración en cada yacimiento tengan sus propias características.

Los tipos de alteración hidrotermal han permitido clasificar a los yacimientos asociados como pórfiros cupríferos (Lowell y Guilbert, 1970), o como yacimientos epitermales

[1] *Universidad de Buenos Aires. CONICET.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

de alta o baja sulfuración (Heald *et al.*, 1987), según contengan las zonas clásicas, asociaciones hipogénicas con alunita o con adularia, respectivamente. A ellos se agregan los greisenes, los *skarns* calcáreos y magnesianos y otros tipos como albitización y feldespatización, que fueron reproducidos experimentalmente por Zaricov y Zaraisky (1991), demostrando fehacientemente que el fenómeno esencial es un ajuste del equilibrio entre la composición de soluciones circulantes y las rocas sólidas.

A continuación se resumen los episodios y los tipos de alteraciones hidrotermales que se han identificado en las diferentes unidades morfoestructurales del país.

En la figura 1 se ubicaron las áreas con alteración hidrotermal sintetizadas en la tabla 1, pero por razones de escala se consignó en el mapa sólo una parte de las mismas.

PUNA Y CORDILLERA ORIENTAL

En los ambientes geológicos de Puna y Cordillera Oriental hay manifestaciones de actividad hidrotermal que se asocian principalmente con episodios magmáticos del Paleozoico inferior, del Terciario y excepcionalmente del Cretácico.

Las del Paleozoico inferior suelen ser difíciles de reconocer como alteraciones por ser estratoligadas y alojarse en metasedimentitas con bajo grado metamórfico. Están representadas en la zona del yacimiento Aguilar, en depósitos que han sido interpretados como volcánicos exhalativos de Pb-Zn ubicados en niveles del Tremadociano hasta el Arenigiano, que a su vez están localizados en la aureola de contacto de un intrusivo cretácico (Sureda y Martín, 1990) y por niveles vetiformes estratoligados de cuarzo aurífero como los de Rinconada e Inca Huasi (Coira *et al.*, 1982; Schalamuk *et al.*, 1991; Segal *et al.*, 1997). Estas alteraciones, seguramente débiles, y/o silicificaciones importantes, se vinculan con episodios de volcanismo submarino ocurridos durante el Paleozoico inferior en una cuenca riftogénica (Mapa Metalogenético de la República Argentina, 1998). Los efectos del contacto entre rocas calcáreas paleozoicas con el cuerpo intrusivo del Cretácico dieron lugar a la formación de un skarn, cuya mineralogía y condiciones de formación fueron estudiadas por Brodtkorb *et al.* (1978) y por Gemmell *et al.* (1992).

El siguiente ciclo magmático con alteración hidrotermal asociada, hasta ahora documentado en la región, corresponde al Eoceno medio y fue reconocido solamente en la sierra de Taca Taca de la Puna occidental. Es una alteración del tipo pórfiro cuprífero a la que se asocia otra del tipo arcilloso avanzado, caracterizando condiciones epitermales de alta sulfuración, cuya alta temperatura se manifiesta en la presencia de zunyita (Rubinstein, 1997; Zappettini *et al.*, 1997).

Con distribución más amplia, aunque escasamente representadas, aparecen otras alteraciones del tipo pórfiro cuprífero, en algunos casos dominantemente potásicas con mineralizaciones relativemente simples de Cu-Mo asociadas a cuerpos subvolcánicos de la Puna y de la Cordillera Oriental (Inca Viejo, Pancho Arias), cuyas edades corresponden al Oligoceno-Mioceno inferior (18-15 Ma).

Un conjunto de cuerpos dacíticos del Mioceno medio (11,6-13 Ma) representan un evento diferente de alteración y mineralización en la Puna norte (Chinchillas, Pan de Azúcar, Cerro Redondo). Según Coira y Brodtkorb (1995) en ellos predominan alteraciones correspondientes a sistemas hidrotermales de baja sulfuración con zonas de fuerte alteración arcillosa intermedia, moderada alteración fílica y silicificación con adularia en sectores brechados. Sus minerales opacos conforman asociaciones de metales de base y preciosos.

Los volcanes disectados del Mioceno superior de la Puna suelen alojar zonas con alteración dominantemente arcillosa intermedia y silificación, que se destacan por sus colores claros. Entre ellos El Quevar, descripto por Sillitoe (1975), llevó a relacionar estas alteraciones con los estadios finales de la actividad volcánica, considerándolo un ejemplo típico de la porción superficial (epitermal) de un sistema hidrotermal mayor. La presencia de alteraciones arcillosas avanzadas con alunita permiten identificar sistemas epitermales de alta sulfuración en los complejos de Antofalla y El Quevar (Bartoloni, 1992; Peralta, 1975), acompañados por mineralizaciones en vena y *stockworks* de metales de base, con metales preciosos en los niveles superiores y con sulfosales de Sb en el segundo caso. El cuerpo subvolcánico de Polvorillas-Concordia, con su mineralización filoniana de Pb, Ag y Zn y sulfosales asociadas, pueden pertenecer a este ciclo o al del Mioceno medio. Con los niveles más altos de estos sistemas, o con sus episodios finales se vincularían algunas manifestaciones epitermales con oro, como las de Diablillos y de Organullo. En la Puna norte, Coira y Brodtkorb (1995) reconocieron alteraciones correspondientes a sistemas hidrotermales de baja sulfuración con intensa alteración arcillosa y silicificación, además de adularia y cloritas escasas en volcanes del Mioceno superior (Salle), con mineralización polimetálica con Au-Ag. En el volcán Rachaite afloran los niveles más altos de estas alteraciones, caracterizados por sínteres silíceos.

Según Heald *et al.* (1987), la presencia de sistemas de alta y baja sulfuración con edades semejantes, ambos tipos relacionados con ambientes de convergencia de placas, pone de manifiesto sus diferentes localizaciones con respecto a los centros volcánicos que les dan origen. Los primeros se alojan en los núcleos de los volcanes y los segundos lejos de ellos, bajo un régimen de flujo lateral que modifica la composición de los fluidos.

Según el Mapa Metalogenético de la República Argentina (1998), la génesis de los depósitos mencionados del Paleozoico inferior estaría vinculada a un probable ambiente tectónico de margen pasivo y las alteraciones del Terciario con el Arco Magmático Andino. El skarn de la zona de Aguilar se relaciona con el magmatismo asociado al rift cretácico (Galliski y Viramonte, 1988).

SIERRAS PAMPEANAS Y SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES

En el ambiente de Sierras Pampeanas se han identificado áreas con alteración hidrotermal a las que se atribuyen edades del Paleozoico inferior, del Paleozoico superior y del Terciario.

Entre las asignadas al Paleozoico mas bajo se destacan, por su extensión e intensidad de alteración, las que Lira *et al.* (1997, 1995) describieron en el norte de la provincia de Córdoba. En ellas se reconocieron los tipos comúnmente asociados a los pórfiros cupríferos, lo que está avalado por su asociación con sulfuros de cobre y molibdeno. Los autores mencionados los vincularon con episodios magmáticos isotópicamente datados como anteriores al Ordovícico inferior y los relacionaron con un arco magmático en tal período que vincularon con el ciclo brasiliano. Según el Mapa Metalogenético de la República Argentina (1998), se relacionaría con un magmatismo post colisional posterior a la sutura de los terrenos de Pampia y Río de la Plata. Al mismo ciclo pertenecerían las alteraciones portadoras de oro de Oncán (Martos *et al.*, 1994) y otras zonas menos claramente caracterizadas de la provincia de Santiago del Estero (Cabrera *et al.*, 1993).

En el sector sudoccidental de las Sierras Pampeanas, Malvicini y Brogioni (1992, 1994) han estudiado en la provincia de San Luis intensas alteraciones de tipo propilítica y silícea asociadas a mineralizaciones vetiformes con sulfuros de Cu y Ni y platínidos con Cr, Co y Au, vinculadas con rocas máficas y ultramáficas, cumulares, toleíticas, del Proterozoico superior (Mapa Metalogenético de la República Argentina, 1998). El hidrotermalismo y la concentración de los elementos citados estarían asociados a las últimas etapas de un metamorfismo dinámico ocurrido probablemente durante el Ordovícico. Malvicini y Brogioni (1994) vincularon este episodio con la orogenia famatiniana.

También en la provincia de San Luis, Fernández *et al.* (1994) describieron cuarcitas espessartíticas *(coticules*) interpretadas como depósitos exhalativos distales que habrían estado afectados por fluidos hidrotermales con anterioridad al episodio de metamorfismo regional. Estarían asociados con rocas volcánicas a las que por correlación se atribuye edad del Ordovícico.

Las áreas alteradas del Paleozoico superior se localizan, con diferentes características, en el nordeste de San Luis, en el este de San Juan, en el nordeste de La Rioja y en el centro-oeste de Catamarca. En la primera región señalada existen fuertes alteraciones fílica y propilítica, silicificación y turmalinización que se asocian a las vetas polimetálicas de Las Aguaditas, relacionadas con granitos de epizona, a las que se asigna edad del Carbonífero inferior (Ulacco, 1992, Malvicini *et al.*, 1991). En San Juan se destaca la zona de Cerro Blanco (Marayes) donde se han descripto alteraciones fílicas, arcillosas y propilíticas con silicificación y diseminación de pirita, a las que se vinculan anomalías de Cu, Mo, Au y Ag y vetas polimetálicas, asociadas con pórfiros riolíticos y dacíticos con edades K/Ar del Permotriásico (Cardó y Pérez, 1995). Estas manifestaciones, meso y epitermales, conjuntamente con otras de tipo pórfiro cuprífero de los ambientes de Precordillera y Cordillera Frontal, se relacionarían con la presencia de un arco magmático evolucionado localizado en el oeste de nuestro país, o bien con secuencias riolíticas post orogénicas a anorogénicas posteriores a la fase San Rafael.

En La Rioja y en Catamarca existen manifestaciones de greisenes con Sn, U o W asociados, a los que suelen asignarse edades neopaleozoicas que se relacionarían con los granitos post colisionales que sucedieron a la fase orogénica San Rafael (Mapa Metalogenético de la República Argentina, 1998).

Como se deduce de la tabla 1, las áreas con alteraciones más notables por sus intensidades y extensión en el ambiente de las Sierras Pampeanas tienen edades del Terciario superior y se han reconocido a lo largo de su borde occidental. En la provincia de Catamarca se han preservado, con sus distribuciones zonales, alteraciones típicas de pórfiros cupríferos (núcleo potásico, borde fílico y anillo externo propilítico), asociados con cuerpos de rocas andesíticas y dacíticas; de ellos el mejor ejemplo lo constituye el Bajo de La Alumbrera, parte del cual ya es un yacimiento de cobre y oro en producción. En la misma región se han reconocido áreas con alteraciones epitermales de alta sulfuración asociadas con pórfiros dacíticos y riolíticos, cuyas paragénesis en algunos casos reflejan temperaturas especialmente altas (zunyita, topacio). En ellos la mineralogía suele ser compleja, habiéndose identificado 103 especies minerales en Capillitas (Márquez Zavalía, 1990). En el depósito de Agua Rica la superposición parcial de una zona epitermal de alta sulfuración a un pórfiro cuprífero pone de manifiesto la vinculación y la secuencia de ambos tipos de alteraciones. Las edades K/Ar y Ar/Ar que se suponen relacionadas con la alteración en este conjunto de áreas de la provincia de Catamarca abarcan el lapso comprendido entre 8,7 ± 0,4 Ma y 5,1 ± 0,04 Ma, correspondiendo las más recientes a los yacimientos epitermales.

Sruoga *et al.* (1996) y Urbina *et al.* (1997) describieron en La Carolina (San Luis) alteraciones intensas, comparables a las de los pórfiros cupríferos y un área epitermal de baja sulfuración, con edades K/Ar algo mayores, 9,5 ± 0,5 y 7,5 hasta 7,3 ± 0,4 millones de años. Márquez Zavalía y Galliski (1994) agregaron una nueva área epitermal de baja sulfuración a esta región.

En la provincia de Córdoba, Martos *et al.* (1994) mencionaron alteración epitermal de moderada intensidad con anomalías de Au, vinculadas a los volcanes de la Pampa de Pocho. La edad de la alteración sería semejante a la de las rocas volcánicas, comprendida entre los 7,9 y 4,5 Ma (Kay y Gordillo, 1994).

Todos estos episodios de alteración hidrotermal del Terciario se relacionan con el magmatismo del arco volcánico andino que, en las latitudes del norte de San Luis y sur

de Córdoba, se extendió hacia el este como consecuencia de la horizontalización de la placa subductada (Kay *et al.*, 1991).

TANDILIA

Las menciones de áreas con alteración hidrotermal en el ambiente de Tandilia se deben a Dristas y Frisicale (1983, 1984) y Frisicale y Dristas (1996), quienes detectaron tales fenómenos como origen de yacimientos de pirofilita de la zona de Barker, en niveles de la Formación La Tinta (Paleozoico inferior). De acuerdo con la mineralogía consignada, que también incluye diásporo, corresponden a sectores con alteración arcillosa avanzada, en algunos casos con núcleos silicificados rodeados por alteración arcillosa intermedia con esmectitas, sericita, caolinita, feldespato secundario y cuarzo. En la bibliografía consultada no se citan minerales opacos hipogénicos relacionados con tal alteración, pero se reconocieron venillas de goethita. El origen de estas paragénesis es controvertido y otros autores, como Schalamuk *et al.* (1991), asociaron los yacimientos de pirofilita con procesos de laterización del basamento, en ambientes que pudieron existir entre el Precámbrico y el Cámbrico.

Según el Mapa Metalogenético de la República Argentina (1998) el ambiente tectónico de la región durante el Paleozoico inferior es de margen pasivo.

SISTEMA DEL FAMATINA

En la sierra de Famatina existe un importante distrito caracterizado por la alteración hidrotermal que afecta a metapelitas del Paleozoico inferior y a pórfiros dacíticos, con los cuales se la ha vinculado. Se han reconocido los tipos clásicos de los pórfiros cupríferos: potásica y fílica con los minerales opacos que la caracterizan. A ellos se sobreponen parcialmente otras zonas arcillosas avanzadas vinculadas a sistemas epitermales de alta sulfuración, con pirofilita, alunita, diásporo y zunyita, a las que se asocia una mineralización polimetálica (Losada Calderón y Mc Phail, 1996). Anhidrita y baritina son otros tipos de alteraciones, que asemejan a este distrito con las zonas localizadas más al norte, del ambiente de Sierras Pampeanas, como el Bajo de La Alumbrera (anhidrita) y Cerro Atajo (baritina), todas ellas vinculadas al Arco Volcánico Neógeno. Los autores antes mencionados han reconocido varias etapas de alteración-mineralización y determinaron en el límite Mioceno-Plioceno la edad de las rocas ígneas relacionadas con las alteraciones. Es probable que al mismo ciclo pertenezcan las áreas de Cosme y Chuschín, descriptas por Márquez Vieyra (1983), caracterizadas por la intensidad de su alteración arcillosa avanzada, con pirofilita, diásporo y andalucita y sólo escasa pirita como mineral opaco, en el extremo suroeste de la sierra de Famatina.

Las áreas de alteración reconocidas se relacionan con el magmatismo de arco terciario.

PRECORDILLERA

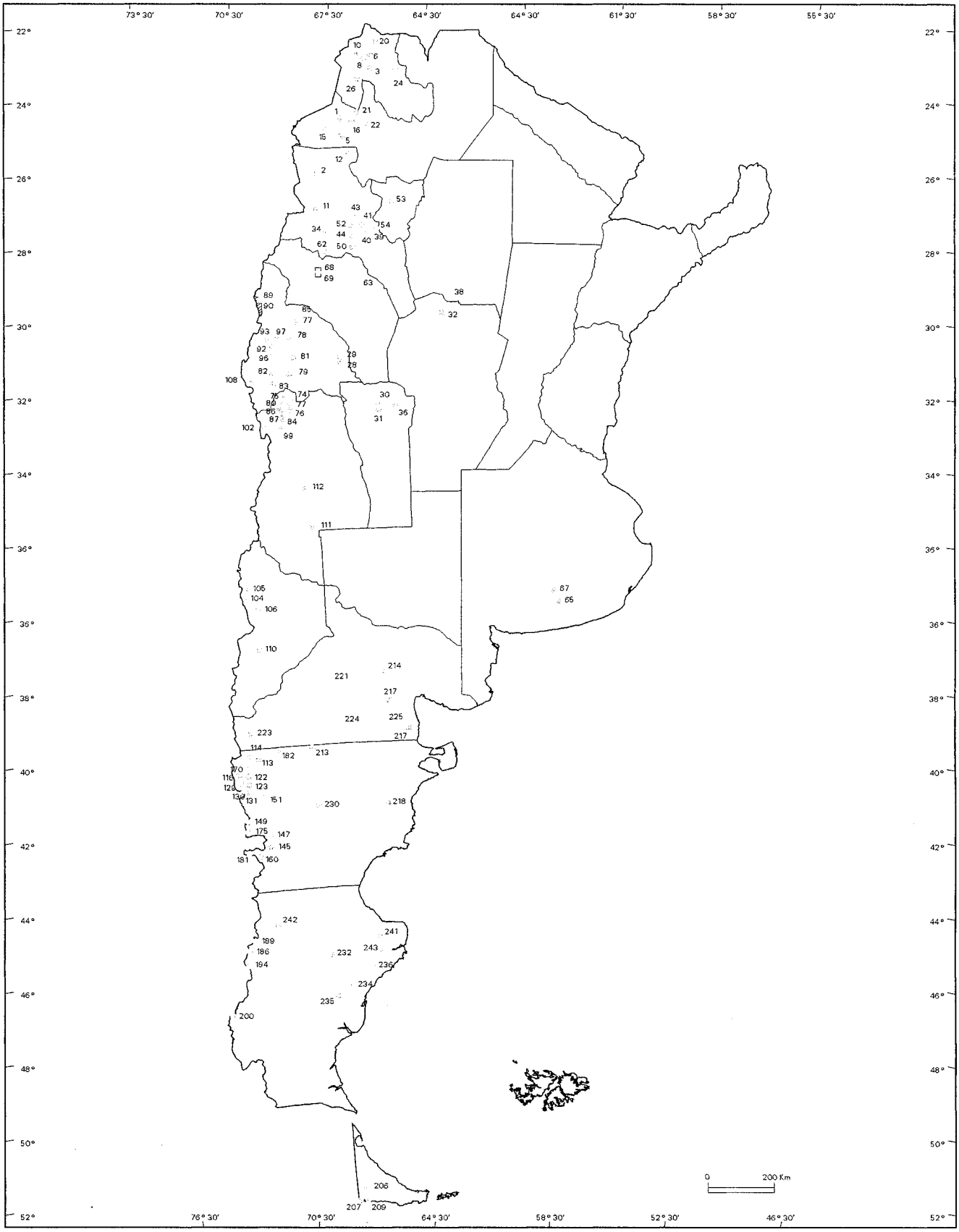
En la Precordillera se han descripto áreas con alteración hidrotermal dispersas cerca del borde occidental y en sectores de la región oriental. De acuerdo con las dataciones isotópicas conocidas, las primeras tienen edades del Paleozoico superior y las segundas del Terciario, como ya fuera observado por Sillitoe (1977, 1988).

Las alteraciones del Paleozoico superior suelen presentar los tipos comunes hallados en los pórfiros cupríferos (Rubinstein, 1992; Belvideri y Rossa, 1994), correspondientes a diferentes profundidades de erosión y se relacionan con cuerpos subvolcánicos de composiciones intermedias y ácidas. Un caso especial parece ser la alteración hidrotermal débil que podría asimilarse a los tipos potásica, fílica, propilítica y silícea que afecta a un gabro en la zona de Cacheuta, cercano al borde occidental de la Precordillera, en relación con los niveles superiores de un intrusivo granítico (Remesal *et al.*, 1994).

Entre las zonas que han sido asignadas al Terciario se encuentran los tipos característicos de los pórfiros cupríferos (Paramillos Norte y Sur según Navarro, 1968 y Romani, 1968), epitermales de alta sulfuración de temperaturas relativamente bajas (alunita y sericita en Oro del Sur según el Centro de Exploración Mendoza, 1993) y de baja sulfuración (San Benicio según Fusari *et al.*, 1991). Las rocas magmáticas asociadas a las alteraciones han sido clasificadas como dacitas, traquiandesitas ("lacitas"), riolitas, tonalitas, dioritas y monzonitas, generalmente sobre la base de la naturaleza de sus fenocristales y textura. En el sudeste de Paramillos Norte (Mendoza) afloran brechas magmáticas con clastos de composiciones variadas que llegan a ser gabros, englobados en una monzonita fina, lo que fue interpretado como evidencia de un importante fraccionamiento en la historia de la evolución del magmatismo asociado a la alteración terciaria (Koukharsky, 1997). Rocas aparentemente similares afloran en el este y sudeste de Guachi (San Juan); son gabros y brechas magmáticas que contienen fragmentos de gabros en matriz tonalítica que cuentan con una datación K/Ar de 112,5 ± 10 Ma asignándole una edad preterciaria (Simon, 1985; Linares, 1977, determinación de 1972-1974, corregida según Linares, 1977). Este valor sugiere una historia compleja, siendo probable que el magmatismo del Terciario haya removido rocas magmáticas previas.

Las edades isotópicas obtenidas en las rocas alteradas y en los intrusivos frescos relacionados con la alteración corresponden en su mayor parte al Mioceno (entre 13 ± 2 Ma y 17,8 ± 0,9 Ma). En el distrito Gualcamayo (provincia de San Juan) se determinó en un intrusivo una edad que podría alcanzar el Plioceno (5,6 ± 2 Ma) y en la zona de Guachi existe una amplia dispersión de los valores isotópicos, cuya relación con las alteraciones hidrotermales aún no ha sido dilucidada.

En el ambiente geológico considerado, la coexistencia de extensos afloramientos de calizas y de cuerpos intrusivos con alteración y mineralización de metales base y pre-



Figuras 1. Ubicación de áreas con alteración hidrotermal (ver tabla 1).

ciosos dieron lugar a skarns y es posible que también existan mineralizaciones del tipo Carlin. Endo y/o exoskarns han sido citados en Gualilán (Angelelli, 1984), Gualcamayo (Angelelli, 1950; Simon *et al.*, 1997) y Cerro Blanco (Tello y Castro, 1992). La intensa escapolitización reconocida en una traquiandesita ("andelacita") del área de Paramillos Norte mencionada por Navarro (1968) indica la presencia de endoskarns.

Las notables semejanzas entre las alteraciones hidrotermales con sus mineralizaciones asociadas del Paleozoico superior y del Terciario indican similares ambientes geotectónicos, los que se vinculan con arcos volcánicos en esta región, destacándose que las del Paleozoico están localizadas al oeste de las del Terciario.

CORDILLERA FRONTAL

En la Cordillera Frontal se han reconocido áreas con alteración hidrotermal relacionadas con los ciclos volcánicos asociados a los arcos magmáticos del Paleozoico superior y del Terciario. Gran parte de las primeras, alojadas en las secciones media y sur de esta unidad, se correlacionan con las de Precordillera, constituyendo la extensión occidental y meridional de la faja de pórfiros cupríferos definida por Sillitoe (1977, 1988), en tanto que las segundas, que ocupan el extremo norte, suelen pertenecer a sistemas de alta sulfuración, con temperaturas relativamente elevadas y probablemente cercanas a centros efusivos.

Al ciclo del Paleozoico superior pertenecen las alteraciones tipo pórfiro cuprífero (potásica, fílica y propilítica, en muchos casos con turmalina), generalmente asociadas a apófisis graníticas, entre las cuales San Jorge fue datada isotópicamente con valores de 275 ± 4 Ma y 309 ± 9 Ma (Sillitoe, 1977; Cortés *et al.*, 1997). Con ella fue correlacionada Yalguaraz Central (Müller Kahle, 1968). Santa Clara también fue asignada a este ciclo (Zanettini y Carotti, 1993), así como el *greisen* con molibdenita y berilo de Chita (Sato, 1987). La presencia de skarns, quizá de escaso desarrollo, puede sospecharse en el subsuelo de Yalguaraz Central, por la mención de una paragénesis con escapolita y un mineral traslúcido de hábito esferulítico (wollastonita?), con carbonatos (probable siderita) como cemento en una brecha con clastos de sulfuros (Müller Kahle, 1968). Es posible que en la faja de rumbo norte-sur que incluye las zonas alteradas de quebrada de Chita, La Fragüita, quebrada del Chorrillo, Tocota y San Francisco se superpongan eventos tipo pórfiro cuprífero del Paleozoico superior con importante participación de turmalina y alteraciones epitermales del Terciario.

En el norte de la provincia de San Juan se encuentra la región del valle del Cura, en la cual existen áreas con intensa alteración arcillosa avanzada que pueden correlacionarse con otras aflorantes en territorio chileno, en donde cuentan con dataciones isotópicas que las asignaron al ciclo terciario (9 a 11 Ma). Estas manifestaciones de alteración reaparecen hacia el norte en la provincia de La Rioja (proyecto Alta Cordillera) y hacia el sur; es posible que tengan una edad semejante las alteraciones epitermales asociadas a anomalías de oro y plata de la ya mencionada faja norte-sur que se extiende desde la quebrada de Chita (en la que Lara *et al.*, 1993a han descripto adularia) y San Francisco de los Andes.

Las áreas de alteración hidrotermal del Paleozoico superior y del Terciario se relacionan con los arcos volcánicos gondwánico y andino respectivamente.

CORDILLERA PRINCIPAL Y CUENCA NEUQUINA

En Cordillera Principal y Cuenca Neuquina se han detectado áreas con alteración hidrotermal asociadas a cuerpos intrusivos, con edades que abarcan desde el Pérmico hasta el presente. La más antigua, datada isotópicamente como perteneciente al Pérmico y relacionada con un ambiente de subducción (Sillitoe, 1988), parece ser La Voluntad, que, aunque de poca intensidad, presenta la típica zonación de los pórfiros cupríferos: un núcleo de alteración potásica rodeado por alteración fílica (Garrido y Domínguez, 1992). Otras alteraciones que podrían pertenecer al ciclo permotriásico son la silicificación de Punta de Vacas y la alteración arcillosa de Arroyo del Tigre (Ramos, 1996). Las alteraciones de La Voluntad se asociarían a un ambiente de arco magmático, en tanto que las restantes podrían estar vinculadas con la etapa de distensión que sucedió a la fase orogénica San Rafael.

A un ciclo del Cretácico tardío-Paleoceno, según las determinaciones isotópicas, se adjudican las extensas áreas con alteraciones tipo pórfiro cuprífero de Campana Mahuida y Los Maitenes-El Salvaje, que se vinculan al Arco Magmático Andino. La participación de calizas entre las rocas de caja de estos pórfiros da lugar a la formación de skarns.

Dentro del Mioceno parecen identificarse dos episodios de alteración hidrotermal asociada a pórfiros cupríferos en el ambiente del Arco Magmático Andino del Neógeno. Uno sería del Mioceno inferior, representado por El Pachón, y el otro del Mioceno superior, ejemplificado por Río de las Vacas.

En el campo geotérmico de Copahue existen alteraciones arcillosas y arcillosas avanzadas, relacionadas con el ambiente de subducción andino, que en edad alcanzan el tiempo presente.

SANRAFAELINO-PAMPEANA

Las zonas de alteración que se han reconocido en esta unidad geológica han sido atribuidas al Pérmico. Entre ellas se destaca por su extensión e intensidad la del distrito El Nevado, en donde están representadas las zonas clásicas de los pórfiros cupríferos que se relacionarían con el Arco Magmático del Paleozoico superior. Alteración hidrotermal probablemente menos intensa, pero de

importante extensión, acompaña la mineralización de uranio de los yacimientos localizados al oeste de San Rafael. Esta mineralización de U ha sido interpretada como representando depósitos distales relacionados con el volcanismo ácido de ambiente extensional posterior a la fase orogénica San Rafael (Mapa Metalogenético de la República Argentina, 1998).

CORDILLERAS PATAGÓNICA Y FUEGUINA

En esta extensa región, de aproximadamente 1.200 km de largo, la mayoría de las áreas con alteración hidrotermal aún son poco conocidas. Frecuentemente consisten en anomalías de color identificadas por métodos indirectos, las que de acuerdo con los antecedentes disponibles, estarían vinculadas con procesos hidrotermales (Márquez *et al.*, 1994a; Márquez, 1988).

En la provincia del Chubut, los autores citados mencionan entre ellas Cerro Riscoso, Alto del Dedal, Cordón Situación, Cordón Esquel, Techado Blanco, El Encanto, Pirámide Sur, Laguna Súnica, Valle Hondo, Cerro Riñón, Cerros Colorados, Cordillera del Gato, Cerro Pedregoso, Arroyo Ñirihuao, Cerro Katterfeld, Cerro Pilqui, Dos Picos, Cerro Puntiagudo, La Montaña, La Cordillerana, Cerro Steffen, Arroyo Huemul, Cerro Apeleg, Veranada Astorga, Arroyo Perdido y Cerro Mineral. En Santa Cruz se destacan Ap Iwan, Cerro Arido, Cerro Yole, Nueva Frontera, Cerro Colorado y Lago Viedma. En cuanto a la provincia de Tierra del Fuego, han sido consideradas Río de los Castores, Valle de Carbajal, Valle de Larsiparsahk, Monte Olivia, Río Túnel y Cerro Quintana.

Gran parte de las edades atribuidas a las áreas con alteración hidrotermal se concentra en el lapso Cretácico-Terciario (Márquez *et al.*, 1994a), edades que se corresponden con las de manifestaciones de la actividad volcánica y subvolcánica de la región vinculadas al magmatismo de arco relacionado con la subducción de la placa Pacífica. Al respecto, Giacosa *et al.* (1988) definieron dos eventos de alteración-mineralización. El más reciente acontece en el Cretácico superior-Terciario inferior (Cordón Caquel, Márquez, 1986; Cerro Cuche, Pezzuchi y Takigawa, 1983; y otros, tabla 1). El más antiguo se produce en el Paleógeno (Cordón Situación, Arroyo Las Mentas y Cerros Colorados, Márquez *et al.*, 1987, Márquez y Giacosa, 1989, y otros, tabla 1).

Predominan las alteraciones principalmente silícea, arcillosa y propilítica, con menor participación de fílica, potásica, turmalínica y pirítica. En general los estudios son escasos o nulos, aunque en algunas áreas tales como Cerro Coihue, Condorcanqui, Arroyo Luque, Lago Fontana (La Ferrocarrilera), Cerro Cuche, El Gato y Estrella Gaucha se conocen en detalle las asociaciones de minerales de alteración.

Las mineralizaciones son del tipo diseminado, en vetas y en *stockworks*. La pirita es el mineral opaco más frecuente asociado a las alteraciones y también se encuentra afectando a las cajas de las vetas.

El cerro Coihue (Genini *et al.*, 1988; Giacosa *et al.*, 1988; Márquez *et al.*, 1988) muestra alteraciones moderadas de tipo arcilloso, fílica, silícea, turmalínica y propilítica que afecta a granitoides, presentándose la mineralización en vetas y diseminada.

El área Condorcanqui fue estudiada por Tabacchi (1953) y posteriormente más en detalle por Ametrano *et al.* (1979). Los autores citados en último término describieron alteración propilítica, silícea, fílica y arcillosa que afecta a volcaniclastitas del Cretácico superior, con mineralización cuprífera asociada en forma de venas, *stockwork* y diseminada.

Márquez (1986, 1989) mencionó en Arroyo Luque alteraciones intensas de tipo fílica, feldespática, propilítica y turmalínica en volcaniclastitas y granitoides del Cretácico superior, que acompañan a mineralización de cobre y molibdeno diseminada y en *stockwork*.

En Huemules (Viera, 1981b; Viera *et al.*, 1988; Naciones Unidas, 1983) existe una interesante mineralización de oro, plomo, cinc y cobre en vetas, brechas, diseminada y en *stockwork*, que se halla en volcaniclastitas terciarias y se asocia a alteraciones fuertes de tipo silícea, arcillosa y propilítica.

Domínguez (1981), Ramos (1981) y Zubia (1985a) citaron en el lago Fontana alteraciones silícea, propilítica y fílica que afectan a volcaniclastitas jurásico-cretácicas y se asocian a mineralización vetiforme de plomo, cinc y cobre.

Las áreas Huemules y Lago Fontana fueron incluidas por Giacosa *et al.* (1988) entre los yacimientos polimetálicos cordilleranos de edad jurásica media a superior. Sin embargo, en el Mapa Metalogenético de la República Argentina (1998) se incluye el área Lago Fontana entre los yacimientos polimetálicos del Cretácico, localmente asociados a cobres porfíricos.

En Cerro Cuche una fuerte alteración hidrotermal, con silicificación, propilitización (clorita+epidotos), feldespatización y turmalinización, han modificado notablemente las rocas de caja consistentes en volcaniclastitas y granitoides (Pezzuchi y Takigawa, 1983); la mineralización vetiforme y diseminada está constituida por pirita, molibdenita, galena, calcopirita, arsenopirita y plata. Las edades citadas por Pesce (1979) y por Toubes y Spikermann (1973) en granitoides permiten ubicarlos en el Cretácico superior.

En el área El Gato una asociación de alteración arcillosa, fílica y arcillosa avanzada (esta última con pirofilita, alunita y diásporo) afecta con intensidad fuerte a volcaniclastitas del Cretácico superior-Terciario (Ramos, 1981; Maiza, 1981), sin mineralización metálica. Al igual que en El Gato, en Estrella Gaucha se observa una asociación arcillosa avanzada, con el agregado de alteración silícea, arcillosa y propilítica, que afecta volcaniclastitas y sedimentitas (Hayase, 1971; Hayase *et al.*, 1971; Maiza, 1981); la edad de las rocas de caja es similar a la de El Gato, como así también la ausencia de mineralización metálica.

MACIZO NORPATAGÓNICO Y CHUBUT EXTRANDINO

En el sector norte de la región, se han mencionado áreas con alteración hidrotermal, con edades del Permotriásico, Triásico-Jurásico inferior, Jurásico y Terciario. En el sector sur, localizado en la provincia del Chubut, no está representado tal espectro y las edades atribuidas suelen ser del Jurásico.

El intervalo Paleozoico superior-Jurásico (Vallés, 1980; Malvicini y Vallés, 1984; Busteros *et al.*, 1998) está caracterizado por depósitos de filiación magmática de carácter polipulsante, entre los que se destacan mineralizaciones de Pb, Zn, Ag, W, Mn y F. La amplia mayoría de las mineralizaciones se asocia a la etapa hidrotermal que acompañó al volcanismo del Jurásico inferior a medio.

Asignado al Permotriásico, el yacimiento Gonzalito presenta mineralización de Pb-Zn con alteración en fajas; esta última afecta metamorfitas y diques ácidos y básicos e incluye los tipos fílica, arcillosa, propilítica y silícea (Bernabo *et al.*, 1984).

Del Triásico se destaca una mineralización de wolframio en venas y venillas emplazada en el *stock* granítico San Martín (Gómez y Aliotta, 1996). La alteración hidrotermal se produjo durante al menos tres estadios sucesivos: feldespatización potásica, albitización y greisenización, siendo el primero el más importante. Estas alteraciones-mineralizaciones podrían asociarse a ambientes de arco plutónico-volcánico.

En el Triásico-Jurásico inferior, y asociadas probablemente al ambiente volcánico extensional, hay vetas de Pb-Zn y Mn emplazadas en ignimbritas riolíticas (Virgen de Valvanera; Malvicini y Llambías, 1974; Vallés, 1980), con alteración fílica, arcillosa y carbonática en la caja; este mismo tipo de mineralización se presenta en esquistos, anfibolitas y andesitas en La Leona (Malvicini y Llambías, 1974; Vallés, 1978), en este caso con alteración fílica, silícea y clorítica. Malvicini y Llambías (1974) y Vallés (1980) mencionaron La Negrita, con mineralización vetiforme de pirita y alteración silícea, fílica, arcillosa intermedia y pirítica en caja de tobas riolíticas.

La mina Angela en la provincia del Chubut es un depósito vetiforme polimetálico emplazado en andesitas, andesitas brechosas, tobas y aglomerados ácidos, que presentan alteraciones fílica, propilítica, feldespática y arcillosa intermedia (Arizmendi *et al.*, 1996; Domínguez, 1981).

Márquez *et al.* (1988) estudiaron alteraciones arcillosa intermedia, propilítica (clorita+carbonato), silícea, potásica y ceolítica, con presencia de baritina, en el área Cerro Cóndor, relacionadas con vetas polimetálicas emplazadas en andesitas, dacitas y basaltos**.**

En ignimbritas riolíticas mesozoicas se ubican las vetas Eva Perón y Belcha, de Mn y Pb (Malvicini, 1974; Malvicini y Llambías, 1974), cuyas cajas muestran débiles alteraciones fílica, arcillosa intermedia y silícea. El depósito vetiforme de Mn Florentino Ameghino se emplazó en tobas riolíticas con alteraciones fílica, carbonática, arcillosa intermedia, silícea y pirítica (Malvicini y Llambías, 1974).

En el depósito Cañadón Bagual (Llambías, 1971 en Saulnier, 1975) hay vetas de Pb-Zn-Au cuya caja la constituyen andesitas y brechas andesíticas afectadas por alteraciones propilítica, arcillosa intermedia, fílica, silícea, feldespática y ceolítica.

El distrito fluorítico de Río Negro y Chubut incluye las áreas Valcheta, Los Menucos (Aliotta, 1985), Sierra Grande (Busteros *et al.*, 1998) y otros yacimientos como Grupo El Moro y Guanacote (Angelelli *et al.*, 1976), que se formaron entre el Jurásico medio-superior y el límite Cretácico-Terciario, probablemente vinculadas a la apertura del océano Atlántico. Se trata de vetas de fluorita epitermal con minerales de Pb y W emplazadas en riolitas, tobas, sedimentitas y areniscas tobáceas; en la caja se observan alteraciones fílica, silícea, arcillosa intermedia, feldespática y clorítica, acompañadas por albitización, ceolitización, hematitización y fluoritización. Hay evidencias de reemplazo metasomático en calizas. En Sierra Grande las vetas de fluorita se alojan en tobas e ignimbritas riolíticas y pórfiros graníticos.

El depósito de caolín Los Menucos fue asignado al Mesozoico (Domínguez y Maiza, 1984; Hayase *et al.*, 1971). Su extensión areal es importante, con alteraciones arcillosa intermedia y arcillosa avanzada, que afectaron a tobas riolíticas. Los minerales opacos asociados son blenda y pirita. De la misma edad sería el depósito de arcillas Pilcaniyeu (Domínguez y Maiza, 1984), producto de alteración arcillosa intermedia que reemplaza a tobas, conglomerados y brechas piroclásticas.

Las vetas de Mn y fluorita Abraham y Virgen de Pompeya (Malvicini y Llambías, 1974) se emplazaron en ignimbritas riolíticas y riolitas mesozoicas; la primera presenta alteraciones fílica y arcillosa intermedia, mientras que en la última la caja se alteró, además de las mencionadas, a sílice y carbonato.

En la provincia del Neuquén, merece señalarse el pórfiro cuprífero Aluminé, de edad poscretácica, en el que Vattuone *et al.* (1996) describieron alteraciones potásica, silícea, fílica, propilítica, arcillosa intermedia, turmalínica, fluorítica, prehnítica y actinolítica, y además topacio y andalucita. Tales alteraciones se asocian a vetas y diseminación de minerales de Cu y Zn, en una caja compuesta por monzodioritas, monzonitas cuarzosas, monzogranitos y metamorfitas.

Como alteración-mineralización terciaria se halla la veta María, portadora de Pb-Zn-Ag y emplazada en andesitas con alteración silícea y propilítica.

MACIZO DEL DESEADO

Las áreas con alteración hidrotermal de esta región, localizadas en la provincia de Santa Cruz, se han relacionado con el importante volcanismo asociado al ambiente de

rift con el que se inició la apertura del océano Atlántico, durante el Jurásico.

Entre ellas se destacan, por su extensión areal e importancia económica, los distritos Cerro Vanguardia y El Dorado-Monserrat. Son depósitos de baja sulfuración en los que existe mineralización de oro y plata que se presenta en vetas de cuarzo (Panza *et al.*, 1994a; Echevarría, 1995, 1997); estas vetas se alojan en ignimbritas riolíticas de la Formación Chon Aike en el caso de Cerro Vanguardia y en basaltos, andesitas y aglomerados de la Formación Bajo Pobre en el de El Dorado-Monserrat. Las alteraciones llamativas reconocidas son adularia, sericita, sílice, baritina, yeso y alunita, en general enmascaradas por la cubierta regolítica.

Otras áreas de interés con características similares a las mencionadas son Laguna Guadalosa (de Barrio y Panza, 1992), La Josefina (Echeveste *et al.*, 1995; Del Blanco *et al.*, 1994b) y Cerro Chato (Giacosa y Genini, 1995); el área denominada Manantial Espejo incluye basandesitas como rocas de caja afectadas por alteración silícea, propilítica, feldespática y arcillosa (Schalamuk *et al.*, 1994).

En Estancia La Pilarica Tessone *et al.* (1996b) describieron un área de 25 ha en la que existe un depósito epitermal del tipo hot spring emplazado en tobas de flujo. Se observan también brechas hidrotermales. La alteración presente es silícea, arcillosa y fílica.

Del Blanco *et al.* (1994a) estudiaron La Sarita, un área epitermal con alteración silícea, fílica y propilítica (clorita+epidoto) emplazada en ignimbritas riolíticas.

En las estancias Tres Hermanas y Dos Hermanos Márquez *et al.* (1994b) mencionaron un área de alteración silícea epitermal con mineralización de pirita, calcopirita y arsenopirita, con varios pulsos de mineralización de fluorita.

Viera (1976a y b) describió alteración en franjas delgadas de tipo sericítico-arcilloso en La Juanita, atribuida por Giacosa *et al.* (1988) al Triásico superior-Jurásico inferior.

Por último, cabe mencionar el área conocida como Bajo de La Leona, que ha sido estudiado por varios autores (entre ellos: Angelelli, 1942; Catalano, 1943; Sgrosso, 1944; Pagés, 1951b; Quiroga, 1965; Valania, 1966; Kejner, 1970; Genini *et al.*, 1973; Honnorez-Guerstein, 1971; Godeas y Fernández, 1982-1985; Godeas, 1985; Márquez, 1985b, 1992, 1994; Pankhurst *et al.*, 1993; Panza *et al.*, 1994b). Se trata de un depósito de Cu-Mo que es interpretado como la parte superior de un pórfiro cuprífero (Márquez y Godeas, este libro). Existen dos tipos de alteración hidrotermal relacionada con la mineralización: en vetas y diseminada. La primera consiste en una paragénesis cuarzo-sericita en la roca de caja granodiorítica en contacto con la mineralización, mientras que hacia la roca fresca domina la alteración arcillosa. La alteración asociada a la mineralización diseminada afecta a pórfiros granodioríticos y está representada por alteración potásica, a la que se sobreponen la fílica, arcillosa y propilítica. Pankhurst *et al.* (1993) dataron los granitoides con una isocrona Rb/Sr obteniendo un resultado de 202 ± 2 Ma, correspondiente al Jurásico inferior, que interpretaron como la edad de la intrusión. Las características petrológicas del magmatismo y los tipos de alteración asociados son comparables a los que se presentan en ambientes de arco plutónico-volcánicos.

ABREVIATURAS DE LA TABLA 1

Abreviaturas de minerales. Ac: acantita; Ag: plata; Aik: aikinita; Ando: andorita; Arg: argentita; Argy: argirodita; Ars: arsenopirita; Atm: antimonita; Au: oro; Bej: benjaminita; Ber: berthierita; Bet: betechthinita; Beu: beudantita; Bi: bismuto; Bis: bismutina; Bl: blenda; Blau: blenda aurífera; Bo: bornita; Boul: boulangerita; Bran: brannerita; Brn: bournonita; Bv: bravoíta; Cas: casiterita; Cc: calcosina; Cer: cerusita; Cerv: cervelleíta; Cnph: calcofanita; Coff: coffinita; Cp: calcopirita; Cr: cromita; Crip: criptomelano; Cub: cubanita; Cv: covelina; Cyl: cilindrita; Dela: delafossita; Dig: digenita; El: electrum; Emp: emplectita; En: enargita; Esc: escorodita; Espe: especularita; Fam: famatinita; Fiz: fizelyita; Frb: freibergita; Frn: frankeíta; Ga: galena; Garg: galena argentífera; Geo: geocronita; Gk: greenockita; Gol: goldfieldita; Gr: greigita; Gra: grafito; Hem: hematita; Ho: hollandita; Hub: huebnerita; Id: idaíta; Ilm: ilmenita; Ilv: ilvaíta; Jam: jamesonita; Leu: leucoxeno; Lftr: litioforita; Limau: limonitas auríferas; Lin: linneíta; Lu: luzonita; Mack: mackinawita; Mag: magnetita; Man: manganita; Manca: manganocalcita; Mar: marcasita; Mat: matildita; Mhm: maghemita; Mlm: melnikovita; Mn: manganeso; Mo: molibdenita; Neo: neodigenita; Part: paraatacamita; Pch: pechblenda; Pent: pentlandita; Pet: petzita; Pir: pirargirita; Pirol: pirolusita; Po: pirrotina; Pol: polibasita; Pro: proustita; Psi: psilomelano; Ptn: platinoideos; Py: pirita; Pyau: pirita aurífera; Rho: rodoestannita; Sar: sartorita; Sch: scheelita; Schi: schimerita; Sem: semseyita; Spn: titanita; St: estannita; Step: stephanita; Stn: stannoidita; Strom: stromeyerita; Syl: sylvanita; Te: teluro; Teal: tealita; Ten: tenorita; Tet: tetradimita; Tn: tennantita; Tod: todorokita; Ttr: tetraedrita; Urn: uraninita; Vio: violarita; Witt: wittichenita; Wt: wolframita; Wz: wurtzita; Zink: zinkenita

Las abreviaturas son las utilizadas en las fichas mina del capítulo Recursos Minerales de las Hojas Geológicas a escala 1: 250.000 producidas en el Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Mienrales.

Abreviaturas de alteraciones

A: arcillosa intermedia

AA: arcillosa avanzada

AA1: pirofilita; AA2: alunita; AA3; diásporo; AA4: zunyita; AA5: topacio; AA6: andalucita, corindón

Fi: fílica

K: potásica
K1: feldespato alcalino; K2: biotita
Otras: otras alteraciones: yeso, anhidrita, turmalina; etc.
P: propilítica
P1: clorita; P2: carbonato; P3: epidoto
S: silícea
Sin especificar la mineralogía de alteración:
K: potásica; P: propilítica
Intensidades de alteración: D: débil; M: moderada; F: fuerte

La tabla 1 fue realizada con datos propios y con los obtenidos de la bibliografía citada.

CONTENIDO DE LA TABLA 1

N°: indica el número del área de alteración en la tabla 1 y se corresponde con el número del área en la figura 1.

-Nombre: es el nombre del área con alteración hidrotermal.

-Alteraciones-Tipo: define qué tipo/s de alteración/es se encuentran en cada área. Por razones de espacio se crearon abreviaturas, las que son explicadas al final de las tablas.

-Alteraciones-Intensidad: consigna la intensidad de la/s alteración/es presente/s. Se utilizaron tres intensidades: débil, moderada y fuerte. Para esta columna por razones de espacio se crearon abreviaturas, al igual que en Tipo.

-Tipo de depósito: explica el tipo de depósito al que se asocia la alteración hidrotermal. Para las vetas, se consigna la alteración hidrotermal de las salbandas.

-Minerales opacos asociados: se describen los minerales opacos hipogénicos que se asocian a la alteración.

-Superficie: se refiere a la superficie que abarca el área alterada, con excepción de los depósitos vetiformes. En algunos casos se carece de este dato.

-Roca de caja: es la que ha sido afectada por el proceso de alteración hidrotermal.

-Edad y método: se trata de la edad de la alteración en millones de años y el método utilizado para su obtención. Se aclara en la columna Observaciones si las determinaciones se hicieron sobre roca total o sobre un mineral en especial o sobre roca ígnea sin alterar. En los casos en que se carece de edades precisas, se mencionan las edades asignadas por correlación al proceso de alteración hidrotermal.

-Observaciones: se describen todos aquellos datos que se consideran de interés adicional sobre el área de alteración: morfología del depósito, oxidación, supergénesis, en qué tipo de roca o mineral se realizó la datación, etc.

-Bibliografía: se citan los trabajos utilizados para la elaboración de este capítulo. Por razones de espacio se han utilizado números que se corresponden con los de la «Lista de trabajos citados en el texto» consignada al final del capítulo.

BIBLIOGRAFÍA

1 Agencia de Cooperación Internacional de Japón y Organización Minera Metálica de Japón, 1979. *Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales en la zona norte de la República Argentina* (Segundo año del proyecto trienal), 2: 78-126, inédito. Buenos Aires.

2 Agencia de Cooperación Internacional de Japón, 1981. Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales en la zona norte de la República Argentina. *Secretaría de Estado de Minería*, inédito. Buenos Aires.

3 Agencia de Cooperación Internacional de Japón, 1983. Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales en la zona Patagonia de la República Argentina (Segunda Etapa). *Secretaría de Estado de Minería*, inédito. Buenos Aires.

4 Alcántara, P., 1983. Guía de la Minería Argentina. *C.I.I.E,* 1: 270-324. Buenos Aires.

5 Alcántara, P. F., A. I. Faroux, J. C. Herrero y M. A. Zubia, 1984. Prospectos Mineros. *9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* III-4: 629-648. Buenos Aires.

6 Aliotta, G., 1985. Estudio genético de yacimientos de Río Negro y Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 40 (1-2): 69-82.

7 Ametrano, S. y H. Echeveste, 1996. La adularia del distrito aurífero Manantial Espejo, provincia de Santa Cruz, Argentina. Su interpretación metalogénica. En M. K. de Brodtkorb e I. A. Schalamuk (Eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5: 49-54. La Plata.

8 Ametrano, S., B. Coira, E. Donnari y N. Pezzutti, 1979. Mineralización de cobre asociada al plutonismo terciario en la zona de la mina Condorcanqui. Chubut. *Servicio Nacional Geológico Minero,* inédito. Buenos Aires.

9 Angelelli, V., 1936. Las minas de oro de Gualilán, provincia de San Juan. *Dirección de Minería y Geología, Publicación,* 113.

10 Angelelli, V., 1942. El yacimiento cuprífero de Tres Cerros, departamento Deseado, Santa Cruz. *Dirección de Minas y Geología*, inédito. Buenos Aires.

11 Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Revista,. Museo B. Rivadavia. Ciencias Geológicas,* 2. Buenos Aires.

12 Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires,* 1 y 2, 703 pág.

13 Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arrospide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales* 17: 62-64. Buenos Aires.

14 Argañaraz, R. A., J. E. Mancini y R. A. Sureda, 1982. El yacimiento La Concordia (Ag-Pb) en la provincia de Salta, Argentina: un proyecto privado de rehabilitación y explotación minera. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 5: 61-78. Buenos Aires.

15 Arizmendi, A., M. K. de Brodtkorb y H. J. Bernhardt, 1996. Paragénesis mineral de la mina Angela, Gastre, prov. del Chubut. En M. K. de Brodtkorb e I. A. Schalamuk (eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Reunión de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas, Instituto de Recursos Mienrales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación,* 5: 1-7. La Plata.

16 Arizmendi, A., M. Márquez, C. Parisi y M. K. de Brodtkorb, 1991. Mineralogía de los depósitos polimetálicos miocenos de la Cordillera Patagónica Austral, Santa Cruz. En Milka K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 2: 9-18. La Plata.

17 Avila, J. C., 1982. Estructura y mineralización del yacimiento de estaño Vil-Achay, provincia de Catamarca, Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 633-651. Buenos Aires.

18 Avila, J. C., 1988. Depósitos tungstíferos de las sierras de Fiambalá y Zapata, Catamarca. Definición de sus metalotectos. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1 237-250. Olavarría.

19 Bartoloni, M. R., 1992. Determinación de cuerpos de alteración hidrotermal en quebrada del Toro Grande, El Quevar-Puna Austral-Argentina. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 170-177. Huerta Grande.

20 Bassi, H. G. L., 1990. Evaluación geológico-minera del yacimiento polimetálico (Ag-Pb, Zn-Cu) Concordia, Salta. *11º Congreso Geológico Argentino,* 1: 394-397. San Juan.

21 Bassi, H. G. L., 1991. Evaluación geológico-minera del distrito aurocuprífero Cerro Atajo, Catamarca, Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 87-90. Viña del Mar.

22 Bassi, H. G. L., 1992. Evaluación geológico-minera del prospecto aurífero Antofalla Este, Antofagasta de la Sierra, Catamarca. *6º Congreso Nacional y 1 Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 178-181. Huerta Grande.

23 Beltramone, C., 1978. Informe preliminar Proyecto 04HA Lago Epuyén. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

24 Belvideri, I., 1994. Perspectivas de mineralización aurífera en brechas de la quebrada La Fragüita, borde oriental de Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 756-760. Concepción.

25 Belvideri, I. L. y N. T. Rossa, 1994. Mineralización asociada a los cuerpos subvolcánicos en la sierra de Tontal, San Juan, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 746-749. Concepción.

26 Bengochea, J. D., A. L. Bengochea y G. R. Mas, 1988. Inclusiones fluidas en el yacimiento de oro en calizas Hualilán. Provincia de San Juan. Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 251-267. Olavarría.

27 Bengochea, L., R. Lara y G. Mas, 1996. Kalinita y boyleita. Sulfatos secundarios del área Valle del Cura, San Juan. En M. K. de Brodtkorb e I. A. Schalamuk (Eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Reunión de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación* 5: 63-66. La Plata.

28 Bernabo, E. A., S. M. Calmels y M. Horak, 1984. *Yacimientos metalíferos. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* III-2: 583-610. Bariloche

29 Borelli, D., S. Segal, C. Puglisi y J. Pina, 1992. Características metalogénicas y evaluación económica de las manifestaciones auro-estanníferas «Antecristo», Provincia de San Juan, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 6-12. Huerta Grande.

30 Borelli, E., 1983. Hualilán. Exploración mina Sentazón (Plan San Juan). Oro y Plata en Argentina. *Cent. Inter. Inform. Empres*. 56-57.

31 Brito, J. R. y R. J. Sureda, 1992. Exploración del prospecto polimetálico Cerro Redondo, Rinconada, Jujuy, Argentina. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica,* 183-194. Huerta Grande.

32 Brodtkorb, M. A., J. J. Lanfranco y R. J. Sureda, 1978. Asociaciones minerales y litológicas del yacimiento Aguilar, provincia de Jujuy. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 33: 311-330.

33 Busteros, A., R. Giacosa, H. Lema y M. Zubia, 1998. Hoja Geológica 4166-IV Sierra Grande. *Servicio Geológico Minero Argentino*. En prensa.

34 Butrón, F., 1979. Informe preliminar mosaico 4972-III-B1B2B3. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

35 Butrón, F., 1983. Informe geológico preliminar. Cerro Steffen y nacientes del Río Nilson. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

36 Butrón, F., R. Viera y M. Zubia, 1983. Informe expeditivo sobre la revisión de manifestaciones molibdíferas del área Cushamen. *Secretaría de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

37 Cabrera, M., M. Omil Y J. C. Porto, 1993. Perfil geológico y áreas de alteración hidrotermal en la sierra de Ancaján, Santiago del Estero. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 211-215. Buenos Aires.

38 Caelles, J. C., A. H. Clark, E. Farrar, S. L. McBride y S. Quirt, 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in Farallón Negro-Capillitas District, Catamarca, Argentina. *Economic Geology,* 66 (6): 961-964.

39 Cangialosi, A., L. Olivares, B. Manzanares e I. Belvideri, 1994. Perspectivas de mineralización aurífera en brechas de la quebrada de La Fragüita, borde oriental de Cordillera Frontal. San Juan, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 756-760. Concepción.

40 Cárcamo, L., M. Gianfrancisco y J. C. Avila, 1992. Geología económica del Sistema de Macho Muerto, Dpto. Belén, Catamarca, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 16-22. Huerta Grande.

41 Cardó, R. y D. Martos, 1988. Veladero Sur. Manifestación epitermal aurífera. Valle del Cura, Dto. Iglesia-San Juan. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 2: 599-603. Olavarría.

42 Cardó, R. y L. Pérez, 1995. Síntesis de recursos metalíferos de la sierra de la Huerta, provincia de San Juan, Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 23-36. San Juan.

43 Cardó, R. y C. A. Rojo, 1988. Evaluación del yacimiento de oro «Hualilán Norte». Dpto. Ullum, provincia de San Juan. *Secretaría de Minería de la Nación. Centro de Exploración Minera San Juan, Informe,* 159, inédito. San Juan.

44 Castrillo, E., 1977. Informe geológico preliminar. Proyecto 04HC Trevelin. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

45 Catalano, L., 1943. Yacimientos de Cu y Mo de Deseado, Territorio Nacional de Santa Cruz. Minerales cupríferos de Tres Cerros. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

46 Catastro Minero de la provincia del Chubut (mapa y archivo), inédito. Rawson.

47 Centro Exploración Mendoza, 1993. Informe geológico-económico Proyecto Oro del Sur, Departamento Las Heras, Provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Minería,* inédito. Mendoza.

48 Chabert, M., 1984. Proyecto Santa Clara. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Carpeta 2135, inédito. Buenos Aires.

49 Chayle, W., B. L. Coira, M. Camacho y N. Solís, 1988. Manifestaciones minerales en Cerro Colorado. Dpto. Rinconada-Jujuy. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: A121-128. Olavarría.

50 Claudouhos, T., R. W. Allmendinger, B. Coira y E. Farrar, 1993. Late Cenozoic information in the Central Andes: Fault kinematics from the Northern Puna, Northwest Argentina and Southwest Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences:* 209-288.

51 Coira, B. L., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 3c-Abra Pampa, provincia de Jujuy. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 170. Buenos Aires.

52 Coira, B. L. y M. K. de Brodtkorb, 1995. Polymetallic mineralization associated with Cenozoic volcanism in Northern Puna, Argentina. *PACRIM'95:* 135-140.

53 Coira, B. y N. Pezzutti, H1976. Vulcanismo cenozoico en el ámbito de la Puna Catamarqueña. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 31 (1): 33-52.

54 Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentinaand Chile. *Earth Science Review,* 18: 303-332. Amsterdam.

55 Coira, B., A. Díaz, W. Chayle, A. Pérez y A. Ramírez, 1993. Chinchillas, un modelo de complejo volcánico dómico portador de depósitos de metales de base con Ag y Sn en Puna Jujeña. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 270-276. Buenos Aires.

56 Coira, B., W. Chayle, E. Barber, N. Solís, M. Brodtkorb, M. Camacho y A. Díaz, 1990. Paleosistema geotermal del Terciario superior y su mineralización de metales básicos (Pb, Zn, Ag). Rachaite. Jujuy. Argentina. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 299-302. San Juan.

57 Cortés, J. M., G. González Bonorino, M. Koukharsky, F. Pereyra y A. Brodtkorb, 1997. Memoria de la Hoja Geológica 3369-03. Yalguaraz. *SEGEMAR,* 164, inédito. Buenos Aires.

58 de Barrio, R. E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 189-198. Buenos Aires..

59 de Barrio, R. E. y J. L. Panza, 1992. Filones cuarcíferos del área de Laguna Guadalosa, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz, Argentina. Su potencialidad minera aurífera. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 529-531. Huerta Grande.

60 Del Blanco, M., L. Echavarría y M. Tessone, 1994a. Manifestaciones polimetálicas en la estancia «La Sarita», pcia. de Santa Cruz. En M. K. de Brodtkorb y I. B. Schalamuk (Eds.). *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 2 Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 3: 41-48. La Plata.

61 Del Blanco, M., L. Echavarría, H. Echeveste, R. Etcheverry, M. Tessone y R. Mondelo, 1994b. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 93-99. Buenos Aires.

62 Delpino, D., N. Pezzutti, M. Godeas, E. Donnari, M. Carullo y E. Núñez, 1993. Un cobre porfírico paleozoico superior en el centro volcánico San Pedro, distrito minero El Nevado, provincia de Mendoza, Argentina. *12º Congreso Internacional Carbónico-Pérmico, Comptes Rendus,* 1: 477-490. Buenos Aires.

63 Domínguez, E. A., 1981. Génesis y geoquímica de la mineralización de los yacimientos «Los Manantiales» y «Lago Fontana», provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 36 (2): 123-142.

64 Domínguez, E. y M. C. Gómez, 1988. El régimen hidrotermal de la veta de cuarzo aurífero «Erika», Andacollo, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 43 (1): 24-42.

65 Domínguez, E. A. y P. J. Maiza, 1984. Yacimientos no metalíferos y de rocas de aplicación. *9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* III (3): 611-628. Buenos Aires.

66 Domínguez, E., G. Aliotta, M. Garrido, J. C. Danieli, N. Ronconi, A. M. Casé y M. Palacios, 1984. «Los Maitenes-El Salvaje», un sistema hidrotermal de tipo porfírico. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 7: 443-458. Buenos Aires.

67 Dristas, J. A. y M. C. Frisicale, 1983. Presencia de alunita sódica y otras evidencias de alteración hidrotermal en el área ubicada al oeste de Barker, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 14 (1-2): 34-47.

68 Dristas, J. A. y M. C. Frisicale, 1984. Estudio de los yacimientos de arcillas del Cerro Reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 507-541. Buenos Aires.

69 Echevarría, L. E., 1995. Depósito epitermal cuarzo aurífero El Dorado-Monserrat, prov. de Santa Cruz. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 414-425. San Juan.

70 Echevarría, L. E., 1997. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 52 (4): 491-503.

71 Echeveste, H., L. Echevarría y M. Tessone, 1995. Prospecto aurífero «La Josefina», un sistema hidrotermal tipo hot spring, Santa Cruz. Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 223-233. San Juan.

72 Etcheverría, M. y M. Koukharsky, 1996. La alteración hidrotermal del Pórfiro Guayaos, provincia de Salta, Argentina. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *3º Jornadas de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5: 99-103. La Plata.

73 Etcheverría, M., M. Koukharsky y E. Rovere Adaniya. En prensa. Magmatismo mioceno inferior de la Puna: el Pórfiro traquidacítico de la sierra de Guayaos, provincia de Salta. Geología y petrología. *Asociación Geológica Argentina, Revista*.

74 Fernández, R. R., R. F. Brown y A. N. Lencinas, 1974. «Pachón». Un nuevo pórfido cuprífero argentino. Dto. Calingasta, prov. de San Juan. República Argentina. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 77-89. Buenos Aires.

75 Fernández, R. R., N. Pezzutti, M. K. de Brodtkorb y W. Paar, 1994. Cuarcitas spessartíticas (coticules) del yacimiento scheelítico La Higuera, provincia de San Luis. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 2º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 3: 89-100. La Plata.

76 Fernández Jalle, C., 1976. Informe de avance zona del Río Pico. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

77 Fogliata, A. S. y J. C. Avila, 1997. Manifestaciones minerales de la ladera occidental del Cerro Mazán, Provincia de La Rioja (República Argentina). *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 961-965. Antofagasta, Chile.

78 Frisicale, M. y J. Dristas, 1993. Alteración hidrotermal en el contacto entre el basamento y la secuencia sedimentaria, en el Cerrito de la Cruz, Tandilia. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 222-228. Buenos Aires.

79 Frisicale, M. C. y J. A. Dristas, 1996. Génesis de las arcillas de la sierra de La Tinta, Tandilia. *13º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 281. Buenos Aires.

80 Furque, G., 1983. Descripción geológica de la Hoja 19 c. Ciénaga de Gualilán. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 193.

81 Fusari, C., 1981. Evaluación de los Resultados de Análisis por Oro de los Testigos de Perforaciones del Yacimiento de Cobre Porfírico Paramillos Sur. *Secretaría de Minería,* inédito. Buenos Aires.

82 Fusari, C., O. Lapido y G. Kross, 1991. Mineralización de oro del área Cortaderas y San Benicio, departamento Las Heras, Mendoza. *Dirección Nacional de Minería. Centro de Exploración Mendoza,* inédito. Mendoza.

83 Galliski, M. A. y J. G. Viramonte, 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina; a petrologic approach. *Journal of South American Sciences,* 1 (4): 329-342.

84 García, H., 1970. Geología del yacimiento tipo pórfido cuprífero «Bajo Las Pampitas», departamento Belén, provincia de Catamarca, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 25 (3): 319-328.

85 García, H., 1971. Geología del pórfiro cuprífero Bajo de San Lucas, departamento Andalgalá, provincia de Catamarca, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 26 (3): 327-342.

86 Garrido, M. y E. Domínguez, 1992. Los fluidos hidrotermales en el yacimiento de cobre porfírico La Voluntad. Sus implicaciones en la metalogenia de los Andes Patagónicos. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1° Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 2: 121-136. La Plata.

87 Garrido, M. y E. Domínguez, 1997. Geología, alteración hidrotermal e inclusiones fluidas del yacimiento del tipo cobre porfídico La Voluntad, Provincia de Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile,* 24 (1): 91-108. Santiago.

88 Gemmel, J. B., H. Zantop y L. D. Meinert, 1992. Genesis of the Aguilar Zinc-Lead-Silver Deposit, Argentina: Contact Metasomatic vs. Sedimentary exhalative. *Economic Geology,* 87: 2085-2112.

89 Genini, A., 1974. Informe geológico preliminar 4772-III-B5/B6 Río Oro-Río Furioso. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

90 Genini, A., 1977a. Informe preliminar mosaico 4772-IV-A5-A6. Proyecto 19NG. Area Río Pinturas. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue*, inédito. Comodoro Rivadavia.

91 Genini, A., 1977b. Informe geológico preliminar Proyecto 19NC. Mosaico 4772-IV-A1. Santa Cruz. Secretaría de *Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

92 Genini, A., 1980. Informe de avance. Proyecto 04HA Epuyén. Cerro Dos Picos. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

93 Genini, A., 1981. Area de Reserva 45. Río Pinturas. Santa Cruz. *Servicio Minero Nacional. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

94 Genini, A., 1982. Informe geológico preliminar mosaico 4772-III-D4/5. Proyecto 19NC. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

95 Genini, A., 1985. Ficha Evaluación previa proyecto Cerro Vanguardia (Santa Cruz). *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

96 Genini, A., 1987. Informe geológico preliminar Proyecto Cerro Coihue. *Plan Patagonia Comahue. Secretaría de Estado de Minería,* inédito. Comodoro Rivadavia.

97 Genini, A., 1988. Proyecto Arroyo Cascada. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

98 Genini, A., 1989. Informe expeditivo Proyecto Arroyo Cascada. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

99 Genini, A. y F. Butrón, 1993. Parte de avance área de alteración Nueva Frontera. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Delegación regional Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

100 Genini, A. y M. Márquez, 1987. Cerro Colorado: área de alteración hidrotermal en la Cordillera Patagónica. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 175-178. Tucumán.

101 Genini, A. y C. Parisi, 1993. Parte de avance del área del Cerro Peñascudo. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Servicio Geológico Nacional. Delegación Regional Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

102 Genini, A. D., M. Grizinik y H. D. Pezzuchi, 1988. Geología y mineralización del sector suroriental del Cerro Coihue, provincia del Chubut. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: A85-A96. Olavarría.

103 Genini, A., R. L. N. Viera y R. Gallucci, 1973. Informe del Plan Piloto La Leona. *Subsecretaría de Minería, Plan Patagonia Comahue*, inédito. Comodoro Rivadavia.

104 Giacosa, R. y A. D. Genini, 1995. Cerro Chato: un nuevo prospecto epitermal vetiforme con oro-plata en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 431-434. San Juan.

105 Giacosa, R. E., M. M. Márquez y H. D. Pezzuchi, 1988. Actualización metalogénica de la región patagónica, al sur del paralelo de 42°00' Sur, República Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 3:* A1-A20. Olavarría.

106 Gianfrancisco, M., 1992. Mineralización de oro y plata en Agua Tapada-Santo Domingo-La Josefa-Catamarca-Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 64-71. Huerta Grande.

107 Gianfrancisco, M., J. C. Avila y R. R. Córdoba, 1992. Geología Económica del Sector Sur Oriental del Intrusivo de Alto de la Blenda, Dpto. Belén, Catamarca, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 58-63. Huerta Grande.

108 Godeas, M., 1973. Descripciones petrográficas. Area de Reserva N° 1. Diablillos. Sectores Agua de las Palomas, Cerro Blanco y Abra de Pedernales. *Plan NOA I Geológico Minero,* inédito. San Miguel de Tucumán.

109 Godeas, M., 1974-1976. Descripciones petrográficas de perforaciones del Bajo de La Alumbrera, Provincia de Catamarca. *Plan NOA I Geológico-Minero,* inédito. Tucumán.

110 Godeas, M. C., 1985. Geología del Bajo de La Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 40 (3-4): 262-277.

111 Godeas, M. C. y M. I. Fernández, 1982-1985. Descripciones petrográficas del Proyecto 19 NK La Leona, provincia de Santa Cruz. *Subsecretaría de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

112 Godeas, M. C. y S. J. Segal de Svetliza, 1980. Alteración hidrotermal y mineralización en el Bajo La Alumbrera, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 35 (3): 318-331.

113 Gómez, M. C. y G. Aliotta, 1996. La alteración feldespática en mina San Martín, provincia de Río Negro. En M. K. de Brodktorb e I. A. Schalamuk (eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación*, 5: 123-129. La Plata.

114 González, O. E., 1975. Geología y alteración en el cobre porfídico «Bajo de la Alumbrera, República Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas,* 2: 247-270. Buenos Aires.

115 González, O. E., 1988. Geología y prospección geoquímica detallada en el sector Cerro Blanco, salar Diablillos, provincia de Catamarca. *3º Congreso Nacional de Geología Económico, Actas,* 1: 23-38. Olavarría.

116 González, O. E. y M. E. Viruel de Ramírez, 1992. Geología de la mina Incahuasi, Dpto. Antofagasta de la Sierra, Catamarca. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 72-79. Huerta Grande.

117 González Amorín y H. Soto, 1960. La mineralización plumbo-cuprífera del valle del Río Oro y del lago Nansen. Santa Cruz. *Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

118 Haller, M., 1981. Estructura y mineralización en la Cordillera Patagónica. *Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Buenos Aires,* inédito. Buenos Aires.

119 Hayase, K., 1971. Informe sobre las minas de caolín, alunita y minerales metalíferos de la provincia del Chubut. *Universidad Nacional del Sur,* inédito. Bahía Blanca.

120 Hayase, K., 1981. Informe preliminar de la mina El Abuelo y sus alrededores. Departamento Río Senguerr, Chubut. *Universidad Nacional del Sur,* inédito. Bahía Blanca.

121 Hayase, K., E. Gelós y C. Labudia, 1972. El yacimiento de hierro mina El Abuelo, Alto Río Senguerr. Chubut. República Argentina. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas*: 123-136. San Juan.

122 Hayase, K., O. Schincariol y P. Maiza, 1971. Ocurrencia de alunita en cinco yacimientos de caolín en la Patagonia Argentina. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Mineralogía, Revista,* 2: 44-72.

123 Heald, P., N. Foley y D. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulfate and adularia sericitic types. *Economic Geology,* 82: 1-26.

124 Heresman, A. y R. Davicino, 1993. El Sancarrón argentino, un yacimiento epitermal de tipo sulfato ácido. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 1: 324-327. Buenos Aires.

125 Herrero, J., 1982. Informe geológico preliminar del Cordón Esquel. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

126 Herrero, J. y C. Parisi, 1981. Informe sobre la prospección semidetallada del Cerro Riscoso. Proyecto 04HC Esquel. Chubut. Secretaría de Estado de Minería, inédito. Comodoro Rivadavia.

127 Honnorez-Guerstein, B. M., 1971. Betekhtinite and Bi-Sulphosalts from the copper mine of «La Leona» (Argentina). *Mineralium Deposita,* 6: 111-121.

128 Idoyaga, M., 1992. Mina Pirquitas (Dto. Rinconada, Prov. de Jujuy, Argentina). Estaño Porfírico asociado a las vetas polimetálicas. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1 Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 83-92. Huerta Grande.

129 INGEOMA S.A., 1992. Proyecto El Dorado, Prov. de Santa Cruz. *Informe Interno,* inédito. Buenos Aires.

130 Kay, S. M. y C. E. Gordillo, 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 117: 25-44.

131 Kay, S. M., C. Mpodozis, V. A. Ramos y F. Munizaga, 1991. Source variations for Mid-Late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28 to 33° S). En Harmon y Rapela (eds.), Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America, Special Paper,* 265: 113-138.

132 Keran, P. y P. Forrestal, 1996. Bajo de La Alumbrera-A major gold resource. *MIM Holdings Limited,* inédito. Brisbane, Australia.

133 Kejner, M., 1970. Prospección geoquímica táctica realizada en el paraje La Leona, provincia de Santa Cruz. Mineral investigado: cobre. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

134 Kleiman, L., 1993. Volcanismo permotriásico y triásico del Bloque de San Rafael (provincia de Mendoza): su potencial uranífero. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 284-293. Buenos Aires.

135 Koukharsky, M., 1981. Informe del área de Poquis y Pairique Chico. Convenio Faja Estannífera, Dto. Rinconada, Provincia de Jujuy. *Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos de Jujuy.* Carpeta 202, Inf. 538: 12, inédito. S. S. de Jujuy.

136 Koukharsky, M. M. L., 1997. Informe petrológico de la Hoja 3369-09. Uspallata. *SEGEMAR,* inédito. Buenos Aires.

137 Koukharsky, M. y J. C. Mirré, 1976. Mi Vida Prospect: a Porphyry Copper-Type Deposit in Northwestern Argentina. *Economic Geology*, 71 (5): 849-863.

138 Koukharsky, M. y O. Morello, 1994. Zunyita asociada a alunita y pirofilita del yacimiento Mi Vida, Provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 49 (3-4): 211-216.

139 Koukharsky, M. y O. Morello, 1995. Paragénesis hidrotermal con andalucita y corindón en el área de Agua Rica (ex-Mi Vida), Provincia de Catamarca. Actas *5º Congreso Nacional de Geología Económica,* I: 409-413. San Juan.

140 Koukharsky, M., A. Brodtkorb y F. Munizaga, 1998. Nuevas edades de las rocas alteradas de Paramillos Sur y Norte. Interpretación de los resultados. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, 3: 220-225. Buenos Aires.

141 Lara, R., H. H. Puigdomenech y M. Taner, 1993a. Mineralización de metales preciosos (Au-Ag) y de base (Cu-Mo) en un sector de la quebrada del arroyo Chita-Departamento Iglesia-San Juan. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 131-139. Buenos Aires.

142 Lara, R. O., J. I. Grassi, R. D. Martínez y C. H. Treo, 1993b. Geología, alteraciones y potencial minero del Dique de Brecha y vetas asociadas en la región de la quebrada de Tocota, Cordillera Frontal, San Juan. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 150-158. Buenos Aires.

143 Lavandaio, E. y C. Fusari, 1994. Nuevas áreas con oro diseminado en el distrito polimetálico Mendoza Norte. *Encuentro Internacional de Minería, Actas*, 1: 52-62. Buenos Aires.

144 Lencinas, A. y M. Tonel, 1993. La Brecha Sur del yacimiento de cobre porfírico de Pachón, San Juan. República Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 241-247. Buenos Aires.

145 Leveratto, M. A., 1968. Geología de la zona de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, Eruptividad Subvolcánica y Estructura. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 23: 129-157.

146 Linares, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. Años 1972-1974 y 1974-1976. *Asociación Geológica Argentina, Serie «B» (Didáctica y Complementaria), Publicación Especial,* 4. Buenos Aires.

147 Linares, E. y R. González, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y complementaria), Publicación Especial,* 19. Buenos Aires.

148 Lira, R., R. S. Moreno y H. A. Millone, 1995. Sistemas de alteración porfíricos con sulfuros de cobre y molibdeno, en el basamento eopaleozoico de la sierra norte de Córdoba. *5º Congreso Nacional de Geología Económica,* 426-430. San Juan.

149 Lira, R., H. A. Millone, A. M. Kirschbaum y R. S. Moreno, 1997. Magmatic arc calc-alkaline granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2): 157-177.

150 Llambías, E. J. y L. Malvicini, 1969. The Geology and Genesis of the Bi-Cu Mineralizaed Breccia-Pipe, San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina. *Economic Geology*, 64: 271-286.

151 Losada-Calderón, A. J., 1992. Geology and geochemistry of Nevados del Famatina and La Mejicana deposits, La Rioja province, Argentina. *Tesis Doctoral, Universidad de Monash*, inédito. Melbourne, Australia. 385 páginas.

152 Losada-Calderón, A. y M. S. Bloom, 1990. Geology, paragenesis and fluid inclusion studies of a high-sulphidation epithermal/porphyry system, Nevados del Famatina district, La Rioja Province, Argentina. *Pacific Rim Congress 90, Gold Coast, Australia, 1990. Proceedings* 2: 457-464.

153 Losada-Calderón, A. J. y D. C. McPhail, 1996. Porphyry and high-sulphidation epithermal mineralization in the Nevados del Famatina mining district, Argentina. Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny. Geologists. F. Camus, Sillitoe, R. H. and Petersen, R., Eds. *Society of Economic, Special Publication* 5: 91-118.

154 Losada-Calderón, A.J., S. L. McBride, y M. S. Bloom, 1994. The geology and $_{40}Ar/_{39}Ar$ geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina mining district, La Rioja province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 9-24.

155 Lowell, J. D. y J. M. Guilbert, 1970. Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology*, 65: 373-408.

156 Machuca, E., I. Grassi, P. Cruz, J. Rodríguez, M. Atencio y M. Ledesma, 1994. Evidencias de un pórfido mineralizado en el área de Tocota, Departamento Iglesia, San Juan, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 2: 843-847. Concepción.

157 Maiza, P., 1981. Estudio de los yacimientos de caolín del oeste de la provincia del Chubut, Minas Susana, Gato y Estrella Gaucha. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 4: 471-484. Buenos Aires.

158 Malvicini, L., 1974. Una manifestación hidrotermal de manganeso del departamento de Gaiman, provincia de Chubut. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 2: 175-184. Buenos Aires.

159 Malvicini, L., 1978. Las vetas de estaño y plata de mina Pirquitas (Pircas), provincia de Jujuy, República Argentina. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 9: 1-26. Buenos Aires.

160 Malvicini, L. y N. Brogioni, 1992. El yacimiento hidrotermal de níquel, cobre y metales del «Grupo del Platino», Las Aguilas Este, Prov. de San Luis, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 93-102. Huerta Grande.

161 Malvicini, L. y N. Brogioni, 1994. Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y platinoideos «Las Aguilas Este», provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 48 (1): 3-20.

162 Malvicini, L. y E. J. Llambías, 1974. Metalogénesis del manganeso en el Macizo Nordpatagónico. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 2: 203-221. Buenos Aires.

163 Malvicini, L. y J. M. Vallés, 1984. Metalogénesis. En Ramos, V. A. (ed.). Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. *9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* III-5: 649-662. Buenos Aires.

164 Malvicini, L., A. Ortiz Suárez, G. Sosa, H. Ulacco y G. Ramos, 1991. El Ciclo Metalogenético Precámbrico-Paleozoico de la Sierra de San Luis, República Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 1: 101-105. Viña del Mar.

165 Mapa Metalogenético de la República Argentina (Versión Preliminar), 1998. E. Zappettini, Editor. *Servicio Geológico Minero Argentino. Proyecto de Asistencia Técnica para el Desarrollo del Sector Minero Argentino. Anales 32/D.* Buenos Aires.

166 Márquez, M., 1979. Informe geológico preliminar Proyecto 04 HC Trevelin. Sector oriental. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

167 Márquez, M., 1980a. Informe geológico preliminar 04 HB Esquel- 04 HC Trevelin. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

168 Márquez, M., 1980b. Informe preliminar Proyecto 04HC Trevelin. *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

169 Márquez, M., 1984a. *I*nforme geológico preliminar Proyecto 04HC Trevelin. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

170 Márquez, M., 1984b. Informe geológico preliminar Proyecto 19ND Lago Viedma. Mosaicos 4972-III-A2A3A4 y 4972-I-D2D3D4. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

171 Márquez, M., 1985a. Informe geológico preliminar Cerro Gonzalo. Proyecto 04 HC Trevelin. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

172 Márquez, M. J., 1985b. Estudio preliminar Proyecto 19 NK- La Leona, provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur*, inédito. Comodoro Rivadavia.

173 Márquez, M., 1986. Ficha Evaluación previa Proyecto Cordón Caquel (Chubut). *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

174 Márquez, M. J., 1988. Mineralización polimetálica vinculada al magmatismo mioceno en la Cordillera Patagónica Austral. Provincia de Santa Cruz-Argentina. *5º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 1: B237-B256. Santiago.

175 Márquez, M. J., 1989. Geología y mineralización del Cordón Caquel, área de Tecka, provincia de Chubut, República Argentina. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *Simposio sobre el Cretácico de América Latina. Depósitos minerales del Cretácico de América Latina. Instituto de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Parte C:* 45-52.

176 Márquez, M. J., 1992. El metalotecto vinculado al magmatismo mesozoico, Formación La Leona, Macizo del Deseado, Santa Cruz. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 547-549. Huerta Grande.

177 Márquez, M., 1993. Informe de avance geológico preliminar área de alteración del Arroyo Ñirihuao. Región del Río Mayo. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Delegación Regional Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

178 Márquez, M. J., 1994. El plutonismo mesozoico en el Macizo del Deseado y su vinculación con mineralización de tipo cobre diseminado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Coloquio de Geociencias Latinoamericano, Actas,* 1: 111-132.

179 Márquez, M. J., 1996. Prospecto polimetálico Arroyo Correntoso, Laguna del Desierto, Cordillera Patagónica Austral, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 123-130. Buenos Aires.

180 Márquez, M. y F. Butrón, 1981. Informe geológico Proyecto 04HC Trevelin. Sector Oeste. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

181 Márquez, M. y R. Giacosa, 1989. Mineralización asociada a diques terciarios de dacita-andesita-basalto en la Cordillera Patagónica Septentrional y Central. Río Negro y Chubut. En I. A. Schalamuk, M. K. de Brodtkorb y H. Leanza (eds.). *Procesos metalogénicos,* 83-90. San Miguel de Tucumán.

182 Márquez, M. y C. Parisi, 1994. Informe geológico preliminar Programa Cordillera Patagónica. Margen Norte y Sur del Lago Fontana. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Delegación Regional Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

183 Márquez, M. y H. Pezzuchi, 1986. Reconocimiento geológico-económico del Río Túnel y Encajonado. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

184 Márquez, M. y H. Pezzuchi, 1989. Informe geológico preliminar Cordillera de Sakmata, Apeleg. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur*, inédito. Comodoro Rivadavia.

185 Márquez, M., C. Parisi y F. Butrón, 1987. Ficha de evaluación técnica Cordón Situación. Dpto. Futaleufú, Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue*, inédito. Comodoro Rivadavia.

186 Márquez, M. J., M. A. Zubia y A. Arizmendi, 1988. Mineralizaciones subvolcánicas jurásicas del Chubut central, Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, 1: 57-68. Olavarría.

187 Márquez, M. J., C. Parisi, M. I. Fernández de Covaro y M. E. Jones, 1994a. Depósitos y manifestaciones minerales de la Cordillera Patagónica y Fueguina, República Argentina. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 66-83. Buenos Aires.

188 Márquez, M. J., R. E. Giacosa, H. D. Pezzuchi y M. I. Fernández, 1994b. Las mineralizaciones portadoras de fluorita en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 2º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 3, 225-234. La Plata.

189 Márquez Vieyra, M., 1983. Estudio geológico económico de los yacimientos de sericita y pirofilita de las quebradas de Cosme y Chuschín, provincia de La Rioja, República Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, 1: 267-284. San Juan.

190 Márquez Zavalía, M. F., 1990. Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas, Catamarca. Argentina. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 344-347. San Juan.

191 Márquez Zavalía, M. F. y M. A. Galliski, 1994. Mineralogía y paragénesis de «La Estancia», un depósito epitermal de la sierra de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 49 (1-2): 39-47.

192 Martínez, L. del V. y M. A. Chipulina, 1996. Complejo Volcánico «El Alisal», Tucumán: Un nuevo prospecto de mineralización diseminada. *Dirección Nacional del Servicio Geológico. Serie Contribuciones Técnicas. Recursos Minerales,* 1: 1-31. Buenos Aires.

193 Martínez, R. D., J. I. Grassi y M. B. Hernández, 1993. Consideraciones estrucuturales sobre las alteraciones epitermales de la región de Valle del Cura, San Juan: sus implicancias en propspección metalífera. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 202-210. Buenos Aires.

194 Martos, D. E., H. A. Petrelli, J. C. Candiani y R. C. Miró, 1994. Modelos de yacimientos auríferos de la provincia de Córdoba. *Encuentro Internacional de Minería, Actas*, 1: 37-48. Buenos Aires.

195 Mas, G. R., L. C. Mas y L. Bengochea, 1996a. Alteración ácido-sulfática en el campo geotérmico Copahue, provincia de Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 51 (1): 78-86.

196 Mas, G. R., L. C. Mas y L. Bengochea, 1996b. Las cloritas del campo geotérmico Copahue, Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 51 (2): 177-184.

197 Medina, F. A. y J. Maisterrena, 1981. De las mineralizaciones de las minas: El Solcito y El Abuelo, y su relación con la eruptividad, departamento Río Senguerr, Chubut. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 4: 571-581. Buenos Aires.

198 Méndez, V. y E. Zappettini, 1984. Los pórfidos de cobre de la República Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 5: 590-610. Buenos Aires.

199 Méndez, V., J. C. Zanettini y E. O. Zappettini, 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central. República Argentina. *Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 23.* Buenos Aires.

200 Meyer, C. y J. J. Hemley, 1967. Wall rock alteration. En H. L. Barnes (ed.). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 166-235. *Holt Rinehart & Winston.* New York.

201 Morello, O., N. Rubinstein, y J. Burgos, 1996. Nuevos avances sobre la metalogénesis de la manifestación Las Termas, Fiambalá, Argentina. En M. K. de Brodtkorb e I. A. Schalamuk (eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5: 153-156. La Plata.

202 Müller Kahle, E., 1968. Informe final de la zona entre «Yalguaraz». Area de Reserva N° 2. Provincia de Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 52 Pág. Buenos Aires.

203 Muzzio, T., 1958. Relación Minas del Lago Fontana para Petroquímica (E. N.) de Comodoro Rivadavia-Km 8. *Petroquímica,* inédito. Comodoro Rivadavia.

204 Naciones Unidas, 1983. Exploración Minera en la Provincia de Chubut. *Informe final. I-II,* inédito. New York.

205 Navarro, H., 1968. Informe final zona «Paramillos Norte», Area de Reserva N° 3N, provincia de Mendoza, República Argentina. Plan Cordillerano. *Dirección General de Fabricaciones Militares-Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo*. 61 pág. Buenos Aires.

206 Navarro, H., 1986. Geología General y Económica del Pórfido de Cu-Mo «Mi Vida». *Instituto de Geología y Minería, Revista,* 6: 127-154. Jujuy.

207 Oliveri, J. C. y J. C. Fernández Lima, 1951. Informe geológico-económico de las minas de Gualilán, depto. Ullúm, Prov. de San Juan. *Dirección Nacional de Minería,* inédito. Buenos Aires.

208 Padrón Minero de la provincia de Chubut, 1987. Rawson.

209 Pagés, C. S., 1951a. Reconocimiento geológico minero de la Patagonia. *Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

210 Pagés, C. S., 1951b. Estudio de yacimientos diversos de la Patagonia. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

211 Pankhurst, R. J., C. W. Rapela y M. J. Márquez, 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del nordeste del Macizo del Deseado. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 134-141. Buenos Aires.

212 Panza, J.L., M. Zubia, A. Genini y M. Godeas, 1994a. Hoja Geológica Tres Cerros. *Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín,* 213. Buenos Aires.

213 Panza, J. L., M. Márquez y M. Godeas, 1994b. Hoja Geológica Bahía Laura. *Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín,* 214. Buenos Aires.

214 Parisi, C., 1981. Informe geológico minero Proyecto 04HE Cerro Riñón y Cerro Steffen. Chubut. *Plan Patagonia Comahue*, inédito. Comodoro Rivadavia.

215 Parisi, C. y F. Butrón, 1993. Mapeo semidetallado y muestreo de las zonas de alteración del Cerro Bayo. Cordillera de Sakmata. Apeleg. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Delegación Regional Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

216 Pelichotti, R., 1976. Estudio geológico-económico y proyecto de exploración del Distrito Minero Gualilán, Dpto. Ullúm, Pcia. de San Juan. *Servicio Minero Nacional. Plan San Juan, inédito. San Juan.*

217 Pelichotti, R. y E. Borelli, 1983. Metalíferos. Oro. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Relatorio,* 111-113. San Juan.

218 Pelichotti, R. y R. Cardó, 1983. El Retamal, manifestación de oro diseminado-Departamento Calingasta-Provincia de San Juan. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, 2: 567-581. San Juan.

219 Peralta, E., 1975. Tectónica premineral y control de la mineralización al noroeste del salar de Antofalla. *2º Congreso Ibero-americano de Geología Económica, Actas,* 2: 577-592. Buenos Aires.

220 Peralta, E., 1994. Distrito minero Cerro Atajo, provincia de Catamarca. Secretaría de Minería de la Nación, *Encuentro Internacional de Minería, Actas*, 1: 5-15. Buenos Aires.

221 Peralta, C. M. y R. J. Sureda, 1992. Mina La Providencia, un yacimiento argentífero en la Puna de Jujuy, República Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1 Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 116-120. Huerta Grande.

222 Pérez Leale, A., 1977. Informe de avance zona del Cerro Ap Iwan. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

223 Pesce, A., 1976. Informe preliminar Hoja 45a Lago General Vintter. Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Servicio Geológico Nacional,* inédito. Buenos Aires.

224 Pesce, A., 1979. El plutonismo del Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, Rep. Arg. *4º Congreso Geológico Latinoamericano, Actas.* Trinidad-Tobago.

225 Pesce, A., 1981. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica, entre los 43°30' y 44° de latitud Sur y sus áreas mineralizadas. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 257-270. Buenos Aires.

226 Pezzuchi, H., 1985. Informe geológico preliminar sobre Río Plomo. Proyecto 04HC Trevelin. Secretaría de Estado de Minería. *Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

227 Pezzuchi, H. D. y A. Takigawa, 1983.Geología del sector del cerro Cuche, provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 38 (3-4): 490-493.

228 Piovano, E. L., S. R. Bertolino y P. J. Depetris, 1993. Presencia de estilbita como indicadora de hidrotermalismo en la Formación Saldán, provicnia de Córdoba, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 216-221. Buenos Aires.

229 Plan NOA I Geológico-Minero, 1972. Exploración Geológico-Minera del Noroeste Argentino (Area Tucumán-Catamarca-Santiago del Estero). *Servicio Nacional Minero Geológico.* Buenos Aires.

230 Polanski, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24 a-b. Cerro Tupungato. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 128. Buenos Aires.

231 Poma, S., 1974. Descripción geológica del sector noroeste de la zona de Pancho Arias, departamento de Rosario de Lerma, provincia de Salta. *Trabajo Final de Licenciatura N° 273. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires,* inédito. 31 pág. Buenos Aires.

232 Proserpio, C., H. Ricci, N. Pezzutti, M. Godeas y S. Segal, 1992. Area La Hoyada, provincia de Catamarca: una manifestación vetiforme polimetálica en la Puna Austral. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 2, 219-236. La Plata.

233 Quiroga, P., 1954. Informe preliminar sobre la zona plumboargento-cuprífera del Cerro San Lorenzo. *Santa Cruz. Dirección Nacional de Minería*, inédito. Buenos Aires.

234 Quiroga, P., 1965. Informe geológico-económico de la Mina La Leona (cobre), provincia de Santa Cruz. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

235 Ramos, V., 1981. Descripción geológica de la Hoja 47ab Lago Fontana. Chubut. *Boletín 183. Secretaría de Estado de Minería. Servicio Geológico Nacional.* Buenos Aires.

236 Ramos, V., 1987. Estudio geológico preliminar del Area Veladero Sur, Valle del Cura, San Juan. *Servicio Geológico Nacional,* inédito. Buenos Aires.

237 Ramos, V. A., F. Munizaga y G. Marín, 1988. Las riolitas neopaleozoicas de la sierra de la Huerta (provincia de San Juan): evidencias de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, 1: 149-159. Olavarría.

238 Ramos, V. A., M. B. Aguirre Urreta, P. P. Alvarez, M. I. Cegarra, E. O. Cristallini, S. M. Kay, G. L. Lo Forte, F. X. Pereyra y D. J. Pérez, 1996. En Ramos, V. A. (ed.). Geología de la región del Aconcagua. Provincias de San Juan y Mendoza. Ramos, V. A., Los recursos minerales. *Subsecretaría de Minería, Anales,* 24, 461-469. Buenos Aires.

239 Rapela, C. W., R. J. Pankhurst y A. A. Bonalumi, 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, sierra norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. Resúmenes ampliados *6º Congreso Geológico Chileno,* 19-22.

240 Remesal, M. B., F. M. Salani y M. K. de Brodtkorb, 1994. Mineralización hidrotermal producto de fluidos alcalinos del granito Cacheuta. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 2º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación,* 3, 337-344. La Plata.

241 Rivano, S. y R. Sepúlveda, 1991. Hoja Illapel. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile,* 69: 1-132. Santiago.

242 Rojo, C. A. y R. Cardó, 1984. Estudio geoquímico de semidetalle en las rocas del curso superior del río Castaño-Calingasta, San Juan. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas*, V: 522-537. Buenos Aires.

243 Rolando, A. P. y R. R. Fernández, 1996. Alteración hidrotermal del sector nor-oriental del prospecto epitermal La Josefina, Santa Cruz. En M. K. de Brodtkorb e I. A. Schalamuk (eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5: 209-216. La Plata.

244 Romani, R. R., 1968. Informe final zona «Paramillos Sur», Area de Reserva N° 3S, provincia de Mendoza, República Argentina. Plan Cordillerano. Dirección General de Fabricaciones Militares-Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo, inédito. 36 pág. Anexo 1: Determinaciones Petrográficas por G. A. Fernández y D. Plaza: 36 pág.;

Anexo 2: Determinaciones Calcográficas por M. K. de Brodtkorb: 31 pág.; Anexo 3: La investigación geofísica de Paramillos Sur por A. J. King: 24 pág, inédito. Buenos Aires.

245 Rossa, N., C. Treo, I. Lanzilotta, I. Belvideri y I. Grassi, 1994. Las Trancas, un nuevo afloramiento magmático en el Distrito Minero El Tontal, Calingasta, San Juan. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 2º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 3, I: 359-368. La Plata.

246 Rubinstein, N. A., 1992. Carrizal de Arriba. Una mineralización de tipo porfírico. Provincia de San Juan. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas*, 553-554. Huerta Grande.

247 Rubinstein, N., 1995. Las alteraciones hidrotermales y supergénicas de la manifestación Carrizal (Provincia de San Juan): su significado genético. Actas *5º Congreso Nacional de Geología Económica,* 214-222. San Juan.

248 Rubinstein, N., 1997. Estudio de las alteraciones hidrotermales de la zona de Taca Taca, provincia de Salta, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 2: 1139-1143.

249 Rubinstein, N. y M. L. Koukharsky, 1995. Edades Ar/K del volcanismo neopaleozoico en la Precordillera noroccidental sanjuanina (30°00'S; 69°03'O). *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 50 (1-4): 270-272.

250 Ruiz, D. L., J. C. Avila y A. S. Fogliata, 1993. Presencia de alteración hidrotermal en las rocas graníticas de la sierra de la Ramada, provincia de Tucumán. Su implicancia metalogenética. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 195-201. Buenos Aires.

251 Sasso, A., 1997. Geological evolution and metallogenetic relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. *Tesis Doctoral, Queen's University, Canadá*. 4 tomos, 842 pág, inédito, Ontario, Canadá.

252 Sato, A. M., 1987. Mina de molibdeno de Chita (provincia de San Juan): evolución postmagmática del plutón granítico homónimo. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 42 (3-4): 349-361.

253 Saulnier, M. E., 1975. Consideraciones mineralógicas, geoquímicas y termométricas sobre la mina de Pb y Zn «Cañadón Bagual, Pcia. de Chubut, República Argentina. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 6 (1-2): 11-22.

254 Schalamuk, I. B., R. O. Etcheverry y R. E. De Barrio, 1991. Mineralizaciones del Paleozoico inferior de América del Sur. En J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (eds.). Paleozoico inferior de Ibero-América: 149-172. *Universidad de Extremadura.* Mérida. 1992.

255 Schalamuk, I., R. Etcheverry y H. Echeveste, 1994. Consideraciones geológicas y metalogénicas del área comprendida entre los 69°24' a 69°45' de longitud oeste y los 48°45' a 48°49' de latitud sur, provincia de Santa Cruz. Argentina. *Encuentro Internacional de Minería, Actas*, I: 87-92. Buenos Aires.

256 Schalamuk, I., A. Toselli, J. Saavedra, H. Echeveste y R. Fernández, 1989. Geología y mineralización del sector este de la sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 20 (1/4): 1-12.

257 Secretaría de Estado de Minería, 1980. Reconocimiento geológico -económico de los Andes Fueguinos. *Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

258 Segal de Svetliza, S., 1974-1976. Informes calcográficos de 42 perforaciones. Bajo de La Alumbrera. Provincia de Catamarca. *Plan NOA I Geológico Minero,* inédito. Tucumán.

259 Segal de Svetliza, S., 1980. Estudio mineralógico y consideraciones genéticas del distrito minero Pan de Azúcar, departamento Rinconada, provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 30 (3): 375-400.

260 Segal, S. J., E. O. Zappettini y J. R. Craig, 1997. Metalogénesis del oro de la sierra de Rinconada. Provincia de Jujuy. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales* 2, 6-31. Buenos Aires.

261 Seggiaro, R., R. Becchio, B. Coira y F. Hongn, 1995. La caldera del Pairique (Puna Jujeña), vinculación con zonas de alteración hidrotermal y manifestaciones metalíferas de posible interés económico. *5º Congreso Nacional de Geología Económica y Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica, Actas*, 1: 274-278. San Juan.

262 Sepúlveda, E. y R. Viera, 1980. Geología y área de alteración en el Cerro Colorado y alrededores, Chubut Noroccidental. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 35 (2): 195-202.

263 Sgrosso, P., 1944. Informe sobre la mina de cobre «La Leona». *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

264 Siddeley, G. y R. Araneda, 1989. Gold-silver occurrences of the El Indio Belt, Chile. En: Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Ericksen, Cañas Pinochet y Reinemund (eds.). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series,* 11: 273-284.

265 Sillitoe, R. H., 1971. Examen de manifestaciones tipo cobre porfídico en el noroeste de Argentina. *Plan NOA I-Geológico Minero*, 12 pág., inédito, Tucumán. Traducción: Marta Godeas.

266 Sillitoe, R. H., 1973. Geology of the Farallón Negro porphyry copper deposits, Northwestern Argentina. *United Nations*. Unpublished report. New York.

267 Sillitoe, R. H., 1975. Lead-Silver, manganese and native sulfur mineralization within a stratovolcano, El Queva, Northwest Argentina. *Economic Geology*, 70: 1190-1201.

268 Sillitoe, R. H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72: 99-109.

269 Sillitoe, R. H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (1): 89-108.

270 Simon, W., 1985. Algunos aportes a la geología del Distrito Minero Huachi, San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera. *Asociación Geológica Argentina. Serie «A», Monografías y Reuniones*, 2: 370-375. Buenos Aires.

271 Simon, W., C. Sumay, E. Meissel y M. Lanzilotta, 1997. Geología y petrografía del distrito minero Gualcamayo, San Juan, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 2: 1153-1157. Antofagasta.

272 Sister, R., 1966. Informe Geológico-Económico de Faralllón Negro y zonas adyacentes, Distrito Hualfin, Dpto. Belén, Pcia. de Catamarca. *Opera Lilloana,* 8: 15-35 y 81-83.

273 Solís, H., 1981. Aspectos de la mineralización en la zona del Lago Fontana y alrededores. Dpto. Alto Río Senguerr, Pcia. del Chubut. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas*, IV: 583-638. San Luis.

274 Sotarello, G., I. Belvideri, I. Grassi y L. Vega, 1997. Cuerpo subvolcánico en la quebrada del Chorrillo, nueva evidencia de mineralización en Cordillera Frontal. San Juan, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 2: 1170-1174. Antofagasta.

275 Sruoga, P., N. Urbina y L. Malvicini, 1996. El volcanismo terciario y los depósitos hidrotermales (Au, Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 89-100. Buenos Aires.

276 Sureda, R. J., 1997. Actividad minera de la República Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Revista,* 11: 46-83.

277 Sureda, R. J. y J. L. Martín, 1990. «Mina El Aguilar», provincia de Jujuy, República Argentina. Un depósito Sedex ordovícico con metalogenia Quiaqueña. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación Especial, Homenaje al Ing. V. Angelelli,* 1: 78-92. Buenos Aires.

278 Sureda, R. J., W. H. Paar y M. K. de Brodtkorb, 1994. Aikinita, benjaminita, emplectita, matildita y tetradimita en la paragénesis mineral bismutífera de la mina Julio Verne, provincia de Salta, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 2: 1229-1233. Concepción.

279 Sureda, R. J., M. A. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogénicos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Capricornio,* 1 (1): 39-95. Salta.

280 Sureda, R. J., H. D. Pérez, J. L. Martín y F. J. Flores, 1992. Exploración y desarrollo de un depósito Sedex (Zn, Pb, Ba) de la sierra de Aguilar: mina Esperanza, Jujuy, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericana de Geología Económica, Actas*, 1: 135-147. Córdoba.

281 Tabacchi, H., 1953. *Estudio geológico minero del yacimiento cuprífero Condorcanqui. Departamento Cushamen. Territorio Nacional del Chubut.* Fabricaciones Militares, inédito. Buenos Aires.

282 Tello, G. E. y C. E. Castro, 1992. Relación entre los cuerpos ígneos y la mineralización existente en la región de la Quebrada El Rodado y el flanco oriental del Cerro Blanco, Prov. de San Juan y La Rioja. *4º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericana de Geología Económica, Actas*, 556-557. Huerta Grande.

283 Tessone, M., M. Del Blanco y D. Marchionni, 1996a. Mineralización epitermal de Veta Speme, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. En M. K. de Brodtkorb e I. A. Schalamuk (eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5: 231-235. La Plata.

284 Tessone, M., P. Rolando y E. López Groothuis, 1996b. Mineralización epitermal en ámbito de la estancia La Pilarica, Santa Cruz. En M. K. de Brodtkorb e I. A. Schalamuk (eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5: 237-242. La Plata.

285 Titley, S. R. y R. B. Beane, 1981. Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology* 75th Anniversary Volume: 214-269.

286 Toubes, R. O. y J. P. Spikermann, 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 28 (4): 382-396.

287 Ulacco, J. H., 1992. Características geológicas, estructurales y metalogenéticas del distrito plumbo-cincífero Las Aguadas, provincia de San Luis. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 2, 333-346. La Plata.

288 Urbina, N. P., P. Sruoga y L. Malvicini, 1997. Late Tertiary Gold-Bearing Volcanic Belt in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. *International Geology Review,* 39: 287-306.

289 Uribe-Zeballos, H. y E. Soria-Escalante, 1993. Geología y Recursos minerales de la caldera de Panizos. En Mineralización y potencial minero del Altiplano y Cordillera Occidental. *Servicio Geológico de Bolivia, Boletín,* 1, 140-152.

290 Valania, J., 1966. Yacimiento cuprífero «La Leona» y su zona de influencia, provincia de Santa Cruz. *Instituto Nacional de Geología y Minería*, inédito. Buenos Aires.

291 Vallés, J., 1978. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la mina Gonzalito, Departamento San Antonio y Valcheta, Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 33 (4): 325-344.

292 Vallés, J., 1980. Contribución a la metalogénesis de la provincia de Río Negro. Actas *6º Congreso Geológico Argentino,* 3: 179-200. Buenos Aires.

293 Vallone, M. A., 1986. Estudio metalogenético del sector Sur del yacimiento aurífero de Gualilán. Departamento Ullum. Prov. San Juan. *Informe Beca Iniciación del CONICET. Universidad Nacional de La Plata,* inédito. La Plata.

294 Vallone, M. A., 1991. Estudio geológico y metalogénico del distrito aurífero Gualilán y su relación con el distrito Gualcamayo, provincia de San Juan. *Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata,* inédito. La Plata.

295 Vattuone, M., C. Latorre y S. Tourn, 1996. Alteración hidrotermal con manifestaciones de sulfuros relacionada a intrusiones magmáticas del batolito nordpatagónico en el área de Aluminé, Neuquén. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (eds.). *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5: 257-263. La Plata.

296 Viera, R., 1975. Informe geológico preliminar mosaico 4772-III-C6. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

297 Viera, R., 1976a. Informe geológico preliminar Proyecto 19 NA La Juanita (Santa Cruz). *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

298 Viera, R., 1976b. Informe geológico preliminar Area N° 9, 4766-III-C1, C2: La Juanita-Río Deseado (Santa Cruz). *Secretaría de Estado de Minería,* inédito. Comodoro Rivadavia.

299 Viera, R., 1978. Informe geológico preliminar Proyecto 04HB Esquel. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

300 Viera, R., 1981a. Geología y mineralización del sector Cerro Nahuel Pan, Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

301 Viera, R., 1981b. Informe geológico Proyecto 04HB Esquel (Chubut). *Secretaría de Minería de la Nación. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

302 Viera, R., 1986a. Ficha Evaluación previa Proyecto Los Cipreces (Chubut). *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

303 Viera, R., 1986b. Ficha Evaluación previa Proyecto La Josefina (Santa Cruz). *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

304 Viera, R., 1986c. Ficha Evaluación previa Proyecto Mallín Blanco (Chubut). *Secretaría de Estado de Minería. Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

305 Viera, R., J. C. Herrero y G. Hughes, 1988. Geología, reservas y modelo teórico de estructuras mineralizadas del yacimiento de oro Huemules. Chubut. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, 2: 517-546. Olavarría.

306 Viruel, M. E., 1973. Geología de la región comprendida entre los ríos Visvis y Jaci Yaco, Depto. Andalgalá, Prov. de Catamarca, Rep. Argentina. *Seminario. Universidad Nacional de Tucumán*, inédito. Tucumán.

307 Weidmann, C., C. Treo e I. Grassi, 1997. Alteración hidotermal y su relación con estructuras mayores en la zona de La Alumbrera. Cordillera Frontal. San Juan. Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 2: 1126-1130. Antofagasta. Chile.

308 Wetten, A. F., 1995. Distrito Minero Tocota, San Juan, Argentina: aporte al conocimiento de su geología y mineralización. Actas *5º Congreso Nacional de Geología Económica,* 60-67. San Juan.

309 Wetten, F., J. A. Baraldo y A. A. Cangialosi, 1988a. Anomalías geoquímicas en un afloramiento de brecha en Gualilán. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, I: 161-179. Olavarría.

310 Wetten, F., J. A. Baraldo, A. A. Cangialosi, M. Lanzilotta, E. F. Meissl, C. A. Sumay, L. A. Olivares y S. E. Riveros, 1988b. La brecha mineralizada de Guachi. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, I: 181-204. Olavarría.

311 Williams, W., 1996. San Jorge. Porphyry copper Project. Mendoza-Argentina. Argentina Mining '96. Field Excursion. *Grupo Minero Aconcagua S. A.* 17 páginas, Inédito. Mendoza.

312 Zanettini, J. C., 1979. Geología del pórfiro cuprífero Campana Mahuida, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 34 (3): 224-234.

313 Zanettini, J. C. M. y M. A. Carotti, 1993. Yacimientos metalíferos y metalogénesis. V. A. Ramos (editor). *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y recursos naturales de Mendoza, Relatorio,* 4 (1): 485-504. Buenos Aires.

314 Zappettini, E., G. Blasco y M. Godeas, 1997. El volcanismo paleógeno de la Puna occidental, República Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas* I: 291-295.

315 Zarikov, V. A. y G. P. Zaraisky, 1991. Experimental modelling of wall-rock metasomatism. En Perchuv, L. L. (Ed.). Progress in metamorphic and magmatic petrology: 197-245. *Cambridge University Press.* Cambridge.

316 Zubia, M., 1985a. Ficha de evaluación técnica del yacimiento La Ilusión (La Ferrocarrilera), Proyecto Lago Fontana, Chubut. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

317 Zubia, M., 1985b. Ficha de evaluación preliminar Proyecto Mina Beatriz. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

318 Zubia, M., 1986. Ficha de evaluación preliminar del área de Lago Nansen. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

319 Zubia, M. y R. Giacosa, 1987. Proyecto de exploración preliminar veta Linque. Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería. Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

320 Zubia, M., M. Godeas y S. Ametrano, 1989. Area Mina Beatriz, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. República Argentina: Una manifestación de metales de base estratoligada y singenética. En M. K. de Brodtkorb e I. B. Schalamuk (Eds.). *Depósitos minerales del Cretácico de América Latina. Contribuciones sobre Yacimientos Minerales. Parte C:* 15-44. Buenos Aires.

TABLA 1

PUNA Y CORDILLERA ORIENTAL

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
1	El Quevar (Salta)	AA2, A, P1, P3, S	F,M	Epitermal polimetálico	Py, Ga, Step, Pir, Cp, Bl	50km²	Dacitas, tobas	Mioceno	Oxidación y supergénesis (Cv, Beu). Nueve cuerpos de alteración más intensa. Depósitos de azufre. Sondeos	19,267
2	Antofalla Este (Catamarca)	AA2, Fi, K2, P1, S	F,M	Epitermal	Py, Arg, Ga, Bl, Cp	28km²	Areniscas, riolitas, pórfiros andesíticos, metapelitas	Mioceno		229,219,22,53
3	Rachaite (Jujuy)	A, Fi, P2, P3, P1, S, otras	F	Epitermal polimetálico	Bl, Ga, Py, Cp, Ttr, Brn, Gk, sulfosales de Pb, Ag, Pir, Pol, Mar	3,5km²	Piroclastitas, brechas y lavas andesíticas y dacíticas	Mioceno	Mineralización diseminada, en vetas y stockwork. Oxidación (Dig, Cv, Cer, Ceri, Hem). Sinteritas con ópalo, cristobalita, calcedonia, cuarzo y alofano. Otras alteraciones: turmalina	51,56
4	Guayaos (Jujuy)	Fi, S, P1, P3, S	M,D			<1km²	Traquidacita	18,6±0,3 Ma K/Ar		73,72
5	Inca Viejo (Salta)	K1, Fi, P, S, otras	F,M	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mo	18km²	Dacita, monzonita	15±2 Ma K/Ar	Brechas con turmalina. Otras alteraciones: turmalina. Oxidación. Diseminado	265,279
6	Chinchillas (Jujuy)	Fi, S, K1, A	M	Epitermal baja sulfuración	Py, Cp, Bl, Au, Ga, Pir, Pro, Frb, Arg, Pol, Jam, Atm	0,9km²	Piroclastitas, brechas dacíticas	13±1 Ma K/Ar	Diseminado, cemento de brechas, relleno de fracturas	52,55
7	Pan de Azúcar (Jujuy)	A, Fi, K1, P1, otras	F	Epitermal polimetálico	Ars, Py, Bl, Mar, Ga, Brn, Wz, Cas, Sem, Frb, St, Stn, Pir, Gk, Argy, Ag, Au, Atm	1km²	Dacita	12±2 Ma K/Ar	Otras alteraciones: fluorita, alunita. Vetas	259,279,52
8	Pirquitas (Jujuy)	Fi, S, A, AA2		Epitermal polimetálico	Py, Po, Ars, Cas, Bl, Wz, Ga, Cyl, Frb, Fiz, Boul, Brn, Sem, Geo, Teal, Frn, Schi y otros	<1km²	Pelitas, areniscas	Terciario	Venas. Además de los minerales opacos citados, existen 17 especies más	52,159,128
9	Cerro Redondo (Jujuy)	A, Fi, S, P, otras	F	Epitermal polimetálico	Py, Ars, Mar, Cp, Mag, Bl, Ga, Tn, Brn, Pro, En, Bis, Au, Sar, Gr, Bi	3km²	Dacitas, tobas, brechas	12,54 Ma Trazas de fisión	Otras alteraciones: turmalina. Brechas con turmalina, cuarzo y adularia. Stockwork, diseminado	31,52,50
10	Salle (Jujuy)	A, S, K1, P1, P2		Brecha de explosión	Py, Mar, Ars, Mln, Atm, Ber, Rho, Bl, Cas, Au	4km²	Andesita-dacita, piroclastita	Mioceno superior	Brechas relacionadas con la parte superior de sistemas geotermales.	52
11	La Hoyada (Catamarca)	A, Fi, S, P1, P2, P3, AA2	F	Polimetálico	Ga, Bl, Cp, Py, Bo, En, Arg, Au, Mag, Leu, Ilm, sulfosales de Ag, Strom	21km² (varias áreas)	Tobas, andesitas, riodacitas, dacitas, metamorfitas	Neógeno	Oxidación y supergénesis. Vetas y vetillas de cuarzo con mineralización, diseminado. Alteración en fajas	232
12	Diablillos (Catamarca)	S, Fi, A, P1, P3, AA2	F,M	Epitermal de alta sulfuración	Py, Au		Brechas, dacitas, esquistos de bajo grado	Terciario	Venillas, stockwork, diseminado	108,115
13	Panizos (Jujuy)	A, Fi, S, AA2	F	Epitermal a epitermal de alta sulfuración	Py, Ttr, Ga, Bl, anomalías de Au, Ag, As, Mn y Cu	46km² (varias áreas)	Ignimbritas, dacitas, andesitas	Terciario	Oro diseminado magmático e hidrotermal	289
14	Pairique (Jujuy)	A, Fi, P1, S	M,F	Epitermal		14km²	Dacitas	Terciario	Manifestaciones de Sn y Au. Alteración localizada en una caldera de colapso. Anomalías de Bi, Ag y Au.	261,135

TABLA 1 (continuación)

PUNA Y CORDILLERA ORIENTAL

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
15	Taca-Taca (Salta)	K1, K2, Fi, AA1, AA2, AA3, AA4, S, P1, P2, P3, otras	M, F	Pórfiro cuprífero + epitermal asociado	Cp, Boo, Mo, Au	1,5 km²	Granitos, pórfiro	41 ± 1 Ma K/Ar	Otras alteraciones: turmalina Oxidación-Lixiviación	248,314
16	Organullo-Julio Verne (Salta)	A, P, S		Hidrotermal polimetálico	Py, Cp, Ttr, Bis Aik, Bej, Emp, Mat, Tet, Au	,	Metasedimentitas; lavas, tobas y aglomerados volcánicos-andesíticos	Mioceno-Plioceno	Vetas.	278,265
17	Incahuasi (Catamarca)	Fi, P1, S	F,M	Hidrotermal	Au, Py, Cp		Grauvacas, pelitas	Ordovícico	Vetas	116,12
18	Providencia (Jujuy)	A, P1, P3	D	Estratoligado, epigenético	Cc, Ag, Ac, Strom, Cp, Bo, Cer, Ando, Py, Ga, Bl, Au, otros	12 km²	Conglomerados rojos	Terciario	Diseminado. Lixiviación	221
19	Cerro Colorado Sur-Orosmayo (Jujuy)	S, A, P1, P2	F,M	Sistema geotermal	Py, Mag, Mo, Cp, Bo	11 km²	Dacitas	Terciario superior	Diseminado, venillas.	49
20	Sierra de Rinconada (Jujuy)	S			Au, Py, Atm, Ga, Ars, Bl, Pyau		Metapelitas	Ordovícico	Zonación con estannita en la parte superior y cuarzo aurífero en la inferior	12
21	Concordia-Polvorillas (Salta)	A, Fi, S	F,M	Epitermal polimetálico	Bl, Ga, Py, Ttr, Ars, Brn, Cp, Jam, Mar, Pir, Sem	5 km²	Conglomerados, areniscas, andesita, dacita, metapelitas, rocas porfíricas		Oxidación y supergénesis. Diseminado, vetas	14,20
22	Pancho Arias (Salta)	K2, Fi, P1, P3	F,M	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mo, Mag, Au, Dela	3 km²	Pórfiro dacítico a monzonítico, brechas, metasedimentitas	15,8 ± 0,3 Ma	Diseminado, stockwork. Oxidación, supergénesis	269,231,198
23	Sierra de la Ramada (Tucumán)	Fi, A, S	F	Greisen		< 1 km²	Granitoides		Oxidación, supergénesis. Alteración en fajas	250
24	Aguilar (Jujuy)		D	Sedex, skarn	Bl, Ga, Py, Po, Cp, Pir, Boul, Ttr, Pol, Brn, Arg, Mo, otros		Cuarcitas, areniscas arcósicas y calcáreas	Tremadociano	Efectos de contacto de un granito. Hay skarns	277,280,88
25	Esperanza (Jujuy)		D	Sedex	Bl, Py, Ga, Po, Gr, Ars, Cp, Wz		Sedimentitas clásticas finas, exhalitas de Ba, chert	Tremadociano	Estratoligado de Zn, Pb y Ba	277,280,88
26	Rosario de Coyaguaima (Jujuy)	S		Hidrotermal	Au	< 1 km²	Metarenitas, metapelitas		Numerosas vetas e "hilos" de cuarzo aurífero	12

TABLA 1 (continuación)

SIERRAS PAMPEANAS Y SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPERFICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
27	Distrito Cerro Blanco (San Juan)	Fi, P1, P2, P3, S	M, D	Hidrotermal	Pyau, Au, Hem, Mag, En, Cv, Dig, Ga, Bl		Esquistos, diques riolíticos, brechas, calizas	246±8 Ma K/Ar	Vetas. Reemplazo (skarn)	42,237
28	El Temblor (San Juan)	A, S, Fi, P	F	Hidrotermal	Py, anomalías de Au y Ag	<1 km²	Pórfiro riolítico (?)	256±8 Ma K/Ar	Diseminado. Venillas de limonitas. Venulación silícea. Vetas	42,237
29	El Arriero (San Juan)	S, otras	F	Hidrotermal	Py, anomalías de Cu, Mo y Au, Cp, Bl, Ga, Ttr, Tn, Ag	<1 km²	Pórfiro dacítico, anfibolita	Paleozoico superior	Diseminado, venillas. Otras: piritización	42
30	La Carolina (San Luis)	P1, P2, P3, K1, Fi, S, A	F	Epitermal de baja sulfuración	Py, Py arsenical, Cp, Mar, Esf, Ga, Wz, Tn, Ttr, Ars, Po, Au	9km²	Rocas volcánicas y volcaniclásticas mesosilícicas	7,5 a 7,3 ± 0,4 Ma K/Ar	Stockwork, brechas	275,288
31	Diente Verde (San Luis)	Fi, S, A	F	Pórfirico cuprífero	Cp, Py, Po, Mag, Tn, El, Bo, Au		Andesitas	9,5±0,5 Ma K/Ar	Stockwork. Oxidación y lixiviación	275,288
32	Sierra Norte-Ambargasta (Córdoba)	P1, P2, P3, K2, A, Fi, otras	F	Pórfiro cuprífero	Mo, Py, Cp, Bl	8km² aprox.	Granodioritas-granitos, pórfiros dacítico-riolíticos		Venillas, diseminado. Otras alteraciones: adularia, hornblenda, albita. Diez zonas de alrededor de 1 km2. Supergénesis	148,149
		S, P1, P2, P3	M	Pórfiro cuprífero	Cp, Py, Bo, Ga, Bl, Cc, Cv		Esquistos cuarzo-feldespático-micáceos		Venas, venillas, stockwork	148,149
33	Macho Muerto, Farallón Negro (Catamarca)	P1, P2, P3, S, A, Fi	F,M	Epitermal	Py, Ga, Bl, Manca, Blau, Cp, Au, Ag, Man, Cnph, Crip, Pirol		Brecha andesítica	Mioceno	Vetas. Oxidación	40,272
34	Las Termas, sierra de Fiambalá (Catamarca)	S, otras, P1, P3, A	F	Greisen rico en fluor	Pch, Cas, Cp, Po, Py, Mln, Au		Metamorfitas	Paleozoico superior?	Brechas cataclásticas, filones, venas, venillas, diseminado. Supergénesis. Otras alteraciones: fluorita, topacio, zinnwaldita?, episienita. Dos tipos de greisen: exo y endogreisen	201
35	Sector sur oriental de Alto de la Blenda, Farallón Negro (Catamarca)	P2, P3, S, otras	F	Epi a mesotermal	Au, Ag		Brecha andesítica	Terciario	Vetas. Otras alteraciones: limonitas, yeso	107
36	Las Aguilas Este (San Luis)	P1, P2, S	F	Hidrotermal	Po, Pent, Cp, Bv, Au, El, Cr, Ptn, Vio, Mack, Cub, Ilm, Mag, Gr, Py, Mar, Gra, Mhm, Leu, Spn	2km² aprox.	Contacto metamorfitas-rocas básicas, zonas con metamorfismo dinámico	Paleozoico inferior	Venillas, venas, diseminado. Supergénesis. Otras alteraciones: anfíbol, serpentina. Oxidación	160,161
37	Volcanes de Pocho (Córdoba)	Fi, A, S	M	Epitermal	Anomalías de Au, Py	<1 km²	Andesitas, traquiandesitas, brechas hidrotermales	7,9 a 4,5 Ma	Diseminado, stockwork	194,130
38	Oncán (Córdoba y Santiago del Estero)	K1, S	F	Hidrotermal	Au	100km²	Pórfiro riodacítico	494±11 Ma Rb/Sr	Diseminado	194,239

TABLA 1 (continuación)

SIERRAS PAMPEANAS Y SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
39	Agua Rica (Catamarca)	AA2, AA1, AA4, AA3, AA5, AA6, K1, K2, Fi, P1, P3	F	Pórfiro cuprífero, epitermal de alta sulfuración	Py, Cp, Bo, Mo, Mag, En, Ga, Bl, Mar, Cc, Au, Po	3km²	Filitas, pórfiros andesíticos, brechas	6,29±0,06 Ma, 6,10±0,04 Ma, 5,35±0,14 Ma Ar/Ar	Dos paragénesis minerales. Lixiviación y enriquecimiento. Presencia de azufre y rodocrosita.	137, 206, 251, 138, 139
40	Capillitas (Catamarca)	S, Fi, P	F	Epitermal alta a baja sulfuración	Py, Po, Ars, Ga, Bl, Mar, Cp, En, Tn, Au y otros	1km²	Riolita, tobas, brechas, dacitas	5±0,5 Ma, 5,16±0,05 Ma K/Ar, Ar/Ar	103 especies de minerales. Otros minerales: rodocrosita, capillitita. Siete pulsos mineralizantes	190, 251
41	Cerro Atajo (Catamarca)	S, AA2, A, P1, P3	F	Epitermal alta sulfuración	Au, Pyau, Wt, Cp, Bl, Ga, Cu grises, Zink, St, Ttr, Cc	6km²	Pórfiros ríolíticos y dacíticos	5,11±0,04 Ma Ar/Ar	Stockwork, diseminado, vetas. Hay zonación vertical de mineralización auro-cuprífera (W en la parte superior y polimetálica en la inferior). Enriquecimiento supergénico incipiente. Presencia de baritina	220, 251, 21
42	Agua Tapada (Catamarca)	Fi, S, A, K	F	Pórfiro cuprífero	Mag, Cp, Py, Ga, Bl. Anomalías de Au		Pórfiro dacítico, andesitas, brechas	6,84±0,15 Ma, 7,39±0,17 Ma Ar/Ar; 8,8±0,3 Ma K/Ar	Diseminado, venillas	251, 147, 106
43	Bajo El Durazno (Catamarca)	K1, K2, Fi, S, P1, P2	F	Pórfiro cuprífero	Mag, Py, Cp, Mo, Bo, Bl, Ga, Ttr-Tn, Au	1,8km²	Pórfiro andesítico	8,33±0,18 Ma Ar/Ar; 7,1±0,1 Ma, 7,9±0,1 Ma, 8,7±0,4 Ma K/Ar	Oxidación. Diseminado, venas	251, 38, 147
44	Bajo San Lucas (Catamarca)	S, K1, K2, Fi	F	Pórfiro cuprífero	Mag, Py, Cp	3km²	Diorita, pórfiro dacítico	7,35±0,06 Ma Ar/Ar; 7,1±0,1 Ma K/Ar	Oxidación. Stockwork	251, 85, 38
45	Bajo Las Pampitas (Catamarca)	S, A, P, Fi, K2	F	Pórfiro cuprífero	Mag, Py, Cp, Au, Bo	<1km²	Pórfiro riodacítico, monzonita, brechas	7,7±0,3 Ma K/Ar	Diseminado, stockwork. Oxidación. Pertenece al Complejo Volcánico Farallón Negro	251, 84, 147
46	Bajo La Chilca (Catamarca)	K, Fi, S, P2	F	Pórfiro cuprífero	Mag, sulfuros		Andesitas, pórfiro dacítico?			251
47	La Estancia (San Luis)	S, Fi, K1	F	Epitermal	Py, Ga, Bl, Mar, Po, Cp, Ars, Gr, Au, El, Ag, Boul, Jam, Pir, Wt	1,6km²	Gneises	Terciario superior		191
48	Sierras de Ancajá y Guasayán (Santiago del Estero)	S, A, Fi, P1, P2, P3	M, F			120km²	Volcanitas ácidas y básicas, calizas, esquistos			37
49	La Granja (Córdoba)	Otras					Areniscas, fangolitas		Otras alteraciones: ceolitas, en nódulos	228
50	Bajo Las Juntas (Catamarca)	K, S, Fi, P		Pórfiro cuprífero	Py, anomalías de Cu, Pb y Zn	2km²	Andesitas, monzonitas, granito	7,59±0,08 Ma Ar/Ar	Oxidación	251, 306
51	Bajo Los Jejenes (Catamarca)	Fi, P, S		Pórfiro cuprífero	Py, anomalías de Cu, Pb y Zn	1km²	Brecha volcánica andesítica			251

TABLA 1 (continuación)

SIERRAS PAMPEANAS Y SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
52	Bajo La Alumbrera (Catamarca)	P1, P2, P3, K1, K2, Fi, S, A, otras	F, M, D	Pórfiro cuprífero	Py, Mag, Cp, Mo, Au, Bl, Ga, Bo, Po	4km²	Brechas andesíticas, pórfiro dacítico-riodacítico	6,83 ± 0,07 a 7,1 ± 0,13 Ma Ar/Ar	Otras alteraciones: anhidrita. Supergénesis y oxidación	251, 112, 109, 258, 266, 114, 132
53	El Alisal (Tucumán)	K1, K2, A, Fi, S, P1, P2, P3	F, M, D	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mag, Bl, Po, anomalías de Au	5km²	Brechas, pórfiro andesítico, granodiorita, andesitas, dacitas	Terciario	Diseminado, venillas, stockwork. Supergénesis	192
54	Filo Colorado (Catamarca)	K1, K2, S, Fi, P1, P2, P3, A, otras	M, F	Pórfiro cuprífero y molibdení-fero	Py, Cp, Bo, Mo	16km²	Granitos, metamorfitas, andesitas, dacitas, basaltos, brechas dacíticas	Terciario	Diseminado, venillas. Otras alteracio-nes: yeso	1
55	Las Aguadas (San Luis)	Fi, P1, P2, P3, S, otras	F	Hidrotermal	Bl, Ga, Cp, Tn, Ttr, Py, Po, Cub, Mar, sulfosales de Bi?		Esquistos, granitoides, migmatitas	Eocarboní-fero	Vetas. Otras alteraciones: pirita, turmalina. Oxidación y supergénesis	287
56	Los Ratones (Catamarca)	Otras	F	Greisen	Wt, Cas		Granitos, metamorfitas, pórfiro granítico		Vetas, diseminado. Otras alteracio-nes: greisen, biotita. Presencia de fluorita en las vetas	18
57	El Salto (Catamarca)	Otras	F	Greisen	Wt		Anfibolitas		Vetas, diseminado. Otras alteracio-nes: greisen, biotita. Presencia de fluorita en las vetas	18
58	San Antonio (Catamarca)	Otras, S	F	Greisen	Wt		Granito, metamorfitas		Vetas. Otras alteraciones: greisen	18
59	Del Valle (Catamarca)	Otras	F	Greisen	Wt, Cp, minerales de Bi		Granito, metamorfitas		Vetas. Otras alteraciones: greisen. Presencia de fluorita y turmalina en las vetas	18
60	Vinquis Sur (Catamarca)	Otras	F	Greisen	Wt, Py, Cp		Granito		Vetas. Otras alteraciones: greisen	18
61	Cerro Negro (Catamarca)	Otras	F	Greisen	Sch, Wt, Au, Py, Cp		Metamorfitas		Vetas. Otras alteraciones: greisen, turmalina. Presencia de fluorita y turmalina en las vetas	18
62	Vil Achay (Catamarca)	Otras, Fi	F	Greisen	Cas, Mag		Anfibolitas, granitos	Paleozoico inferior	Otras alteraciones: greisen, albita. Presencia de fluorita, lepidolita, topacio. Mineralización asociada con un dique	17
63	Mazán (La Rioja)	Otras	M	Greisen	Cas, Wt	< 1km²	Granito	330-334 Ma K/Ar	Otras alteraciones: greisen. Venas de cuarzo relacionadas con la mineralización	77
64	La Descubridora (La Rioja)	Otras	F	Greisen	Wt, Cas, Ars, Py, Cp		Granito	Carbonífero?	Otras alteraciones: greisen, tur-malina, fluorita. Mineralización en vetas. Venas de cuarzo asociadas	256

TABLA 1 (continuación)

TANDILIA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPERFICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
65	Cerrito de la Cruz (Buenos Aires)	P1, AA1, K2, A	F	Hidrotermal		<1 km^2	Gneis granodiorítico, cuarcitas			78, 79, 67
66	Oeste de Barker (Buenos Aires)	AA1, AA2, AA3, S	M, F	Hidrotermal		<1 km^2	Gneises		Otros minerales asociados: turmalina, rutilo	67
67	Cerro Reconquista (Buenos Aires)	AA1, AA2, AA3, A, S	F	Hidrotermal		2km2 aprox.	Migmatitas, peltas, cuarcitas		Venas de calcita, baritina, hematita. Turmalina	68

SISTEMA DEL FAMATINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPERFICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
68	Distrito Nevados del Famatina (Cerro Caballo Muerto, La Estrechura, Portezuelo de Iláñez) (La Rioja)	K1, K2 (etapa I y II);	F	Cobre porfírico (Mo-Cu-Au), a epitermal de alta sulfuración	Mag, Py, Mo, Ilm,	30km^2 aprox. (todo el distrito)	Pórfiro dacítico, metapelitas	5,0±0,3 Ma 40Ar/39Ar en feldespato potásico y biotita ígneos	Diseminado, vetas, venillas, stockwork, brechas. Oxidación. Otras alteraciones: sericita, cuarzo, caolinita, illita, anhidrita, baritina.	153, 152, 154, 151
		Fi (etapa III y IV)			Py, Mo, Bo, Po, Cp, Id, Cc, Bl, Tn, Au					
		AA1, AA2, AA3, AA4, A (etapa V)			Py, En, Cp, Cv, Cc, Bl, Tn, Ttr, Fam, Lu, Au, Syl, Gol, Wt					
69	Distrito Nevados del Famatina (Mina La Mejicana; vetas San Pedro y Upulungus) (La Rioja)	AA1, AA2 (secuencia profunda)	F	Epitermal de alta sulfuración	Py, Ttr, Tn, Au, Gol, telururos, Cp, Cv, Fam, En, sulfosales Bi, Bl, Mo	vetas cubiertas por depósitos de colluvio	Metapelitas		Vetas, venillas, stockwork, bonanzas. Se ubica en el halo de alteración del sistema porfírico del distrito. Otras alteraciones: cuarzo, sericita, caolinita, baritina, anhidrita. Oxidación	153, 152, 154, 151
		AA1, AA2, AA4 (secuencia media)			Fam, En, Py, Mar, Tn, Ttr, Au, Gol, telururos, Cp, sulfosales de Sn, Bi, Pb y Pb-Ag, Cv					
		AA1, AA2 (secuencia poco profunda)			Fam, En, Mar, El, Gol, telururos, sulfosales de Sn, Bi, Pb, Pb-Ag y Ag, Cv, Ga					
70	Cerro Chuscrín (La Rioja)	S, Fi, A, AA2, AA1, P1, AA3, AA6	F	Epitermal alta sulfuración	Py	<1 km^2	Riolitas		Zonas de forma lenticular	189

PRECORDILLERA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPERFICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
71	Quebrada El Rodado Sector Diana (San Juan)	S, Fi, P3	F, D, M	Diseminado y skarn	Py, Pyau, Mo, Cp, Bl, Ga, Mag	>1 km^2	Pórfiro dacítico, calizas	Mioceno (13±2 Ma)	Stockwork, diseminado, venillas. Pertenece al distrito Gualcamayo.	282

TABLA 1 (continuación)

PRECORDILLERA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
72	Cerro Blanco (La Rioja)	A,S	F,M	Diseminado y skarn	Py	<1 km^2	Pórfiro dacítico, calizas	Mioceno (13±2 Ma)	Stockwork, diseminado. Venillas de yeso y calcita. Skarn de poco desarrollo	282
73	Paramillos Sur (Mendoza)	Fi, K1, K2, A, P1, P3, S	F	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mo, Po, Cub, Bo, Mack, Bl, Ga	1,5km^2	Complejo porfírico, sedimentitas, basaltos	17,8±0,9; 15,2±0,5 Ma; K/Ar	Edad en rocas alteradas. Diseminada. Trazas de Au. Oxidación y lixiviación. Enriquecimiento supergénico	244, 140, 81
74	Paramillos Norte (Mendoza)	Fi, K2, P3, P1, S	F,M	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mo, Mag, Ilm, Espe, Po, Mack, Bo, Au	4km^2	Complejo porfírico, diatrema "buclinera"	16,0±0,4* 17,3±0,7** Ma	*en moscovita; **en pórfiro propilitizado. Diseminado. Oxidación y lixiviación. Otras alteraciones: escapolitización.	205, 140, 268
75	San Benicio (Mendoza)	K, A, S, P		Epitermal	Py, Cp, Mo, Au	1,4km^2	Pizarras, metagrauvacas, andesitas	Mioceno	Diseminado	205, 82, 143
76	Oro del Sur (Mendoza)	P1, P3, A, AA2, K1, S		Epitermal de alta sulfuración	Py, Cp, Bl, Mo, Po, Mar, Mag, Ilm, Ga, Ttr, Au-El	2km2 aprox.	Peltas, areniscas, tobas	Terciario	Diseminado, vetiforme. Chimeneas de brechas de explosión, con tremolita-actinolita, apatita, turmalina, cuarzo, clorita, calcita, vermiculita, calcopirita	47
77	Guachi (San Juan)	K1, K2, Fi, A, P1, P2, P3	F	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mag, Ilm, Au	5km^2 aprox.	Andesitas, pórfiro dacítico, sedimentitas, gabro	21,0±10; 16,0±5; 30,0±5; 110±10; 112,5±10 Ma; K/Ar	Edades en rocas ígneas. Diseminado, stockwork	11, 270, 310, 146
78	Carrizal de Arriba (San Juan)	K2, Fi, P, S	M	Pórfiro cuprífero	Po, Py, Cp, Mo, Au	<1km^2	Pórfiro riolítico, sedimentitas	261,0±22 Ma; K/Ar	Diseminado, stockwork	246, 247, 249
79	Ullún-Zonda (San Juan)	A	M			<1km^2	Dacitas, riolitas	Terciario		145
80	Norte del Cerro Los Colorados (Mendoza)	A,S	F,M	Epitermal		<1km2	Andesitas, areniscas	Terciario	Area con sondeos. Limonitas, ópalo	136
81	Guallán (San Juan)	S	F	Skarn	Limau, Py, Po, Pyau, Pirol, Bl, Ga, Cp, El, Mag, Espe, Ilv, Mack		Contacto calizas-dacitas	Terciario	Oxidación	12, 26, 309, 293, 294, 43, 30, 80, 9, 207
82	Alcaparrosa (San Juan)	K1, K2, Fi, A, P1, P2, S		Pórfiro cuprífero	Py, Po, Bl, Ga, Ars, Cp, Mo, Mar	10km^2	Pórfiro andesítico-dacítico, metapelitas, metabasaltos	272±4 Ma K/Ar	Diseminado, vetillas. Oxidación y enriquecimiento secundario. Datación en biotita hidrotermal	25, 268, 269
83	Las Trancas (San Juan)	A, Fi, S, P1, P2, P3	M	Pórfiro cuprífero	Py, Ars, Cp, Bl, Au	<1 km^2	Andesitas-dacitas, sedimentitas		En la zona hay vetas polimetálicas con Pb, Ag y Zn.	245
84	Cacheuta (Mendoza)	K1, P2, A, otras			Py, Cp, Bran		Gabro	Carbonífero	Otras: plagioclasa albita, turmalina	240
85	Distrito Gualcamayo (San Juan)	S, P1, P2, P3, K1, K2	F,M	Skarn	Mo, Pyau, Bl, Ga, Cp, Ttr		Pórfiro dacítico, calizas	5,6±2 Ma	Manifestaciones tipo stockwork, diseminado, venillas. Oxidación	271

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERA FRONTAL

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
86	Yalguaraz Central (Mendoza)	P1, P3, Fi, K2, S	F,M	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Po, Mar, Mo, Ga, Bl, Ars, Ttr	1 km² aprox.	Sedimentitas, pórfiro dacítico	Paleozoico superior	Otras alteraciones: escapolita, probable wollastonita. Edad por correlación con San Jorge	202
87	San Jorge (Mendoza)	K1, Fi, K2, P1, otras	F	Pórfiro cuprífero	Cp, Py, Cub, Mack, Mar, Po, Ars, Mo, Ga, Bo, Au	> 1 km²	Areniscas, pórfiro granítico y pórfiro dacítico	275 ± 4 Ma, 309 ± 9 Ma K/Ar	Otras alteraciones: turmalina. Oxidación y enriquecimiento supergénico. Gran parte del área alterada está cubierta por depósitos modernos	311, 269, 57
88	La Alumbrera (San Juan)	P1, P2, P3, A, Fi, S	F,M	Epitermal	Espe, Au	11,5 km²	Andesitas, piroclastitas	Terciario	Anomalías de Pb-Zn-Cu y metales preciosos. En la zona hay minas de sulfato de aluminio	307
89	Valle del Cura (San Juan)	A, Fi, S, AA2, otras	F	Epitermal alta sulfuración	Py, Au, En, Esc	4.400 km²	Andesitas, dacitas, riolitas	Entre 11 y 9 Ma en la mina El Indio	Oxidación produce sulfatos. Varios proyectos y prospectos (Zancarrón, Río Frío, Veladero, Del Carmen, Jagüelito, Lama y otros). Otras alteraciones: baritina, azufre, sinter	27, 264, 124, 198
90	Veladero Sur (San Juan)	S, Fi, A, P, otras	F	Epitermal alta sulfuración	Au, El, Py, Cp, Cv, Ga, Ag	15 km²	Lavas y brechas andesíticas	Mioceno medio a superior	Once sectores mineralizados. Otras alteraciones: alunita, yeso, calcita, azufre. Vetas, brechas, diseminado	41, 236
91	Antecristo (San Juan)	S, A, Fi	F,M	Hidrotermal	Cas, Py, Mag, Cp, Au		Sedimentitas		Oxidación. Brechas, diseminado, venillas, masas, vetas	29
92	Tocota (San Juan)	Fi, S	M,F	Supuesto pórfiro cuprífero		8 km²	Metasedimentitas, roca porfírica	Terciario	Interpretación como pórfiro basada en anomalías de IP. En la zona hay brecha pipes de turmalina con Cu, Bi, As y Au, y vetas de turmalina con cuarzo con arsenopirita y pirita	156, 142, 308
93	Chita (San Juan)	Otras		Greisen	Mo, Sch, Wt		Granito	Neopaleozoico	Otras alteraciones: greisen	252
94	Arroyo Chita (San Juan)	S, A, Fi, K1, K2, P	F	Pórfiro cuprífero + epitermal de baja sulfuración	Py, Cp, sulfosales de Ag, anomalías de Au y Ag, Ars	15 km² aprox.	Pórfiros ácidos	Terciario	Oxidación. Supergénesis. Mineralización en vetas, stockwork, brecha pipes, diseminada	141
95	El Retamal (San Juan)	P1, P2, P3, A, Fi, S, K1, K2, otras	D, M, F	Hidrotermal	Py, Cp, Mo, Bo, Mar, Ars, Bl, Mag, Au	7 km²	Granodiorita, sedimentitas, cuerpos de brecha		Diseminado, venillas, escasas vetas. Oxidación. Otras alteraciones: turmalina	242, 218
96	Quebrada del Chorrillo (San Juan)	Fi, A, S, P1, P2, P3	M,F	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Ars, Bl, Bi, sulfosales de plomo y plata	1,6 km²	Pórfiro dacítico, areniscas	Paleozoico superior o Terciario	Anomalía de Mo y Au. En la zona hay brechas con turmalina	274
97	La Fragüita (San Juan)	A, Fi, S, otras		Hidrotermal baja temperatura		2,5 km² aprox.	Granodiorita, sedimentitas		Brechas y chimeneas turmalínicas. Otras alteraciones: ópalo, calcedonia. Anomalías de Au-Ag-Cu-As	39, 25
98	San Francisco de los Andes (San Juan)	K1, K2, Fi, S, P1, otras	F	Brecha pipe turmalínico	Py, Ars, Bis, Emp, Cp, Ttr, Bl, Lu, Au		Granodiorita, sedimentitas	Paleozoico superior	Otras alteraciones: turmalina. Supergénesis con formación de arseniatos de Bi. Mineralización ubicada en el borde del brecha pipe	150
99	Santa Clara (Mendoza)	Fi, S, A	F	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mag, Mo, Po, Mar, anomalías de Pb y Zn	2,5 km²	Pórfiro granítico, pórfiro granodiorítico, metasedimentitas	Carbonífero superior-Pérmico inferior	Oxidación. Tres sectores de interés. Stockwork, venas. Supergénesis	199, 198, 230, 48

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERA FRONTAL Y CUENCA NEUQUINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
100	Punta de Vaca (Mendoza)	S	F	Hidrotermal	Ga, Bl		Ignimbritas riolíticas	Triásico?	Guías	238
101	San José (Mendoza)	P1, P2, P3, S	F	Manto	Neo, Bo, Cv, Cc		Andesitas	Jurásico-Cretácico	Relleno de fracturas. Enriquecimiento	238
102	Río Vacas (Mendoza)	S, Fi, K	F	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Bo, Mag, Mo		Pórfiro granodiorítico, lavas y brechas andesíticas	8,5 ± 0,2 Ma K/Ar	Enriquecimiento	238, 268
103	Arroyo del Tigre (San Juan)	A	F	Hidrotermal			Cuerpos ácidos	Triásico superior-Jurásico inferior		238
104	Copahue (Neuquén)	AA2, A, S, P1, otras	F	Campo geotérmico	Py		Andesitas básicas	Actual	Otras alteraciones: azufre, cristobalita. Alojada en una caldera de 15 x 20 km	195, 196
105	Los Maitenes-El Salvaje (Neuquén)	Fi, P1, P2, S, A	F	Pórfiro cuprífero	Py, Ga, Ars, Cp, Au, Bl	20 km²	Tonalitas, dacitas, otras volcanitas	67 ± 3 Ma, 34 ± 3 Ma, K/Ar	Vetas. La mina Erika es un yacimiento periférico	64, 65
106	Campana Mahuida (Neuquén)	K1, K2, Fi, P1, P2, P3, otras	F, M, D	Pórfiro cuprífero	Cp, Bo, Mo, Au, Py, Mag	42 km²	Sedimentitas, pórfiros andesíticos y granodioríticos	76,0 ± 1,4 Ma	Otras alteraciones: turmalina. Diseminado, venillas. Vetas periféricas. Oxidación y supergénesis	312, 269
107	Leoncito (San Juan)	A, Fi, S	F	Pórfiro cuprífero	Anomalías de Cu y Mo	3 km²	Pórfiro andesítico	Terciario	Oxidación	199, 198
108	El Pachón (San Juan)	K1, K2, S, Fi, A, P1, P3, otras	F	Pórfiro cuprífero	Cp, Bo, Mo, Py, Espe, Mag	2,3 km²	Andesitas, pórfiros dacítico-granodioríticos, tobas y volcanitas meso-silíceas y ácidas	14 a 17 Ma	Otras alteraciones: turmalina, pirita. Oxidación y supergénesis. Stockwork, diseminado. Datación en intrusivo dacítico de Los Pelambres	74, 241, 144, 276
109	Cerro Mercedario (San Juan)	K, P, Fi, A		Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mo, Mag	8 km²	Brechas andesíticas, lavas y tobas	13 Ma K/Ar		238, 198
110	La Voluntad (Neuquén)	K1, K2, Fi, P1, P2, P3, otras	M, D	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mo, Bl, Ars, Wt, Bo	4 km²	Tonalita, granodiorita, diques aplíticos y dacíticos	287 ± 4 Ma K/Ar	Supergénesis escasa. Otras alteraciones: ceolitas. Diseminado, venillas	86, 87, 268, 269, 276

SAN RAFAEL NO-PAMPEANA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
111	Distrito El Nevado (Mendoza)	Fi, A, K1, K2, P1, P2, P3	F, M	Pórfiro cuprífero	Mag, Py, Ilm, Cp, Ga, Bl, Au y/o El, Mo, Bo	15 km² aprox.	Granodioritas-tonalitas	Pérmico	Diseminado, vetas. Mayor mineralización en zona potásica	62
112	Los Reyunos (Mendoza)	Fi, A		Hidrotermal	Urn, Coff, Bran, Py, Cp		Ignimbritas, conglomerados, brechas	276 ± 5 Ma K/Ar	Hay también baritina	134, 12

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERAS PATAGONICA Y FUEGUINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
113	Cerro Colhue (Chubut)	A, Fi, S, P1, P3, otras	M	Hidrotermal	Cp, Mo, Py, Bo, Au, Bl, Rb	>1 km²	Granitoides	Cretácico superior-Terciario inferior	Diseminado, vetas. Otras alteraciones: turmalina	105, 187, 102, 186, 96
114	Condorcanqui (Chubut)	P, S, Fi, A	M	Hidrotermal	Py, Cp, Bo, Cc, Dig	>1 km²	Volcanidasitas	Cretácico superior	Diseminado, venas, stockwork	105, 187, 4, 8, 281
115	Cerro Colorado (Chubut)	S, P	F	Hidrotermal	Py, Cp, Hem	7,5 km²	Volcanidasitas	Terciario	Diseminado, venillas. Area de alteración	105, 187, 262, 299
116	Cerro Torrecillas (Chubut)	S, P	D	Hidrotermal	Py, Mo	>1 km²	Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Stockwork, diseminado	105, 187, 299
117	*Cerro Riscoso (Chubut)	S, A	F	Hidrotermal	Py, Cp, Bl, Ga, Mag	>1 km²	Granitoides, volcanidasitas	Terciario	Diseminado, vetas. Area de alteración	105, 187, 299, 126
118	*Cordón Esquel (Chubut)	S, A, otras	F	Hidrotermal	Py, Cp	>1 km²	Granitoides, volcanidasitas	Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187, 125, 301
119	Techado Blanco (Chubut)	S, otras	D	Hidrotermal	Py, Ag		Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Vetas. Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187, 167, 168
120	*El Encanto (Chubut)	P, A, S	D	Hidrotermal	Py	>1 km²	Volcanidasitas	Terciario	Area de alteración	187, 299
121	*Lago Rivadavia (Chubut)	P, S	D	Hidrotermal	Py, Cp	<1 km²	Granitoides, volcanidasitas	Cretácico superior-Terciario	Vetas. Supergénesis	187, 299
122	Huemules (Chubut)	S, A, P El	F	Hidrotermal	Bl, Ga, Cp, Py, Au, Ag,	<1 km²	Volcanidasitas	Terciario	Diseminado, vetas, brechas, stockwork	187, 305, 204
123	Nahuel Pan (Chubut)	S, A, P, otras	F	Hidrotermal	Py, Au, Ga, Bl, Cp	>1 km²	Sedimentitas, volcanidasitas	Terciario?	Diseminado, vetas. Otras alteraciones: pirita	187, 299, 300, 204
124	Cordón del Ingeniero (Chubut)	S, P	D	Hidrotermal	Py, Cp		Volcanidasitas	Terciario	Diseminado	187, 262, 299
125	Lago Menéndez (Chubut)	S, P	D	Hidrotermal	Py, Cp, Ga		Volcanidasitas	Cretácico superior-Terciario	Venas	187, 299
126	Mallín Blanco (Chubut)	P, A, Fi	D	Hidrotermal	Py, Cp, Ga, Bl, Po		Volcanidasitas, granitoides	Terciario	Vetas, diseminado	187, 299, 304, 204
127	*Alto del Dedal (Chubut)	P, S, otras	D	Hidrotermal	Py	1 km²	Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187, 299, 126
128	*El Martillo (Chubut)	P, S, A	D	Hidrotermal	Py	<1 km²	Volcanidasitas	Terciario	Area de alteración	187, 299
129	Cordón Situación (Chubut)	S, A, Fi	F	Hidrotermal	Py, Cp, Ga, Bl,	>1 km²	Volcanidasitas, granitoides	Cretácico superior-Terciario	Vetas, diseminado. Area de alteración	187, 185
130	Poncho Blanco (Chubut)	P, S	D	Hidrotermal	Py, Cp		Volcanidasitas, granitoides	Cretácico superior-Terciario	Venas. Supergénesis	187, 167, 168

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERAS PATAGONICA Y FUEGUINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
131	Libertador General San Martín (Chubut)	S,A	D	Hidrotermal	Ga, Bl, Cp, Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Vetas	187,118
132	Arroyo Luque (Chubut)	Fi, A, K1, P1, P2, P3, otras	F Ars	Hidrotermal	Py, Cp, Mo, Bo, Mag,	>1 km²	Volcaniclastitas, granitoides	Cretácico superior	Otras alteraciones: turmalina. Diseminado, stockwork	187,175,173
133	Río Hielo (Chubut)	S,P		Hidrotermal	Py,Cp	<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Diseminado	187,118
134	Pirámide Sur (Chubut)	S	D	Hidrotermal	Py	>1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,167,168
135	Arroyo de los Jabalíes (Chubut)	S,A	F	Hidrotermal	Py, escasa Cp	<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Veta, diseminado	187,180
136	Cerro Gonzalo (Chubut)	Fi, A, S	F	Hidrotermal.	Py, Cp, Mo, Au?, Ag		Granitoides Brecha de conducto	Cretácico superior	«Breccia pipe»	187,171
137	Cerro La Portada (Chubut)	S,P	D	Hidrotermal	Cp, Bo, Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Veta	187,180
138	Los Pozones (Chubut)	P,S	M	Hidrotermal	Py, Cp		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Veta. Supergénesis	187,118,167, 168
139	Arroyo El Rápido (Chubut)	Fi,S,P,otras	F	Hidrotermal	Py, Cp	<1 km²	Volcaniclastitas, granitoides	Cretácico superior	Diseminado, brecha. Oxidación	187,169
140	Lago Nº 2 (Chubut)	S	D	Hidrotermal	Py	<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,167,168
141	Laguna Súnica (Chubut)	S	F	Hidrotermal	Py, Cp	<1 km²	Volcaniclastitas	Terciario	Area de alteración	187,166
142	Arroyo Las Mentas (Chubut)	A	D	Hidrotermal	Ga, Cp, Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior?-Terciario?	Veta	187,204,44
143	Arroyo Cascada (Chubut)	S	M	Hidrotermal	Py, Ars, Au		Volcaniclastitas	Cretácico superior	Veta, diseminado?	187,97,98
144	Cerro Pedregoso (Chubut)	A, Fi, S	M	Hidrotermal	Py, Cp, Ga?	>1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior?-Terciario?	Area de alteración	187,225
145	Cordillera de Sakmata (Chubut)	S	D	Hidrotermal	Ga, Bl, Cp, Py, Mo		Sedimentitas	Cretácico superior-Terciario	Veta	187,204,235, 184,215
146	Valle Hondo (Chubut)	Fi, S	M	Hidrotermal	Py, Cp	>1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario?	Area de alteración	187,225,223

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERAS PATAGONICA Y FUEGUINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
147	Estrella Gaucha, Cerro Bayo, (Chubut)	S, A, P, AA1, AA2, AA3	F	Hidrotermal		>1 km²	Volcaniclastitas, sedimentitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187, 122, 119, 157
148	Doña Isabel (Chubut)	A, S		Hidrotermal	Py, Cp, Ga, Bl		Sedimentitas	Cretácico superior-Terciario	Veta	187, 204, 235, 184
149	Cerro Riñón (Chubut)	S, otras	F	Hidrotermal	Py	>1 km²	Volcaniclastitas, granitoides	Cretácico superior-Terciario?	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187, 3, 214
150	Las Chapas (Chubut)	A		Hidrotermal	Ga		Sedimentitas	Cretácico superior-Terciario	Veta, stockwork	187, 235
151	Cerro Cuche (Chubut)	S, P1, P3, K1, otras	F	Hidrotermal	Py, Mo, Ga, Cp, Ars, Ag	>1 km²	Volcaniclastitas, granitoides	101 ± 5 Ma Rb/Sr; 78 ± 4 Ma	Diseminado, veta. Otras alteraciones: turmalina	187, 227, 224, 3, 286
152	Cerros Colorados (Chubut)	A, S, P, otras		Hidrotermal	Py, Cp, Ilm	>1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario?	Diseminado. Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187, 204, 225
153	Cordillera del Gato (Chubut)	A, S	F	Hidrotermal	Py	>1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187, 235, 157, 182
154	Arroyo Pedregoso (Chubut)	A, S	F	Hidrotermal	Py	<1 km²	Volcaniclastitas, sedimentitas	Cretácico-Terciario	Diseminado, stockwork	187, 182, 273
155	El Gato (Chubut)	A, Fi, AA1, AA2, AA3	F	Hidrotermal		<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187, 235, 157, 13
156	Arroyo Ñirihuao (Chubut)	A	F	Hidrotermal	Py?	<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración. Oxidación	187, 177
157	Cerro Peñasucho (Chubut)	A, S	F	Hidrotermal	Py	>1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Diseminado?	187, 101
158	El Solcito (Chubut)	S?	D	Hidrotermal	Py, Cp		Volcaniclastitas		Veta. Oxidación	187, 197, 120, 121
159	Cerro Teta Norte (Chubut)	S	D	Hidrotermal	Py	<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario?	Area de alteración	187, 204, 235, 182
160	La Ferrocarrilera (Chubut)	S, P, Fi		Hidrotermal	Bl, Ga, Cp, Py		Volcaniclastitas	Jurásico-Terciario	Veta	187, 235, 316, 209, 203
161	*Laguna Margarita (Chubut)	S, A	D	Hidrotermal	Py	<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Diseminado	187, 101
162	Alto Arroyo Flores (Chubut)	S	D	Hidrotermal	Py, Cp	<1 km²	Volcaniclastitas	Jurásico-Terciario	Veta	187, 204, 235
163	Cerro Katterfeld (Chubut)	S, A	F	Hidrotermal	Py	<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico-Terciario	Area de alteración	187, 235, 182, 273

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERAS PATAGONICA Y FUEGUINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
164	Cerro Oro (Chubut)	Hidrotermal	Py			>1 km²	Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Diseminado	187,23
165	Cerro Pilqui (Chubut)	Hidrotermal	Py			>1 km²	Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,23
166	Lago Stange (Chubut)	P,S	D	Hidrotermal	Py,Cp		Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Vetas	187,181
167	Dos Picos (Chubut)			Hidrotermal	Py		Granitoides, volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,23,92
168	*Cerro Cholila (Chubut)	S,otras	F	Hidrotermal	Py		Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,23
169	*Cerros Colorados (Chubut)	P,S,otras	F	Hidrotermal	Py	<1 km²	Volcaniclastitas	Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187,299,204
170	Cerro Puntiagudo (Chubut)			Hidrotermal	Py		Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,23
171	Río Plomo (Chubut)			Hidrotermal	Py, Ga, Cp, Bl		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Vetas	187,226
172	Cerro Cono (Chubut)			Hidrotermal	Cp					187,208
173	La Montaña (Chubut)	A		Hidrotermal?			Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario?	Area de alteración	187,235,122, 46
174	La Cordillerana (Chubut)			Hidrotermal		<1 km²	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,119,157
175	Cerro Steffen (Chubut)			Hidrotermal	Py,Mo	>1 km²	Volcaniclastitas, granitoides	Cretácico superior-Terciario?	Stockwork. Area de alteración	187,214,76,35
176	Arroyo Huemul (Chubut)			Hidrotermal	Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,235
177	Cerro Apeleg (Chubut)			Hidrotermal	Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario?	Area de alteración	187,235
178	Veranada Astorga (Chubut)			Hidrotermal	Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,235
179	Arroyo Perdido (Chubut)			Hidrotermal	Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Area de alteración	187,235
180	Cerro Mineral (Chubut)	S		Hidrotermal	Py	>1 km²	Sedimentitas, granitoides	Cretácico superior-Terciario?	Area de alteración	187,235

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERAS PATAGONICA Y FUEGUINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPERFICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
181	Lago La Plata (Chubut)			Hidrotermal	Py,Cp		Granitoides	Cretácico superior-Terciario	Vetas	187,235
182	Cushamen (Chubut)			Hidrotermal	Py,Mo		Metamorfitas		Vetas	187,36
183	Los Cipreces (Chubut)			Hidrotermal	Cp,Py		Volcanitas y diques	Terciario	Vetas	187,302
184	Apiwan (Santa Cruz)			Hidrotermal?	Py?		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario?	Area de alteración	187,222
185	Promisoria (Santa Cruz)	S, Fi, A	D	Hidrotermal	Ga, Bl, Cp, Au		Metamorfitas	Jurásico-Terciario	Vetas	187,3,89,233, 117
186	Río Furioso (Santa Cruz)	S, Fi, A	D	Hidrotermal	Py,Cp		Metamorfitas	Jurásico-Terciario	Vetas	187,296
187	Cerro Colorado (Santa Cruz)			Hidrotermal	Py,Po	$<1\ km^2$	Volcaniclastitas	Jurásico-Terciario		187,91
188	*Quelín (Santa Cruz)	S, Fi, A	D	Hidrotermal	Ga, Bl, Po, Py		Metamorfitas	Jurásico-Terciario	Vetas	187,3,89,233, 117
189	San Lorenzo (Santa Cruz)	S, Fi, A	D	Hidrotermal	Bl, Ga, Po, Py		Metamorfitas	Jurásico-Terciario	Vetas	187,3,89,233, 117
190	*Cerro Penitente (Santa Cruz)	S	D	Hidrotermal	Py,Mo	$>1\ km^2$	Granitoides	Terciario	Area de alteración	187,296
191	*Veta Linque (Santa Cruz)	S, Fi, A	D	Hidrotermal	Cp,Py		Metamorfitas	Jurásico-Terciario	Vetas. Supergénesis	187,319
192	Cerro Arido (Santa Cruz)	S	D	Hidrotermal	Py,Mo	$>1\ km^2$	Granitoides	Terciario	Area de alteración	187,296
193	*Cerro Yole (Santa Cruz)	S?	D	Hidrotermal	Py	$>1\ km^2$	Volcaniclastitas	Terciario?	Area de alteración	187
194	*Lago Nansen (Santa Cruz)	S, Fi, A	D	Hidrotermal	Ga, Bl, Cp, Py, Ag, Po, Ars		Metamorfitas	Devónico-	Vetas Terciario?	187,318,16, 117
195	*Nueva Frontera (Santa Cruz)	S, otras		Hidrotermal	Py	$>1\ km^2$	Volcaniclastitas	Cretácico-Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187,99
196	La Colorada (Santa Cruz)	A	M	Hidrotermal	Mn, Part	$<1\ km^2$	Volcaniclastitas	Jurásico-Terciario	Diseminado?	187,90
197	Arroyo Paralelo (Santa Cruz)	S,A	M	Hidrotermal	Py, Ga, Bl	$<1\ km^2$	Volcaniclastitas	Jurásico-Terciario	Diseminado, stockwork	187,90,93
198	Cerro Colorado (Santa Cruz)	Fi, A, P	M	Hidrotermal	Py, Mar, Cp, Ars	$<1\ km^2$	Metamorfitas, Granitoides	Terciario?	Diseminado, veta. Area de alteración	187,94,100
199	*Lago Viedma (Santa Cruz)	S, A, P	D	Hidrotermal	Py	$>1\ km^2$	Volcaniclastitas	Terciario?	Area de alteración	187,34
200	Arroyo Correntoso (Santa Cruz)	S, A, Fi, otras	M, F	Hidrotermal	Bl, Ga, Py, Cp, Mo, Au, Po, Ars, Ttr, sulfosales de Ag	$<1\ km^2$	Volcanitas riolíticas, riodacíticas-dacíticas y andesíticas	Terciario	Stockwork, diseminado. Otras alteraciones: pirita. Escasas oxidación y lixiviación	187,3,16,170, 179

TABLA 1 (continuación)

CORDILLERAS PATAGONICA Y FUEGUINA

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
201	Sepúlveda (Santa Cruz)	S,A	D	Hidrotermal	Ga, Bl, Cp, Py, Ars, Mo		Metamorfitas	Terciario	Veta	187,16,170
202	*Río de las Vueltas (Santa Cruz)	S, A, P	D	Hidrotermal	Py		Volcaniclastitas	Terciario?	Area de alteración	187,34
203	La Veranada (Río Negro)	P	F	Hidrotermal	Py, Cp, Ga, Bl, anomalías de Cu y Pb		Granodiorita		Venillas, diseminado	5
204	Río de los Castores (Tierra del Fuego)	S, Fi, A, otras	M	Hidrotermal?	Py	> 1 km^2	Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187,257
205	*Valle de Carbajal (Tierra del Fuego)	S, Fi, A, otras	M	Hidrotermal?	Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187,257
206	Valle de Larsiparsahk (Tierra del Fuego)	S, Fi, A, otras	M	Hidrotermal?	Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187,257
207	Beatriz (Tierra del Fuego)	S	M	Sulfuros masivos volcanogénicos	Bl, Cp, Ga, Po, Py, Ars, Ttr, Mar, Au, Lin		Metasedimentitas, metavolcanitas	Cretácico	Lentes, venillas, diseminado. Supergénesis	187,317,320
208	*Monte Olivia (Tierra del Fuego)	S, Fi, A, otras	M	Hidrotermal	Py		Volcaniclastitas	Cretácico superior-Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187,257
209	*Río Encajonado Tierra del Fuego	S, Fi, A, otras	M	Hidrotermal	Py, Cp, Bl, Po	> 1 km^2	Volcaniclastitas, sedimentitas	Cretácico superior-Terciario	Diseminado, stockwork. Otras alteraciones: pirita. Supergénesis	187,183
210	*Nacientes del Río Túnel (Tierra del Fuego)	S, Fi, A, otras	M	Hidrotermal	Py	> 1 km^2	Volcaniclastitas, sedimentitas	Cretácico superior-Terciario	Otras alteraciones: pirita. Area de alteración	187,183
211	*Cerro Quintana (Tierra del Fuego)	S	D	Singenético	Py		Sedimentitas	Cretácico inferior	Area de alteración	187,257
212	Barrancas Blancas (Tierra del Fuego)	S, Fi, A, otras	M	Hidrotermal	Py, Cp	< 1 km^2	Sedimentitas	Cretácico superior-Terciario	Diseminado, venas. Otras alteraciones: pirita	187,257

LAS AREAS CON ASTERISCO EN CORDILLERA PATAGONICA Y CORDILLERA FUEGUINA CARECEN DE ESTUDIOS ESPECIFICOS O TIENEN DETERMINACIONES DE CAMPO, PERO SE HAN CLASIFICADO POR ANALOGIA CON OTRAS PROXIMAS. EN LAS VETAS LA ALTERACION SE CONCENTRA EN LAS SALBANDAS

TABLA 1 (continuación)

MACIZO NORPATAGONICO Y CHUBUT EXTRANDINO

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
213	Angela (Chubut)	Fi, P1, P2, P3, K1, A	F	Epitermal polimetálico	Py, Bl, Ga, Cp, Au, Ars, Mat, Witt, Ag, Aik, Bet, Te, Cerv, El		Andesitas, andesitas brechosas, tobas y aglo-merados ácidos	Jurásico	Vetas, reemplazo, brechas. Supergénesis y oxidación	15,63
214	San Martín (Río Negro)	K1, otras	F	Hidrotermal	Wt		Granitos, leucogranitos	Triásico	Otras alteraciones: greisen, albita. Vetas, venas.	113
215	Alumine (Batolito Norpatagóni-co, Neuquén)	S, K1, K2, Fi, A, P1, P2, P3, otras	F	Pórfiro cuprífero	Cp, Mag, Py, Cu nati-vo, Po, Bl, Ilm		Monzodioritas monzonitas cuarzosas, monzogranitos, metamorfitas	Post Cretácico	Vetas, diseminado. Otras alte-raciones: turmalina, fluorita, prehnita, actinolita; también topacio, andalucita	235
216	Area Cerro Cóndor (Chubut)	A, P1, P2, S, K, otras	D	Polimetálico	Ga, Bl, Py, Cp, Hem, Ttr-Tn, Po, Au, Cu, Ag,	varias áreas pequeñas	Andesitas, dacitas, basaltos	Jurásico medio a superior	Otras alteraciones: ceolitas. Vetas. Incluye Santa Máxima, Tres Amores, Cateo Olte, Cañadón Bagual, Stella Maris, Calafate y Del Mallín. Presencia de baritina. Supergénesis	186
217	Fluorita de Río Negro y Chubut (Los Menucos, Valcheta y Sierra Grande)	Fi, S, A, K1, P1, otras	F,M	Epitermal	Junto con la mine-ralización de Fl: Py, Ga, Hbt		Riolitas, tobas sedimentitas, calizas, areniscas tobáceas, pórfiros riolíticos	Jurásico medio a límite Cretácico	Vetas. Presencia de baritina, anhidrita, yeso, ceolitas, rodo-crosita en las vetas. Otras alte-raciones: albítica, ceolítica, hematítica, fluorítica. También hay reemplazo metasomático en contacto con calizas	6,65
218	Eva Perón (Chubut)	S, Fi, A	D	Hidrotermal	Py, Cp, Ga, Espe, Crip, Psi, Tod, Lftr, Ho, Pirol		Ignimbritas riolíticas	Mesozoico	Vetas. Supergénesis y oxida-ción	158
219	Belcha (Chubut)	A, S	D	Hidrotermal	Crip		Ignimbritas leucorriolí-ticas	Mesozoico	Vetas. Supergénesis	162
220	La Negrita (Río Negro)	S, Fi, A, otras	F	Hidrotermal	Py		Tobas riolíticas	Triásico-Jurá-sico inferior	Vetas. Supergénesis. Otras alteraciones: pirita	162,232
221	Los Menucos (Río Negro)	A, AA1, AA2, AA3	F,D	Hidrotermal	Bl, Py	140 km²	Tobas riolíticas	Mesozoico	Caolín	65,122
222	Pilcaniyeu (Río Negro)	A	F	Hidrotermal			Tobas, conglomerados y brechas piroclásticas	Mesozoico	Arcillas	65
223	María (Río Negro)	S, P	F	Hidrotermal	Bl, Garg, Py, Cp, Ttr		Andesitas	Terciario	Vetas. Supergénesis. Oxidación	28
224	Virgen de Valvanera (Río Negro)	Fi, A, P2	M	Hidrotermal	Py, Po?, Cp, Ga, Bl		Ignimbritas riolíticas	Triásico-Jurá-sico inferior	Vetas de minerales de Mn. Supergénesis	162,232
225	La Leona (Río Negro)	Fi, S, P2	F	Hidrotermal	Py, Cp, Bo, Tn, Ga, Bl, Espe		Esquistos micáceos, anfibolitas, andesitas	Triásico-Jurá-sico inferior	Vetas de minerales de Mn. Supergénesis	162,291
226	Virgen de Pompeya (Río Negro)	S, Fi, A, P2	M	Hidrotermal	Py		Riolitas	Mesozoico	Vetas de minerales de Mn y fluorita. Supergénesis	162

TABLA 1 (continuación)

MACIZO NORPATAGONICO Y CHUBUT EXTRANDINO

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
227	Abraham (Río Negro)	Fi, A	D	Hidrotermal	Py		Ignimbritas riolíticas	Mesozoico	Vetas de minerales de Mn y fluorita. Supergénesis	162
228	Florentino Ameghino (Chubut)	P2, Fi, A, S, otras	F	Hidrotermal	Crip, Psi, Ho, Lftr		Tobas, riolitas	Mesozoico	Otras alteraciones: pirita. Vetas de minerales de Mn. Supergénesis	162
229	Gonzalito (Río Negro)	Fi, A, P, S	F	Hidrotermal	Garg, Bl, Py, Po, Ars, Cp, Luz, Fam, Mar		Metamorfitas, diques ácidos, diques básicos	Permotriásico	Supergénesis y oxidación. Alteración en fajas. Minerales supergénicos de vanadio	28
230	Cañadón Bagual (Chubut)	P1, P2, P3, A, Fi, S, K1, otras	M	Hidrotermal	Po, Py, Bl, Ga, Ttr-Tn, Cp, sulfosales de Bi?, Au, Espe, Mar		Andesitas, brechas andesíticas		Otras alteraciones: ceolitas. Vetas. Supergénesis	233

MACIZO DEL DESEADO

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
231	Laguna Guadalosa (Santa Cruz)	S, A	F	Epitermal baja sulfuración	Py, anomalías de Au-Ag		Ignimbritas	Dogger superior-Malm inferior	Es parte del distrito Cerro Vanguardia. Vetiforme	59
232	La Josefina (Santa Cruz)	S, K1, Fi, A, P1, P2, otras	F	Epitermal baja sulfuración	Au, Bl, Cp, Ga, Py	300 ha	Ignimbritas	Jurásico superior	Vetas, venillas, stockwork, sinter. Boxworks de pirita. Otras alteraciones: pirita, baritina. Oxidación	71, 303, 61, 243
233	Cerro Chato (Santa Cruz)	S	F	Epitermal baja sulfuración	Anomalías de Au y Ag		Ignimbritas y tobas, granodioritas, sedimentitas	Jurásico	Vetas, brechas, stockwork, reemplazos	104
234	Distrito Cerro Vanguardia (Santa Cruz)	K1, Fi, S, P2, A, otras	M, D	Epitermal baja sulfuración	Au, El, Ag, Py, Cp, Ars, Bl, Ga, Ttr-Tn?		Tobas e ignimbritas riolíticas	Jurásico	Filones, stockworks. Supergénesis. Otras alteraciones: baritina, yeso, alunita	212, 58, 95
235	Distrito El Dorado Monserrat (Santa Cruz)	K1, Fi, S, P1, P2, A, otras	M, D	Epitermal baja sulfuración	Au, Ag, Py, Cp, Ars, Bl, Ga, Ttr-Tn?		Basaltos, andesitas, aglomerados volcánicos	Jurásico	Similar a Cerro Vanguardia, con menos sulfuros, potencias y corridas, y más baritina.	212, 71, 70, 129
236	Bajo de La Leona (Santa Cruz)	K1, K2, Fi, A, P, S, otras	D	Pórfiro cuprífero	Py, Cp, Mag, Mo, Cc, Bo, Ga, Bl, En, Tn, Bet, El?, sulfosales de Bi?, Dela, Ten, Ttr, Au, Ag		Granodiorita, leucogranito, pórfiros granodioríticos	Jurásico	Vetas, diseminado. Interpretado como la parte superior de un pórfiro cuprífero. Oxidación y lixiviación. Otras alteraciones: turmalina	213, 172, 176, 178, 110, 111
237	Manantial Espejo (Santa Cruz)	S, Fi, K1, A, P1, P2, P3	F	Epitermal baja sulfuración	Au, El, Py, Espe, Ga, Arg, Ars		Riolitas, tobas, aglomerados, basandesitas	Jurásico	Vetas, stockwork, cuerpos silicificados y de reemplazo. Varios cuerpos silicificados pequeños	255, 7
238	Veta Sperme (Santa Cruz)	S, A, otras	F	Epitermal	Au, El, Py, Pir, Ga, Mar, Arg		Ignimbritas riolíticas	Jurásico	Otras alteraciones: pirita. Brecha mineralizada	283

TABLA 1 (continuación)

MACIZO DEL DESEADO

Nº	NOMBRE	ALTERACIONES		TIPO DE DEPOSITO	MINERALES OPACOS ASOCIADOS	SUPER-FICIE	ROCA DE CAJA	EDAD Y METODO	OBSERVACIONES	BIBLIOGRAFIA
		TIPO	INTENSIDAD							
239	Estancia La Pilarica (Santa Cruz)	S, A, Fi	F	Epitermal tipo hot spring	Au, Ars, Py, Pet, Frb, Beu, Atm	25 ha	Tobas de flujo	Jurásico	Brechas hidrotermales, cuerpos de reemplazo. Varios afloramientos silicificados	284
240	La Sarita (Santa Cruz)	S, Fi, P1, P3		Epitermal	Py, Ga, Bl, Pet, Mag, telururos de Ag y Au		Ignimbritas riolíticas	Jurásico	Vetas. Oxidación y supergénesis	60
241	Estancias Tres Hermanas y Dos Hermanos (Santa Cruz)	S	F	Epitermal	Py, Ars, Cp, Gra		Esquistos hornbléndicos, esquistos cálcicos y micáceos, sedimentitas, gabros, filitas	Jurásico	Vetas, filones. Varios pulsos de mineralización de fluorita	188
242	Río Pinturas (Santa Cruz)	S, A, Fi	M	Hidrotermal	Py, Ga, Bl, Ag, Au	<1 km^2	Volcanidas-titas	Jurásico-Terciario	Diseminado, stockwork	187, 90, 93
243	La Juanita (Santa Cruz)	S, Fi	D	Hidrotermal	Cp, Py, Mo		Granodiorita	Jurásico	Vetas, diseminado	297, 298

SECCIÓN II

UNIDADES TECTONOESTRATIGRÁFICAS Y DEPÓSITOS MINERALES ASOCIADOS

CAPÍTULO I

DEPÓSITOS ASOCIADOS A EPISODIOS PRE-PAMPEANOS Y PAMPEANOS
Proterozoico-Cámbrico inferior

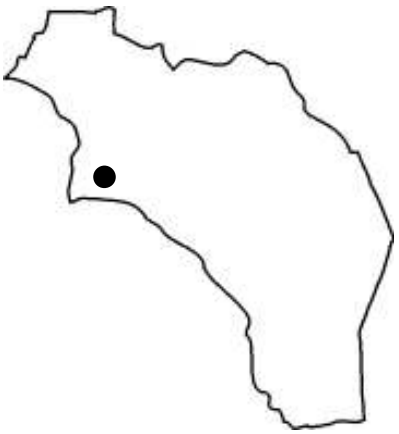


CUYANIA

PROTEROZOICO:
Basamento metamórfico “grenvilliano”

Depósitos metamórficos
Depósitos de grafito de Villa Unión, La Rioja
Los depósitos de granate de la sierra de Umango, La Rioja

Lavandaio, E. O. L., 1999. Depósitos de grafito de Villa Unión, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 155-162, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE GRAFITO DE VILLA UNIÓN, LA RIOJA

Eddy O. L. Lavandaio[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los depósitos y ocurrencias grafíticas se ubican al oeste de la localidad de Villa Unión, distribuidas en un área de unos 300 km^2 que abarca la falda oriental de la sierra de Maz, el sector norte del cerro Punta Colorada y la sierra de las Ramaditas (figura 1).

Todos se encuentran vinculados por caminos o sendas a Villa Unión, cabecera del departamento General Lavalle. Esta es la localidad más importante del oeste riojano. Posee una población de más de 3.000 habitantes y está vinculada con las ciudades de Jáchal (150 km al suroeste, en San Juan) y Chilecito (110 km al este) por la Ruta Nacional 40. Hacia el sureste se conecta con las ciudades de La Rioja y Córdoba, por la Ruta Provincial 26, y hacia el norte, por la misma ruta, con la región cordillerana por donde está proyectada una unión con Chile.

El área del distrito grafítico está conformada por dos cordones montañosos paralelos, elongados en sentido norte-sur, separados por una depresión intermontana.

El cordón occidental es la sierra de Maz o Villa Unión, con una altura máxima de 3.100 m sobre el nivel del mar. La sierra de las Ramaditas (1.550 m s.n.m.) y el cerro Punta Colorada (2.200 m s.n.m.) forman el cordón oriental. Ambos presentan un perfil asimétrico, con pendientes suaves al este y más fuertes al oeste, y están separados por la depresión de El Vallecito, de unos 20 km de largo por 2,5 km de ancho.

El clima es continental templado-cálido; las precipitaciones son escasas y se producen generalmente en verano. El agua superficial es un recurso escaso ya que sólo existen algunas vertientes de poco caudal (como en el puesto El Vallecito). El curso de agua permanente más cercano es el río Bermejo o Vinchina, que corre de norte a sur, varios kilómetros al este del área del distrito.

De las ocurrencias grafíticas que se conocen en la zona, sólo la mina Los Dos, ubicada al lado del puesto El Vallecito, ha tenido significación económica. Por ello, la presente descripción se refiere fundamentalmente a ese yacimiento y sólo se harán unas pocas menciones acerca de las otras ocurrencias al efecto de definir ciertos aspectos geológicos y metalogénicos. Vale la pena agregar que la manifestación Las Catas es un descubrimiento reciente del cual no hay ningún estudio pero, a juicio del Sr. Daniel Bottaro, su mineralización es similar a la de la mina Los Dos. Este punto debería verificarse en el futuro por la implicancia económica que pudiera tener.

Las coordenadas aproximadas de la mina Los Dos son: 29º20'S y 68º21'O; y las de la manifestación Las Catas: 29º17'S y 68º18'O.

Leyes, reservas y producción

La cuarcita portadora de grafito cristalino en la mina Los Dos tiene una ley media ponderada de 4,5 % de carbono.

En 1968 se cubicaron 13.500 t en concepto de mineral medido, explotable a cielo abierto (Lavandaio, 1968). Ese mineral, en gran parte, ya ha sido extraído.

Posteriormente, la empresa Aluvión S.R.L., por cuenta de la provincia, llevó a cabo una exploración mediante un

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

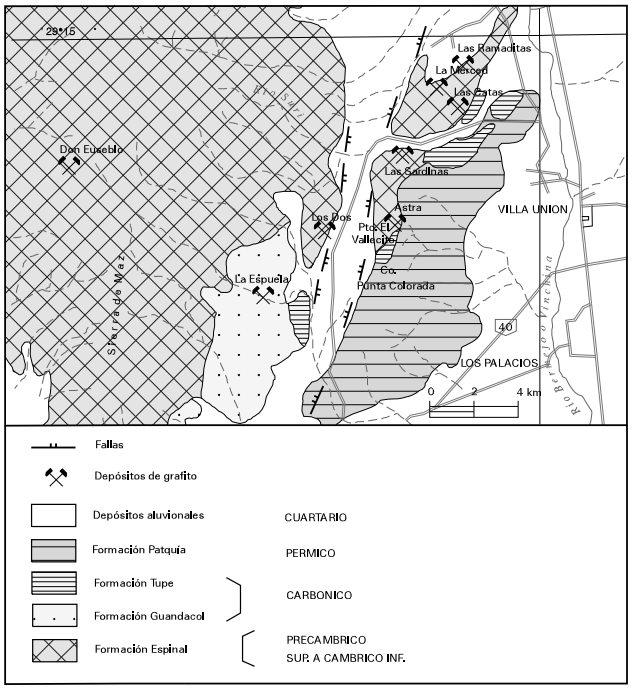


Figura 1. Ubicación y geología regional del grafito de Villa Unión.

pique de 32 m, complementado con un cortaveta de 6 m, a 26,50 m de profundidad, a partir del cual se corrieron 51 m de galería sobre mineral hacia el norte y 53 m hacia el sur. En su informe del año 1973 indica que se determinaron 183.392 t en concepto de reservas positivas y 121.931 t como reservas probables. El mismo informe contiene un cálculo sobre todos los parámetros que hacen al negocio minero, que demuestra que una eventual explotación subterránea sería antieconómica, y recomienda dirigir los esfuerzos al alumbramiento de nuevas reservas explotables a cielo abierto.

La mina Los Dos estuvo en producción desde 1966 hasta 1992. De acuerdo a la magnitud de las canteras existentes, la producción total se estima en 12.000 toneladas. Según las estadísticas que publica la Subsecretaría de Minería de la Nación, a partir de ese mineral se produjeron poco más de 1.000 t de concentrados con leyes muy variables, siempre inferiores a 75% de carbono.

Sistema de explotación

La explotación se realizó en pequeñas canteras, a cielo abierto, extrayendo la cuarcita portadora de grafito con picos, barretas y palas (a veces con ayuda de explosivos), con leyes de 4 a 5 % de carbono. Este material se transportaba en camión hasta la planta de concentración de Villa Unión donde, mediante molienda y concentración por flotación, se producía un concentrado con leyes variables de hasta 75% de carbono. En estas condiciones el material era comercializado en el mercado interno, principalmente en Rosario o Buenos Aires, destinado a la fabricación de moldes de fundición (Samper, 1995).

HISTORIA DEL DISTRITO

De acuerdo a testimonios recogidos de gente de la zona, los primeros descubrimientos de grafito se produjeron a mediados de la década 1940-1950.

El primer hecho significativo fue la exploración llevada a cabo en la mina La Espuela (único depósito vetiforme del distrito) mediante 130 m de labores subterráneas. No obstante, concluída la exploración, la mina fue abandonada.

En 1966 comienza la producción (a cielo abierto) en la mina Los Dos por parte de la empresa del Sr. Félix Martínez. Esta empresa instaló una planta de concentración (mediante molienda y flotación) en la localidad de Villa Unión, produciendo en sus primeros años de labor unas siete toneladas anuales de concentrado grafítico con leyes de hasta 75% de carbono.

La producción, con altibajos, se mantuvo hasta 1992, fecha en que la planta de concentración fue considerada fuera de servicio por su actual propietario, el Sr. Daniel Bottaro. La idea del Sr. Bottaro es que es imprescindible montar una nueva planta para poder continuar.

Con respecto a estudios científicos y técnicos realizados, se citan la base geológica regional hecha por De Alba (1954), y los más específicos, dedicados al grafito, de Carrión y Sister (1957 a y b), Murici y Pina (1967), Lavandaio (1968 y 1984), y Matar y Rudolph (1969), y el informe de la exploración llevada a cabo por Aluvión S.R.L.(1973).

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos de grafito se encuentran en las sierras de Maz, Punta Colorada y Las Ramaditas, en un complejo metamórfico de edad precámbrica superior a cámbrica inferior (Aceñolaza y Toselli, 1981), integrado por esquistos cuarzo-micáceos (a veces granatíferos y/o cordieríticos), anfibolitas, calizas metamórficas y cuarcitas, afectadas en mayor o menor grado por aplitas y pegmatitas. Este complejo fue denominado Formación Espinal por Turner (1964). Corresponde al ambiente geológico de las Sierras Pampeanas, Faja Occidental (Caminos, 1979).

Con respecto a las últimas investigaciones de carácter geotectónico, los cordones involucrados se encuentran dentro del terreno de Pampia, inmediatamente al este de su sutura con el de Cuyania, cuya ubicación coincide con el denominado lineamiento de Bermejo-Valle Fértil (Ramos *et al.*, 1996) que, en nuestra zona, se ubica entre la sierra de Umango y los cordones de Espinal y Maz (Rossello *et al.*, 1996). Vale la pena aclarar que algunos autores ubican a la sierra de Maz al este de la sutura citada (Varela *et al.*, 1996), con lo cual plantean una duda acerca de su verdadera edad.

Los principales tipos litológicos presentes son:

Esquistos cuarzo-micáceos: de colores grises (gris verdoso a pardo), compuestos esencialmente por cuarzo, biotita (a veces anfíbol) y plagioclasa, con granates y otros accesorios menores. Localmente aparece la asociación cordieri-

ta-moscovita. Son comunes en todo el complejo pero tienen su mayor difusión en la parte alta de la sierra de Maz.

Anfibolitas: gris verdoso oscuro a negras, con poca esquistosidad, compuestas por hornblenda y plagioclasa, con cuarzo, biotita y granate como accesorios. Alcanzan gran difusión en todo el distrito.

Calizas metamórficas: de color blanco, con tonos amarillentos o grises muy claros, generalmente macizas, compuestas por calcita, con cuarzo, granate y diópsido como accesorios. Son abundantes en la sierra de Las Ramaditas y escasas en la sierra de Maz.

Cuarcitas: de colores claros (blanco, amarillento o anaranjado), sin esquistosidad. El cuarzo es el componente esencial, con biotita y/o granate como accesorios. Son comunes en todo el complejo pero no muy abundantes.

Las rocas metamórficas descriptas están intruídas por filones aplítico-pegmatíticos, por lo general concordantes, de hasta tres metros de espesor. Son de color rosado y se componen esencialmente de cuarzo, microclino y oligoclasa. Esta filonación alcanza mayor desarrollo en el cordón oriental.

Por último, hay dos tipos litológicos de extensión puramente local:

Plagioclasita: cuerpo intrusivo en esquistos y anfibolitas, aparentemente concordante, de casi mil metros de espesor, elongado en sentido norte-sur. La roca, de color blanco, aflora en la quebrada de la Espuela, un kilómetro al este de la mina homónima. La denominación alude a su único componente esencial, que es la plagioclasa.

Serpentinita: hay varios afloramientos en la mina Los Dos y adyacencias. Es de color verde oscuro y discordante respecto de las metamorfitas.

Según Kilmurray (1969), el complejo es el resultado de un proceso de polimetamorfismo que afectó a antiguos sedimentos pelíticos, psamíticos y calcáreos. Así se encuentran superpuestas las facies de anfibolita almandínica y la de esquistos verdes. Esta última sería producto de un segundo metamorfismo, de grado más bajo que el primero.

Por encima del complejo metamórfico, en discordancia, yacen sedimentitas continentales paleozoicas, cuyas edades van desde el Carbonífero hasta el Pérmico (Furque y Cuerda, 1979):

1- Formación Guandacol: areniscas claras, amarillentas y grises que afloran en la parte sur de la falda oriental de la sierra de Maz.
2- Formación Tupe: areniscas y arcilitas gris verdosas que afloran al oeste de la depresión de El Vallecito, en su mitad sur, y en el río Suri.
3- Formación Patquía: areniscas y arcilitas rojas que afloran en la parte sur y este del cerro Punta Colorada, en ambas márgenes del río Suri, y en la mitad sur de la depresión de El Vallecito.

El Cuaternario está representado por un conjunto de depósitos aluvionales que cubren las zonas más deprimidas del distrito.

Estructuralmente, las rocas de la Formación Espinal tienen una posición aparentemente homoclinal subvertical, de rumbo aproximado norte-sur. Dentro de esa alineación general hay variaciones locales muy pronunciadas de rumbo y buzamiento. También se observan algunos pequeños pliegues, como los descriptos en la mina Los Dos. La esquistosidad es paralela a los planos de estratificación originales.

La morfología actual responde a la tectónica del ciclo Andico, caracterizada en esta zona por la formación de bloques elongados en sentido norte-sur, limitados por fallas de alto ángulo de esa misma orientación. La figura 2 muestra un perfil en el que se observan los dos cordones montañosos del distrito como bloques inclinados al este, limitados al oeste por fallas inversas de alto ángulo, con un bloque intermedio (depresión de El Vallecito) relativamente deprimido (Lavandaio, 1968).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

La mina Los Dos se encuentra en la franja de tectonización de la falla regional que limita el bloque elevado de la sierra de Maz y el bloque hundido de la depresión de El Vallecito.

Alli afloran esquistos cuarzo-micáceos (con granate) grises a pardos, anfibolitas gris verdoso oscuras y cuarcitas claras de la Formación Espinal, con una fina filonación cuarzosa. Presentan una disposición general homoclinal norte-sur, modificada localmente por pequeños pliegues, algunas fallas y por una serpentinita, de color casi negro, claramente discordante, que posiblemente represente una intrusión ultrabásica alterada. En la parte central de la mina hay una cubierta aluvional que divide a los afloramientos en un sector norte y un sector sur (ver figura 2).

En forma concordante con las restantes metamorfitas se encuentran dos bancos de cuarcita con grafito que, en el sector sur, por acuñamiento de la roca que los separa, se unen en un solo banco grafítico cuyo espesor alcanza un máximo de 8 m, con un promedio de unos 6 metros. La corrida aflorante mide más de 250 metros.

En la figura 2, y en los perfiles de la figura 3, se han indicado dos pliegues (anticlinal y sinclinal inclinados consecutivos) que afectan a la cuarcita grafítica, uno en el sector norte y otro en el sur. En ambos casos se producen engrosamientos que llevan el ancho explotable a más de 10 metros.

En el sector norte está muy bien expuesto el acuñamiento de los bancos. En cambio, hacia el sur, los afloramientos se interrumpen en la cubierta aluvional cuaternaria indicando una probable continuidad por debajo de ella.

Mineralogía

Las características y génesis de la mineralización fueron detalladamente expuestas por el autor en un trabajo anterior (Lavandaio, 1984). Dado que este tipo de ocurrencias

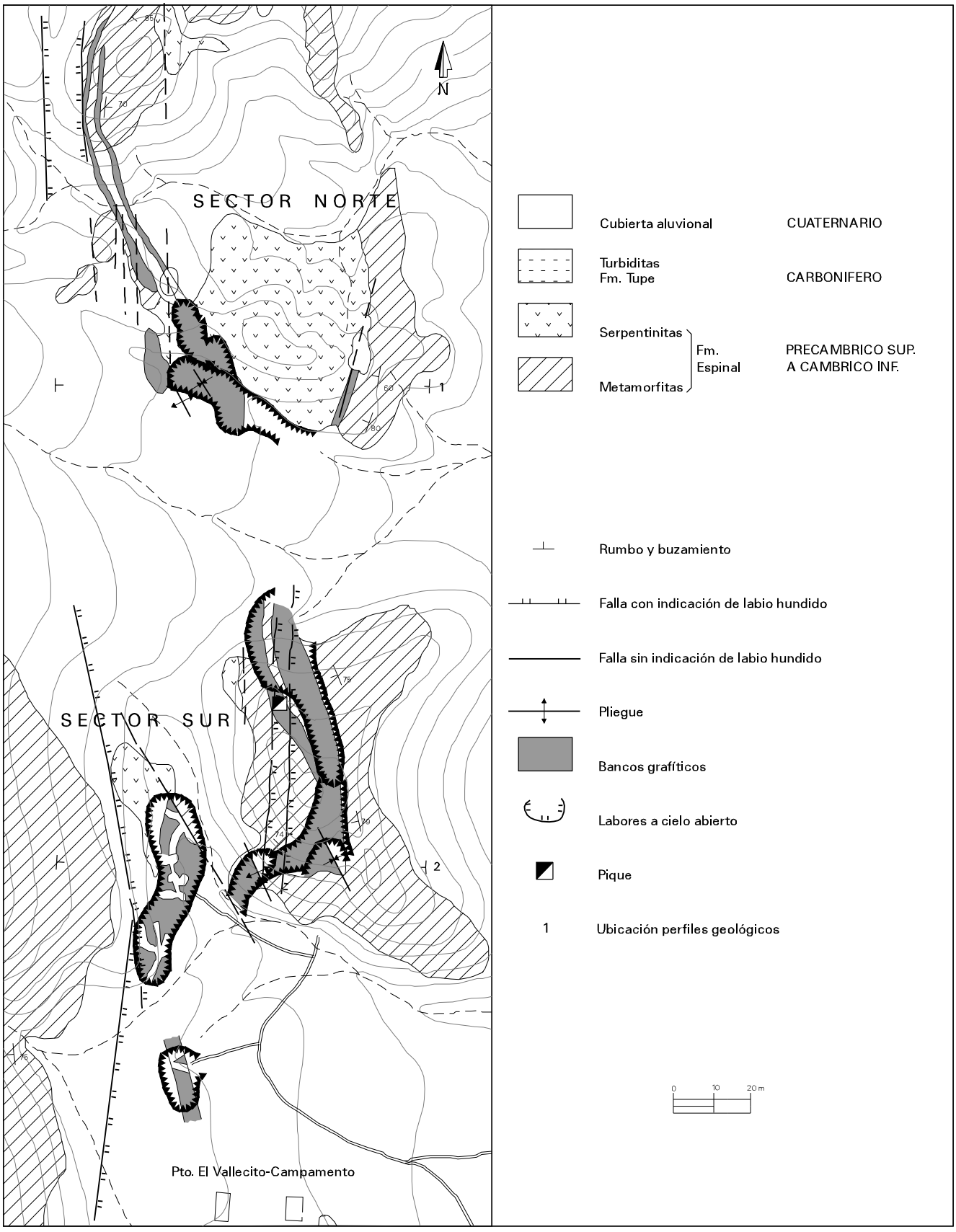


Figura 2. Geología del depósito.

es poco conocida, se reproduce aquí la parte fundamental de esa exposición.

Los depósitos del distrito consisten en bancos de roca metamórfica portadora de grafito. Corresponden a lo que genéricamente se conoce como "esquistos grafíticos"

Las relaciones de campo y las determinaciones analíticas y microscópicas muestran que:

1- El grafito se presenta en forma de pequeños individuos cristalinos alargados (de hasta 3 mm), de color gris y brillo metálico, distribuidos homogéneamente en ciertos bancos de roca metamórfica.
2- Las rocas portadoras en la mina Los Dos (y posiblemente en Las Catas) son cuarcitas, en Las Ramaditas son calizas, y en las demás son esquistos cuarzomicáceos.
3- Los bancos son de hábito lenticular, con Iímites bien definidos (por lo general subverticales). Sus dimensiones son variables. Por ejemplo, el banco grafítico de la mina Los Dos tiene un espesor máximo de 8 m y una longitud de más de 250 metros.
4- Los individuos de grafito son tabulares y sus mayores dimensiones se disponen paralelamente a los planos de esquistosidad, en la misma forma que las micas de un esquisto.
5- El contenido grafítico de los bancos en la mina Los Dos varía desde 3% a 7,6% (ley media de 4,5%). En las otras es menor.

Estos datos son válidos para todos los depósitos de la zona, pero hay que aclarar que la mineralización de La Espuela presenta una variante. Efectivamente, alli se presentan dos vetas de rumbo norte-sur, subverticales, encajadas discordantemente en metamorfitas, con corridas comprobadas de 130 m y espesores variables, hasta 1,50 metros.

En su estado actual, las vetas son brechas de falla, integradas por una fracción gruesa, consistente en clastos angulosos de metamorfitas, y un agregado terroso fino, de color negro (sin brillo excepto en los numerosos espejos de fricción), compuesto de clastos líticos y grafito. No se observaron evidencias de alteración hidrotermal en las cajas.

El contenido grafítico de la veta más importante es de 3,3% de carbono.

Entre las rocas de caja se encuentra un esquisto cuarzo-micáceo portador de grafito, de poco espesor y una ley de 1,1% de carbono.

MODELO GENÉTICO

Según Bateman (1957) el grafito puede originarse por:

Metamorfismo regional
Cristalización original a partir de rocas ígneas
Metamorfismo de contacto
Introducción por soluciones hidrotermales

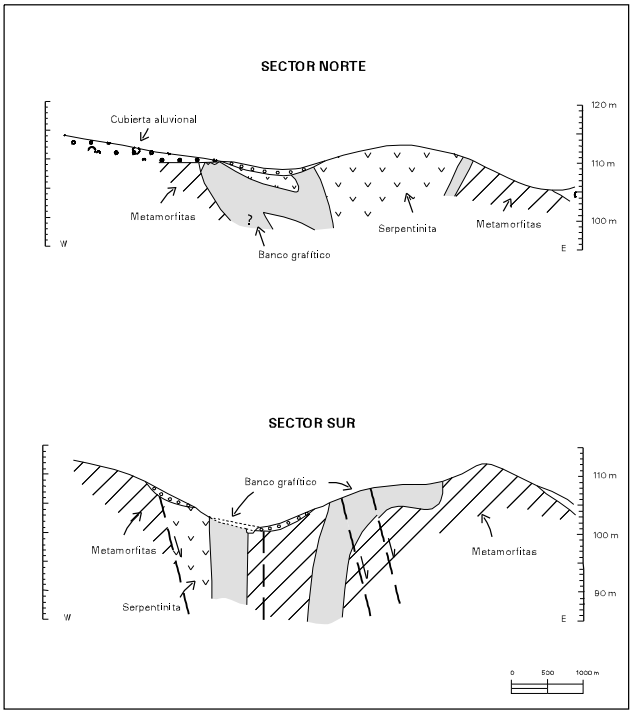


Figura 3. Perfiles del sector norte y sector sur del depósito.

En nuestro caso es necesario explicar la presencia simultánea de los dos tipos de mineralización descriptos, es decir grafito diseminado en metamorfitas y grafito en vetas; y también dar una respuesta satisfactoria a la existencia de grafito en rocas como esquistos, cuarcitas y calizas, y a su particular distribución.

La cristalización en rocas ígneas queda descartada porque el mineral se encuentra en metamorfitas y sin ninguna relación directa con magmatitas. También se descarta el metamorfismo de contacto porque no se han reconocido aureolas de metamorfismo de contacto a las que se pueda asociar el grafito.

La introducción por soluciones hidrotermales, si bien parece un proceso geológico adecuado para explicar el origen de las vetas grafíticas, dejaría sin explicación la génesis de los demás depósitos que no tienen vinculación con fracturas o fenómenos de alteración hidrotermal. Por otra parte, desde el punto de vista físico-químico, el grafito es insoluble e infusible, y por ello es muy dudoso que el agua caliente pueda transportarlo y precipitarlo en fracturas.

En consecuencia, el metamorfismo regional es el único proceso presente en la zona que pudo originar el grafito. Para ello, en las rocas sedimentarias originales tuvo que existir alguna forma de carbono que, por efecto de la presión y la temperatura, cristalizó como grafito.

En el terreno de las posibilidades debe admitirse que el metamorfismo pudo actuar sobre:

Carbonatos, que por reducción originen carbono (hipótesis inorgánica).
Sustancias carbonosas derivadas de materia orgánica.

La hipótesis de la descomposición de carbonatos y formación de grafito por reducción durante el metamorfismo, formulada por Winchell y otros investigadores (en Bateman, 1957), propone un mecanismo que puede resumirse así:

a) $CaCO_3$ + presión y temperatura = $CaO + CO_2$
   Mg $C0_3$ + presión y temperatura = $MgO + C0_2$
b) Los óxidos de calcio y magnesio se recombinarían con sílice para dar silicatos y el dióxido de carbono, por reducción, se disociaría formando grafito.

Esta hipótesis sería aplicable, lógicamente, a rocas carbonáticas lo cual la descalifica para explicar de manera general lo que ocurre en Villa Unión. Además, el mecanismo previsto requiere condiciones extremadamente reductoras poco probables en el ambiente metamórfico considerado.

Por último, las relaciones estequiométricas demuestran que las reacciones químicas supuestas generarían productos diferentes a los que realmente se observan en el terreno. Para ello hay que partir de la base de que una caliza pura (100% de calcita) tiene un contenido de 12% de carbono y que este porcentaje decrece si la caliza es impura. En consecuencia, para llegar a las leyes comerciales de 5% de grafito, una caliza impura debería descomponerse casi en su totalidad, transformándose en una roca de silicatos (de calcio principalmente) con grafito. Esto no ocurre en el distrito sino que, como ya se ha descripto, el grafito se encuentra en cuarcitas, calizas y esquistos cuarzo micáceos, y aún en vetas.

En realidad debe tomarse al mecanismo propuesto por Winchell (en Bateman, 1957) como un intento de explicar la presencia de carbono en rocas precámbricas cuando todavía se suponía que la vida sobre la tierra había comenzado en el Cámbrico. Como se sabe, esta idea se dejó de lado hace mucho tiempo. La paleontología moderna describe bacterias en rocas de 3.100 Ma y algas en terrenos de 2.700 Ma de antigüedad (Meléndez y Fuster, 1978). Quizá hoy en día resulte más lógico pensar que, dado el metamorfismo generalizado de los terrenos precámbricos que destruyó los fósiles, el grafito puede ser la única prueba de la existencia anterior de materia orgánica.

En el caso del complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas, al que pertenecen las sierras de Maz y Las Ramaditas, según Aceñolaza y Toselli (1981) tiene una edad comprendida entre 900 y 500 millones de años. Esta edad corresponde al lapso Precámbrico superior-Cámbrico inferior. La fracción cámbrica de este lapso fue datada por los autores citados en base a registros fosilíferos, lo cual demuestra que había materia orgánica en las sedimentitas originales del complejo. En consecuencia, el metamorfismo tiene que haber producido grafito a partir de sustancias carbonosas derivadas de esa materia orgánica.

De todas las sustancias carbonosas posiblemente presentes en la secuencia sedimentaria original, las únicas que por su capacidad de migración, pueden ubicarse indistintamente en cuarcitas, esquistos cuarzo micáceos, calizas metamórficas (derivadas de calizas sedimentarias) y fracturas, son los hidrocarburos.

Cracking natural extremo

Es un hecho conocido que el metamorfismo destruye a los hidrocarburos (Landes, 1963). Incluso se han hecho esquemas de aplicación práctica con los cuales la prospección petrolera descarta regiones metamorfizadas cuando el metamorfismo sobrepasa cierto grado.

En el caso de Villa Unión, el metamorfismo es de grado medio a alto, y en esas condiciones los hidrocarburos que estuvieron presentes se destruyeron.

La destrucción del petróleo ha sido muy bien estudiada por los químicos e industriales a través de los procesos artificiales de cracking (destilación destructiva) o pirólisis.

En esos procesos se somete el petróleo a presión y temperatura controladas para que la destrucción sea parcial (rotura de cadenas de hidrocarburos) y origine productos de menor peso molecular. Así, a partir de un aceite pueden obtenerse naftas y un residuo rico en carbono llamado coque de petróleo o carbón residual.

Haciendo un resumen de la descripción de Grusse y Stevens (1964) se explica el proceso de cracking de la siguiente manera:

-Una mezcla de hidrocarburos líquidos, prácticamente homogénea, tal como un petróleo, da lugar, por pirólisis, a hidrocarburos gaseosos y líquidos extendidos a lo largo de todo el campo de pesos moleculares. El producto residual pesado es usualmente un coque que contiene 95% o más de carbono.

La influencia de la temperatura de descomposición sobre los productos puede indicarse a grandes rasgos como sigue:

-Entre 400 y 500°C se obtendrán normalmente, en exceso sobre otros productos, líquidos de campo de ebullición más bajo que el del aceite original. Por encima de 500°C llega a ser importante la producción de gas. De 600°C a 700°C es posible la producción comercial de gas de aceite. A 900°C se obtiene máxima producción de hidrocarburos aromáticos. Más allá de los 1.000°C, los principales productos obtenidos son metano, hidrógeno y carbono».

-Estas temperaturas están influidas por el tiempo de permanencia del material de carga en los reactores de cracking.

Las presiones utilizadas en los distintos procesos industriales varían entre 10 y 50 atmósferas.

Se observa que, en condiciones artificiales, se da lo que podría llamarse un cracking extremo a 1.000°C y 50 a de presión, en corto tiempo.

Si se parte de un petróleo, cuya composición media puede ser C_nH_{2n},se deduce que, en un sistema cerrado en el que se aumenten la presión y la temperatura, y el tiempo en que ellas actúen sea muy largo, las reacciones químicas que

se vayan produciendo tenderán al cracking extremo, representado de esta forma

$$C_n H_{2n} + \text{calor} + \text{presión} + \text{tiempo} = CH_4 + H_2 + 2C$$

El metamorfismo verificado en Villa Unión corresponde a la facies de anfibolita almandínica. El ámbito de temperaturas y presiones aceptadas para esta facies es de 550°C a 750°C y 4.000 a 8.000 b, respectivamente (Turner y Verhoogen, 1963).

Las temperaturas citadas son inferiores a las del proceso artificial descripto por Grusse y Stevens (1964) pero, como los mismos autores lo explican, las temperaturas están influidas por el tiempo que dura el proceso. Esto significa que las temperaturas del metamorfismo actuando durante algunos millones de años pueden producir eI mismo resultado que las temperaturas artificiales más altas aplicadas solamente por espacio de algunas horas. Además, las elevadas presiones del metamorfismo necesariamente tienen que favorecer las reacciones hacia el cracking extremo.

En la naturaleza, durante el metamorfismo de yacimientos de petróleo, el sistema es cerrado mientras no varíen las condiciones estructurales y los hidrocarburos se mantengan entrampados. Sólo hace falta que estas condiciones subsistan el tiempo suficiente para que se completen las reacciones del cracking.

Cuando el metamorfismo dinámico altera o modifica esas condiciones, el metano y el hidrógeno formados migran junto con el agua. El carbono, en cambio, queda como residuo en la roca y la elevada presión actuante (con la ayuda. de la temperatura y el tiempo) provoca su cristalización como grafito.

Las relaciones de pesos atómicos de los elementos involucrados en la ecuación química indican que, del total de hidrocarburos originales, el carbono residual representa un 57,2%, mientras que el metano y el hidrógeno suman 42, 8%.

Esto significa que una arenisca con 10% de hidrocarburos (cifra muy común para ese tipo de roca reservorio) daría orígen a una cuarcita con 5,7% de carbono grafitico.

Esta cifra es coherente con las leyes promedio de 4 a 5% de grafito de la cuarcita de la mina Los Dos, y también lo es con las leyes rnenores de los esquistos cuarzo-micáceos (0,8 a 2,8%) ya que éstos representan a originales areniscas arcillosas, de menor porosidad y, por ello, más bajo contenido de hidrocarburos. Lo mismo puede decirse respecto de las calizas.

Hay que aclarar que para formular esta hipótesis genética se partió de reacciones químicas comprobadas experimentalmente, pero también podrían considerarse otras variantes, tanto en la composición original del petróleo como en los productos de la destrucción, sin que varíe mayormente la producción de carbono residual.

Geológicamente, la explicación genética expuesta es coherente con la ubicación y distribución del grafito en todo el distrito, ya que la presencia original de hidrocarburos en intersticios de rocas sedimentarias y en espacios abiertos en fracturas debe originar respectivamente rocas grafíticas y vetas grafíticas.

En consecuencia, se concluye que el grafito de Villa Unión es el resultado de la cristalización de carbono residual, originado por un proceso de cracking extremo de hidrocarburos contenidos en intersticios, huecos y espacios abiertos de rocas sedimentarias, que fueron sometidas a un metamorfismo regional en facies anfibolita almandínica.

La hipótesis precedentemente enunciada tiene algunas implicancias económicas dignas de tenerse en cuenta. Nótese que, de los yacimientos descriptos, la mina Los Dos es la única que justificó una explotación más o menos continua, realizada durante 25 años.

Se considera que este yacimiento, con grafito cristalino diseminado en cuarcitas, es el modelo más apto para su explotación económica, por las siguientes razones:

1- La cuarcita proviene de una arenisca limpia, que es la roca reservorio más favorable para contener hidrocarburos.
2- No tiene micas, que son un grave inconveniente para la obtención de concentrados de alta pureza. Los ensayos de muestras de Los Dos hechos en el CIMC de la Universidad Nacional de San Juan (Matar y Rudolph, 1969) permitieron obtener por flotación concentrados de más de 90%, y por vía química hasta 99,9%.
3- Por su forma y tamaño puede alcanzar magnitudes importantes y permitir trabajos mineros de bajo costo.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. y Toselli, A., 1981. Geología del Noroeste Argentino. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, Publicación,* 1.287: 36-62.

Aluvión S.R.L., 1973. Informe de la Exploración realizada en la Mina de Grafito Los Dos. *Dirección de Minería de La Rioja,* inédito.

Bateman, A., 1957. Yacimientos Minerales de Rendimiento Económico. *Editorial Omega.* Barcelona.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales-Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Academia Nacional de Ciencias. Geología Regional Argentina:* 244-253. Córdoba.

Carrion, N. y Sister, R., 1957a. Yacimiento de grafito de la Quebrada de la Espuela. *Dirección Nacional de Minería*, inédito.

Carrión, N. y Sister, R., 1957b. Calizas Cristalinas portadoras de Carbono Grafítico en la Serranía de Las Ramaditas. *Dirección Nacional de Minería,* inédito.

de Alba, E., 1954. Descripción Geológica de la Hoja 16c Villa Unión. *Dirección Nacional de Minería, Boletín,* 82

Furque, G. y Cuerda, A., 1979. Precordillera de Mendoza, San Juan y La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias. Geología Regional Argentina:* 485 a 498. Córdoba.

Grusse, W. y Stevens, D., 1964. Tecnología Química del Petróleo. *Editorial Omega.* Barcelona

Kilmurray, J., 1969. Petrología de las Rocas Metamórficas del Sector Noreste de la Sierra de Maz. *4º Jornadas de Geología Argentina,* Actas.

Landes, K., 1963. Geología del Petróleo. *Editorial Omega.* Barcelona

Lavandaio, E., 1968. Distrito Grafítico de Villa Unión. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, inédito.

Lavandaio, E., 1984. Génesis, Características y Pautas para la Prospección de Grafito en Villa Unión, provincia de La Rioja. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 381 a 389. Buenos Aires.

Matar, J. y Rudolp, C., 1969. Estudio sobre el Beneficio de la Mena de Grafito de Villa Unión, La Rioja. *Universidad Nacional de San Juan, informe C.I.M.C.*, 30.

Melendez, B. y Fuster, J., 1978. Geología. *Editorial Paraninfo.* Madrid.

Murici, J. y Pina, E., 1967. Estudio Geoeconómico del Yacimiento de Grafito Los Dos. *B.I.R.A.*, inédito.

Ramos, V., Vujovich, G. y Dallmeyer, R., 1996. Los Klippes y Ventanas Tectónicas Preándicas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): Edad e implicancias Tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino* y *3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 377 a 391. Buenos Aires.

Rossello, E. A., Mozetic, M. E., Cabbold, P. R., de Urreiztieta, M. y D. Gapais, 1996. El Espolón Umango Maz y la Conjugación Sintaxial de los Lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). *13º Congreso Geológico Argentino* y *3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 2: 187-194. Buenos Aires.

Samper, A., 1995. Grafito, Estudio de Mercado, Síntesis. Dirección Nacional de Minería, *Dir. Eval. Min., Boletín,* 5. Buenos Aires.

Turner, J., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15c Vinchina, provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 100. Buenos Aires.

Turner, R. y Verhoogen, J., 1963. *Petrología Ignea y Metamórfica.* Editorial Omega. Barcelona.

Varela, R., López de Luchi, M., Cingolani, C. y L. Dalla Salda, 1996. Geocronología de Gneises y Granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. Implicancias Tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino* y *3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 519-527. Buenos Aires.

Guerrero, M., 1999. Depósitos de granate de la sierra de Umango, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 163-164, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE GRANATE DE LA SIERRA DE UMANGO, LA RIOJA

Miguel Guerrero[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los yacimientos de granate Matilde y Cordobés se localizan 97 km al norte de la localidad de Guandacol, en el faldeo noroccidental de la sierra de Umango, a una altura de 3.600 m sobre el nivel del mar.

Se accede desde Guandacol por una huella de 45 km que desde esta localidad conecta con la finca La Cueva. Desde allí se continúa por el río Leoncito, quebrada del Portezuelo, Campo de los Avestruces y quebrada de la Mina.

Las coordenadas del depósito son 68°35' de longitud oeste y 28°57' de latitud sur.

Antecedentes

Los yacimientos han constituido el único distrito productor de granate del país, explotación esporádica realizada en la década del cincuenta, con una producción máxima de 500 t en 1957.

Fueron estudiados por Sánchez y Parisi (1955) y Guerrero (1969).

Laboreo

La explotación se realizó mediante rajos a cielo abierto en los sectores norte y centro, en tanto en la parte austral se relizaron galerías de unos 500 m de desarrollo.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Las concentraciones de granates se localizan en una secuencia de calizas cristalinas, esquistos anfibólicos, micacitas granatíferas y cuerpos gábrico-anfibólicos intrusivos, de edad precámbrica.

Morfología y mineralogía

El material granatífero se dispone en una secuencia de metamorfitas biotíticas con esquistosidad variable entre N25°O y N25°E.

La zona de importancia incluye cuatro fajas con características disímiles que, en conjunto, tienen una potencia de 200 m y una extensión longitudinal de 4 kilómetros.

Los niveles granatíferos son lentiformes y discontinuos, con potencias variables entre 1 y 2,5 m y extensiones individuales de hasta 200 metros. La zona de mayor mineralización está conformada por un conjunto de lentes que se extienden un kilómetro.

El color de las franjas resalta del conjunto, por su tonalidad gris acerada a negruzca, respecto de los esquistos que los contienen, de coloración rojizo-verdosa.

El pasaje del sector mineralizado a la secuencia no mineralizada es en partes transicional, sobre todo en la franja mineralizada occidental.

Los granates tienen composición de almandino. Son de coloración rojiza, verde y cataña y presentan dimensiones entre 0,5 cm en el sector norte y hasta 10 cm en el sector sur. Localmente se han descripto individuos de hasta 20 cm (Sánchez y Parisi, 1955).

[1] *Dirección Nacional de Minería, Subsecretaría de Minería de la Nación.*

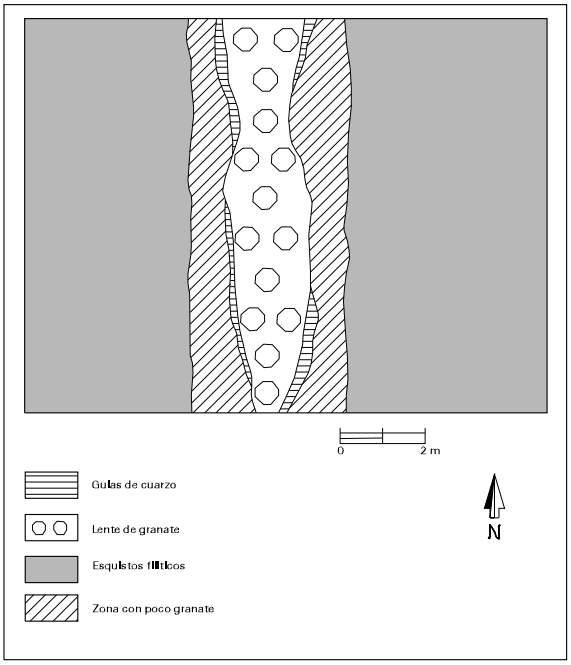


Figura 1. Esquema morfológico y mineralógico del granate de la Sierra de Umango.

El cuarzo se presenta delimitando a las lentes mineralizadas (figura 1).

MODELO GENÉTICO

Los depósitos de almandino de la sierra de Umango se han originado por metamorfismo de grado medio bajo de una secuencia pelítica.

BIBLIOGRAFÍA

Guerrero, M. A., 1969. Reconocimiento expeditivo de los depósitos granatíferos de la sierra de Umango. Plan Corillera Norte. *Dirección Nacional de Geología y Minería.* Informe 111, inédito. Buenos Aires.

Sánchez, C. y J. Parisi, 1955. Los depósitos de granate de la mina Matilde y del cateo El Cordobés, departamento lamadrid, provincia de La Rioja. *Banco Industrial de la República Argentina.* Informe 602, inédito. Buenos Aires.



CUYANIA

PROTEROZOICO:
Fajas ofiolíticas

Depósitos asociados a rocas máficas-ultramáficas
Distrito cuprífero Salamanca, Complejos Novillo Muerto y Los Gateados, Mendoza
Magnesita de Cordillera Frontal, Mendoza

Bjerg, E. A., L. M. Villar y E. I. Donnari, 1999. Distrito cuprífero Salamanca, Complejos Novillo Muerto y Los Gateados, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 167-172, Buenos Aires.



DISTRITO CUPRÍFERO SALAMANCA, COMPLEJOS NOVILLO MUERTO Y LOS GATEADOS, MENDOZA

Ernesto A. Bjerg[1] , Luisa M. Villar[2] y Eva I. Donnari[3]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

En la Cordillera Frontal de Mendoza (figura 1) se localizan el complejo de Novillo Muerto, el distrito cuprífero Salamanca, que comprende las minas Salamanca, La Luisa y La Barrera y el complejo de Los Gateados. Este último se halla ubicado 3 km al nornoreste de la mina Salamanca y a unos 35 km al oeste-suroeste de la villa Tupungato, departamento homónimo, provincia de Mendoza, en las estribaciones orientales de la Cuchilla de Guarguaraz. Forman parte de la región noroccidental de la faja máfica ultramáfica que constituye una ofiolita desmembrada famatiniana (Haller y Ramos, 1984; Villar, 1989a; Bjerg *et al.*, 1993; Bjerg, 1994). Estos cuerpos están constituidos por rocas ultramáficas serpentinizadas y también gabros que han sufrido metamorfismo regional, ambos mineralizados en forma diseminada con sulfuros y óxidos de cobre, níquel, cromo y elementos nativos como oro y plata, constituyendo una de las múltiples áreas mineralizadas relacionadas con rocas máficas y ultramáficas del país. El conjunto de los cuerpos de este sector de la provincia de Mendoza integra el panorama de los depósitos asociados a ofiolitas (Méndez *et al.*, 1995).

[1] *CONICET. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.*

[2] *CONICET. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

[3] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

Leyes, reservas y producción

Del informe elaborado por la Dirección General de Fabricaciones Militares (Gonzalez Stegemann, 1949) surge que el distrito cuprífero Salamanca tendría reservas totales de 2.670 t de Cu fino como mineral asegurado y 92 t de Cu fino en categoría de mineral probable. En los años 1951-52 se extrajeron unas 4.000 t de mineral.

En el caso del yacimiento La Luisa, las labores y trabajos realizados indican que la misma carece de interés dado que la mineralización está restringida a impregnaciones, y las antiguas labores se encuentran totalmente derrumbadas. En el caso de La Barrera, la mineralización es de escasa magnitud y alcanzaría a las 360 t de Cu fino.

La Dirección General de Fabricaciones Militares realizó en la mina Salamanca, durante los años 1946-1948, un total de 624 m de labores subterráneas y 1.126 m de sondeos (6 subterráneos y 13 externos) con recuperación de testigos (Gonzalez Stegemann, 1949).

Entre las labores subterráneas (figura 2) se destacan el nivel Don Carlos, cuya boca se encuentra en la cota 2.340 m s.n.m., y el nivel El Porvenir que tiene una cota en bocamina de 2.382 m sobre el nivel del mar. Desde este último nivel, a través de una rampa, se accede al nivel superior de El Porvenir, el cual se encuentra ubicado entre este último y el nivel Don Arturo. Este último es el nivel tope de este yacimiento con una cota de 2.417 m s.n.m. y al igual que las restantes labores que González Stegemann (1949) menciona en su informe, actualmente se encuentra derrumbado.

Todas las labores están ubicadas en el flanco norte del cerro Salamanca, el cual tiene una altura de 2.450 m sobre el nivel del mar. Parte de las antiguas galerías son aún utilizadas, si bien parcialmente, para la extracción de talco que es el único mineral objeto de laboreo en la actualidad. Con el

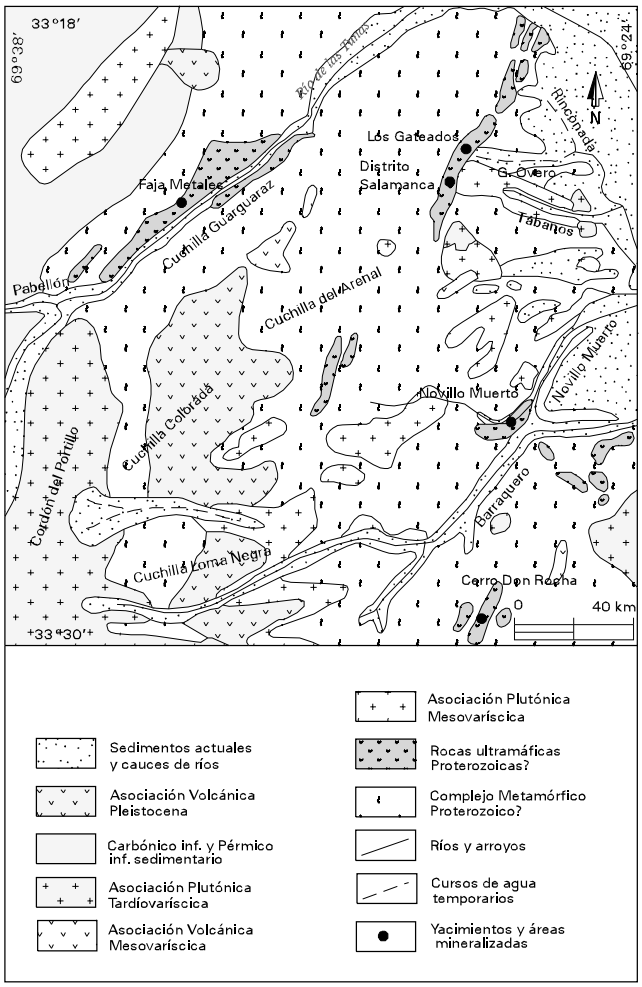


Figura 1. Mapa geológico de los distritos de Salamanca y Los Gateados.

propósito de desarrollar la explotación del mismo, se han abierto nuevas galerías. En líneas generales son paralelas a las antiguas labores, pero presentan los problemas propios de galerías abiertas en un ambiente esteatizado.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

La geología de diversos complejos ultramáficos y sus asociaciones talco-actinolíticas de la provincia de Mendoza fueron estudiados por Zardini (1962), quien postuló la unicidad de las fajas de la Precordillera de Mendoza y la Cordillera Frontal. Posteriormente Luisa Villar comenzó el estudio del Complejo de Novillo Muerto (Villar, 1969 y 1970, Villar *et al.*, 1982).

Los primeros trabajos geológico-mineros en el área fueron iniciados por la Dirección General de Fabricaciones Militares (Gonzalez Stegemann, 1949). El hallazgo de sulfuros diseminados en esta zona llevó al estudio de estas mineralizaciones por parte de la Secretaría de Minería, Centro de Exploración Mendoza y el Departamento de Investigaciones Minero-metalogenéticas (realizados por L. M. Villar, E. I. Donnari y D. Fussari) y al mapeo y muestreo del área de la zona de Los Gateados. Estos trabajos comprendieron también algunos aspectos del distrito Salamanca (minas Salamanca, La Barrera y La Luisa). Todas las investigaciones incluyeron análisis calcográficos, petrográficos y geoquímicos y, al igual que en el caso de los trabajos realizados por la Dirección General Fabricaciones Militares, comprendieron también perforaciones con recuperación de testigos. El Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur también realizó múltiples investigaciones (a cargo de P. Maiza, E. Bjerg y D. Gregori) sintetizados en extensa bibliografía. En la zona de la mina Salamanca y el Alto Río Las Tunas, Bjerg realizó una serie de trabajos sobre las cromitas de estos cuerpos orientados también hacia la determinación de los contenidos de Elementos del Grupo del Platino (EGP) y Au en estas rocas. Así mismo establecer posibles vínculos entre su presencia, la mineralogía de silicatos, óxidos y sulfuros y la influencia que los mismos ejercieron los procesos de serpentinización.

Simultáneamente a raíz del estudio de los EGP en varias zonas de la Argentina realizados en colaboración con N. Page del CIMRI, U.S.G.S. se llevaron a cabo algunos análisis de platinoideos principalmente en el complejo de Novillo Muerto y en La Barrera, que condujeron a la conclusión de que estas rocas presentan características ofiolíticas.

GEOLOGÍA REGIONAL

La faja máfica-ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza, mapeada por Polanski (1972) y actualmente considerada una ofiolita desmembrada, forma parte del Bloque Varíscico (Polanski, 1958) y se aloja en el Complejo Metamórfico de probable edad proterozoica (ectinita Macho Viejo). Los complejos ultramáficos comienzan en la Cuchilla del Guindo y se extienden hasta la desembocadura del Río de las Tunas donde la faja ultramáfica se corta abruptamente. Son cuerpos asociados a metapelitas y anfibolitas concordantes localmente con estas y con la estructura del Complejo Metamórfico en general. Se extienden a lo largo de 60 km con rumbo sursuroeste-nornoreste (Villar y Escayola, 1996).

En la región nornoreste de la faja ultramáfica el Complejo Metamórfico muestra varias etapas de metamorfismo regional y varios eventos magmáticos; los principales son las asociaciones plutónicas mesovaríscica y tardíovaríscica (Polanski, 1972), redefinidas como Magmatismo Gondwánico (Llambías *et al.*, 1993). Fueron consideradas dentro del grupo de Plutonitas Neofamatínicas y Plutonitas Portillo (Méndez *et al.*, 1995) y son de composición granodiorítica y tonalítica.

En este cordón el grado metamórfico aumenta respecto al de la Precordillera y al del Cordón del Plata. En las cajas de Novillo Muerto hay esquistos cuarzo-biotítico sillimaníticos y cuarzo biotíticos granatíferos, facies almandino-anfibolita inyectados por microclino (Villar *et al.*, 1982), anfibolitas con plagioclasa y hornblenda aunque también se distinguen paragénesis de esquistos verdes metapelitas y

metacuarcitas (Sánchez Anguita *et al.*, 1996). En este área la esquistosidad S_1 coincide con la S_0, se observa la aparición de la S_2 que corta a la anterior y esta definida por la crenulación de la biotita. El plegamiento es principalmente isoclinal (Caminos, 1993). Tanto el cuerpo de Los Gateados como el de la mina La Barrera son estructuras con techo y base, posteriormente replegadas y Novillo Muerto conforma un pliegue volcado hacia el oeste-suroeste, el cual también muestra lentes alojadas en sinclinales. En el área de la mina Salamanca predominan las facies de esquistos verdes (Bjerg *et al.*, 1990), aunque se han reconocido en este sector (Gregori *et al.*, 1997) facies de anfibolitas.

Aguas arriba por el río de Las Tunas, en el flanco noroccidental de la Cuchilla de Guarguaraz, Bjerg *et al.* (1993) y Gregori y Bjerg (1997) reconocieron la presencia de una secuencia ofiolítica integrada por gabros, rocas ultramáficas serpentinizadas, diques máficos y lavas almohadilladas que denominaron Faja Metales.

Las paragénesis minerales en los esquistos de la Faja Metales indican que no se superaron las condiciones del bajo grado metamórfico, aunque estudios recientes (Ruviños *et al.*, 1997) señalan que en el sector suroriental de la Cuchilla de Guarguaraz se alcanzaron condiciones de grado medio en anfibolitas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El cuerpo ultramáfico de mina Salamanca esta constituido en un 90% por minerales del grupo de la serpentina, encontrándose escasos relictos de olivino y piroxeno, que corresponden a la mineralogía del cuerpo ultramáfico original. Esta característica y el predominio de texturas no pseudomórficas, impide establecer con seguridad la composición de la roca ultramáfica original, por lo que únicamente se puede asegurar que originalmente han sido rocas de naturaleza peridotítica. La distribución de los cristales relícticos es muy errática y el tamaño de los mismos alcanza como máximo a los 80 x 150 micrones.

Se han reconocido lizardita y crisotilo o antigorita (no fue posible diferenciar estas dos variedades con los métodos aplicados), conformando una textura que puede definirse como del tipo no pseudomórfica, compuesta por delgadas hojas constituyendo una textura del subtipo compenetrativa. Asociados con los minerales serpentínicos se encuentran talco, tremolita, clorita y minerales opacos.

Con respecto al talco, este reemplaza a la serpentina conformando grandes masas que encierran núcleos relícticos de esta última. Asociados con el talco, se encuentran cristales prismáticos de tremolita incluidos en este mineral, con escasa distribución dentro de la serpentina cuando ésta no está asociada con el talco. Los minerales opacos reemplazan a los minerales antes mencionados, con preferencia a los del grupo de la serpentina, desarrollándose venillas que en general se truncan en los contactos serpentina-talco.

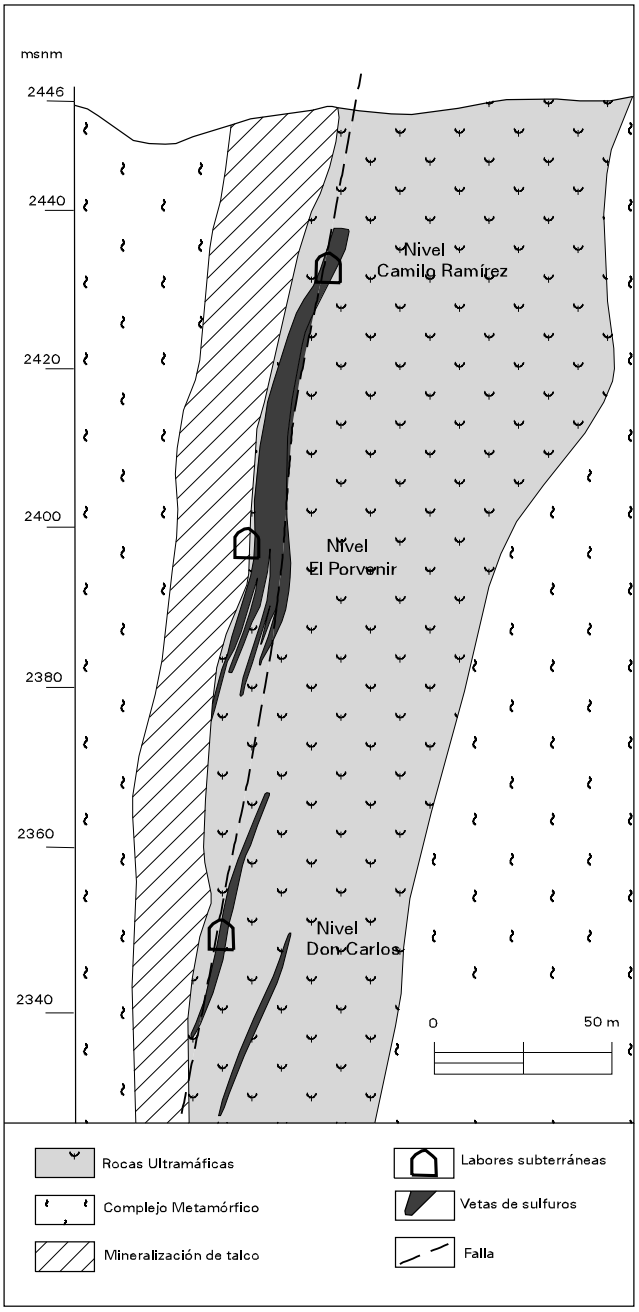


Figura 2. Corte y labores subterráneas en mina Salamanca.

En el caso de la tremolita, no sólo se produce su reemplazo por minerales opacos, sino que estos también rellenan los interespacios de los cristales de anfíbol.

Las secciones anhedrales de minerales opacos frecuentemente se encuentran bordeadas por minerales del grupo de las cloritas, aunque también se han observado sulfuros reemplazando a los minerales antes mencionados según líneas de clivaje.

Asociado con las masas de talco, tremolita y clorita se presentan pequeñas masas de carbonatos las cuales no alcanzan gran desarrollo. Por su parte los carbonatos asociados con las serpentinitas, que comprenden dolomita y calci-

ta, se disponen tanto en forma de agregados cristalinos como en venillas.

La litología del cuerpo de Los Gateados comprende serpentinitas metamorfizadas principalmente en facies anfibolita con epidoto (anfibolita de bajo grado) formadas por: olivino, lizardita y magnetita y/o lizardita y magnetita y, crisotilo antigorita y brucita. Están reemplazadas totalmente por talco y magnesita y en menor medida por tremolita y/o clorita. (Sánchez Anguita *et al.*, 1996). Los gabros están constituidos por bandas de clinopiroxenos y hornblendas asociadas a sulfuros, oro y plata. Intercaladas con zonas de plagioclasa cálcica hay neoformación de albita y saussuritización de la plagioclasa (Villar y Donnari, 1989 b).

Las anfibolitas de las cajas de las minas Salamanca y La Barrera fueron investigadas por elementos metálicos los cuales se presentan con el mismo tenor que en los gabros de Los Gateados. Muchas de ellas representarían metagabros (Villar y Donnari, 1989 b)

El complejo de Novillo Muerto está constituido por una zonación concéntrica de metadunitas, metaharzburgitas, metawherlitas, diopsiditas y serpentinitas, presentando texturas cumulares parcialmente serpentinizadas y recristalizadas con neoformación de piroxenos metamórficos (Acevedo *et al.,* en preparación).

Mineralogía

La mineralización en la zona nornoreste de la ofiolita es de tipo diseminado, las rocas ultramáficas están mineralizadas con pirrotina dominante, asociada a pentlandita, magnetita, espinelos cromíferos y escasas calcopirita, blenda y chispas de oro y plata. Como alteración de la pentlandita aparecen bravoíta, violarita y millerita. Se halla mackinawita como producto de la serpentinización, asociada a la pentlandita. La pirrotina está alterada a marcasita y pirita. Los sulfuros de níquel son intercumulares y se observan con frecuencia texturas de bandeamiento magmático. La mineralización se encuentra en porcentajes que oscilan entre 3 y 10%.

En los gabros la mineralización se encuentra entre el 1 y el 5%. Está representada por pirrotina con pentlandita a manera de desmezclas, calcopirita, pirita, escasos espinelos cromíferos, magnetita y chispas de oro y plata (Villar y Donnari, 1989 a y b).

En la mina Salamanca, los minerales opacos pueden agruparse en dos variedades: una que se encuentra estrechamente relacionada con el proceso de serpentinizaci6n, ya que estos minerales opacos forman delgadas venillas ubicadas en la parte central de las venas de crisotilo. Por otro lado también forman lo que se podría definir como una muy fina diseminación en la masa serpentínica.

La otra variedad corresponde a masas y venillas de minerales opacos que reemplazan indistintamente a los minerales del grupo de la serpentina, cloritas, talco, tremolita, carbonatos, relictos de olivino y enstatita.

En la mina Salamanca la mineralización se encuentra alojada en una zona de falla, que limita el margen occidental del cuerpo ultramáficos serpentinizado. El rumbo general de esta falla es N40°E, con un trazado levemente sinuoso y ramificaciones secundarias en sus extremos noreste y suroeste. Esta falla tiene un buzamiento de alto ángulo con un valor medio de 70° al noroeste.

Se ha reconocido pirrotina monoclínica y hexagonal (la cual constituye entre el 60 y el 70% de la mena), calcopirita y blenda como constituyentes mayoritarios, a los cuales se asocian pirita, pentlandita, Co-pentlandita, mackinawita, cubanita, molibdenita, valleriita, oro y argentum (Bjerg, 1985 y 1992). También han sido reconocidos cristales zonados de cromitas con altos tenores de Zn, ferro-cromita, Cr-magnetita, magnetita e ilmenita (Bjerg, 1985, Bjerg *et al.*, 1993).

El cuerpo serpentinizado de Salamanca, con una longitud de 900 m y un ancho máximo de 100 m, se interrumpe abruptamente en su extremo suroeste, en las proximidades de la mina La Luisa, debido a la presencia de otra falla de rumbo aproximado nornoroeste.

El rumbo de las lentes mineralizadas es aproximadamente paralelo al del fallamiento principal o sea norte-noreste y con buzamiento de 50°-80° al oeste. Según González Stegemann (1949) el diseño de las vetas de mina Salamanca sería del tipo cola de caballo.

La ganga comprende clorita, talco, serpentina, actinolita, calcita, dolomita, magnesita y cuarzo (Maiza *et al.*, 1982) y los minerales supergénicos son limonita, hematita, malaquita, azurita, Cu nativo, cuprita y calcosina. En la mina Salamanca la potencia de la zona de oxidación es de 10-15 m, faltando la de cementación.

La mineralización de talco en este área tiene como particularidad requerir un tratamiento de preconcentración previa para su utilización en ciertas aplicaciones industriales. Solamente el talco extraído de la mina Olga Luisa, ubicada unos 4 km al noreste de mina Salamanca es apto para su utilización como carga en pinturas. Ninguno de los yacimientos del sector posee mineral que cumpla con las normas IRAM para su utilización como carga en caucho (Gregori y Bjerg, 1992).

En la zona del cuerpo La Barrera aparecen horizontes de segregación magmática mas mineralizados, concordantes con la actitud estructural del cuerpo o sea buzando escasos grados al nornoroeste y de hasta 3 m de espesor. Las rocas son dunitas cumulares totalmente serpentinizadas, tiene pirrotina predominante asociada en menor proporción a magnetita, espinelos cromíferos, valleriita secundaria llenando fisuras, ilmenita y chispas de oro y plata. La mena explotada de la brecha mineralizada que forma el yacimiento de la mina La Barrera está constituida por pirrotina y calcopirita asociadas con cubanita, blenda y mackinawita. Existen además chispas de elementos nativos. Las proporciones estimadas de los sulfuros son: calcopirita-pirrotina 80%, cubanita 10 %, blenda 5 %, pentlandita 4% y mackinawita 1% (Villar y Donnari, 1989 b).

En el Complejo de Novillo Muerto los minerales primarios que se encuentran diseminados son: magnetita, cromita, espinelos zonales, pentlandita y Co-pentlandita rica en

zinc observándose en menor cantidad pirrotina, mackinawita, valleriita, millerita e ilmenita (Villar y Donnari, 1982).

El Cerro Don Rocha forma parte de la faja de Cordillera Frontal. Las rocas ultramáficas muestran lentes irregulares y bolsones de segregación con orientación N15º-20ºE, de 15 m de corrida, bajo la forma de lentes (Méndez *et al.*, 1995).

Elementos del Grupo del Platino

Se llevaron a cabo varios análisis por los EGP sobre muestras del Complejo de Novillo Muerto y la mina La Barrera. Fueron realizados por ICP en el Office of Mineral Resources, Branch of Geochemistry, Lakewood, Colorado, U.S. Geological Survey por A.L. Meir y B.R. Carlson U.S.A.

Los contenidos de EGP obtenidos en general sobre rocas ultramáficas para Novillo Muerto son (en ppb): Ru 4,5 a 8,8; Rh de 0,7 a 11; Pt de 2 a 6,7 y Pd de 1 a 5; en las peridotitas de la mina La Barrera (en ppb): Ir de 1,9 a 6; Ru de 1,0 a 10; Rh de 0,6 a 1,8; Pt de 0,8 a 9,9 y Pd de 2,6 a 5,5.

La proyección de los valores de EGP normalizados a condrito dieron curvas planas con anomalías de rutenio no determinativas que actualmente se consideran propias de algunas ofiolitas (Le Blanc, 1990) dado el grado de metamorfismo, hidrotermalismo y remobilización (Bjerg, 1995) que sufrieron estos elementos. Los diagramas normalizados presentan un trazo de tipo komatítico (Villar *et al.*, 1991a-b) aunque actualmente se consideran ofiolíticos.

Análisis por los EGP y Au sobre muestras del distrito Salamanca y el área del Alto río de Las Tunas, fueron llevados a cabo con ICPM, previa concentración con sulfuro de níquel, en los laboratorios X-Ray Assay Laboratories, Canada.

Estos análisis indican que el contenido total de EGP en estas rocas es bajo (<80 ppb) y que la tendencia de abundancia de cada uno de estos elementos es Os>Ru>Ir y Pd>Pt>Rh. Los contenidos de EGP sobre roca total (valores máximos y mínimos expresados en ppb) son los siguientes: Os 6-12; Ir 0,2-3,3; Ru 2-5; Rh 2-4; Pt 2-7; Pd 8-55 y Au 2-1.800.

En el área del río de Las Tunas, las muestras de serpentinita con relictos de olivino y piroxenos exhiben diseños aplanados de EGP cuando son normalizados a condrito. Por su parte, muestras ricas en carbonatos y cloritas presentan diagramas con diseño en «W» debido a bajos tenores de Ir y Pt, aunque algunas muestras ricas en clorita provenientes de las márgenes de los cuerpos, si bien también se caracterizan por diseños «W», tienen contenidos relativamente elevados de Pd (33 ppb).

Los sulfuros masivos por su parte presentan diseños «W» más pronunciados, con fuerte empobrecimiento de Ir y Pt y enriquecimiento de Pd y Au. Unos pocos ejemplares presentan altos valores de Ir, como es el caso de serpentinitas portadoras de cromitas ricas en Zn o, de sulfuros y cromitas ricas en Zn. Estos resultados sugieren que los EGP+Au fueron afectados por procesos de removilización que influenciaron los tenores primarios magmáticos de estas rocas contenidos en sulfuros y cromitas. Los diagramas normalizados a condrito muestran gran afinidad con aquellos provenientes de complejos ofiolíticos de otras regiones del mundo.

Geoquímica

Los tenores geoquímicos determinados por absorción atómica en las peridotitas del área con mineralización diseminada dieron los siguientes valores: Ni entre 2.780 ppm y 1.500 ppm, Co entre 83 ppm y 1.300 ppm; Cr entre 1.192 y 2.130 ppm; Cu entre 5 y 650 ppm pudiendo alcanzar más de 2,26% en las muestras más mineralizadas. El Ti fluctúa entre 40 y 1.080 ppm en las peridotitas. El Au en las muestras con mayor proporción de mineralización diseminada (fuera de los clavos mineralizados) alcanzó a los 0,17 gr/t, la Ag 1 a 22 g por tonelada. Los gabros de los Gateados y las anfibolitas de las cajas de la mina Salamanca presentan valores de Ni fluctuantes entre 75 y 150 ppm, el Co entre 10 y 40 ppm, entre 180 y 460 ppm de Cr, entre 10 y 230 ppm de Cu, el Ti dada la presencia de titanita fluctúa entre 140 ppm y 1,16 %. Todas estas muestras tienen mineralización diseminada visible, desde 3% a 8%. Las peridotitas de Novillo Muerto contienen entre 700 y 3.200 ppm de Ni, 400 a 3.600 ppm de Cr; de 80 a 230 ppm de Zn; de 200 a 1.200 ppm de Mn principalmente alojados en los carbonatos. El Cu es escaso, en general <100 ppm puede alcanzar 760 ppm (todos los tenores de los elementos de Novillo Muerto son datos de Villar, datos inéditos). Los análisis, con resultados expresados en % en peso, fueron determinados por vía húmeda.

Análisis por Fluorescencia de rayos X de serpentinitas de mina Salamanca indican que estas muestras tienen tenores (valores máximos) de Cr de hasta 3.400 ppm, Ni 2.500 ppm, Co 500 ppm, Cu 400 ppm, Zn 600 ppm y Ti 2.200 ppm. Por su parte serpentinitas del Complejo Metales arrojaron los siguientes valores: Cr 3.600 ppm, Ni 3.300 ppm, Co 200 ppm, Cu 220 ppm, Zn 70 ppm y Ti 1.200 ppm (Bjerg, datos inéditos).

MODELO GENÉTICO

Dadas sus características, la mineralización del distrito Salamanca se habría formado a partir de un proceso líquido magmático, aunque sus características texturales y estructurales indicarían que posteriormente un proceso hidrotermal fue el responsable de la removilización de los sulfuros y de imprimirle a la mena las características texturales y estructurales que actualmente presenta (Bjerg, 1985), proceso de removilización que también está documentado por los actuales contenidos y diseño de los diagramas normalizados de los EGP.

BIBLIOGRAFÍA

Bjerg, E. A., 1985. Aspectos genéticos del proceso de mineralización y su relación con los cuerpos serpentínicos del área de las minas Salamanca, La Luisa y La Barrera, departamento Tupungato, provincia de Mendoza. *Tesis doctoral, 1-98 pp, Biblioteca Central de la Universidad Nacional del Sur,* Bahía Blanca.

Bjerg, E. A., M. K. de Brodtkorb y E. F. Stumpfl, 1993. Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Mineralogical Magazine,* 57: 131-139.

Bjerg, E. A., D. A. Gregori, A. Losada Calderón. y C. H. Labudía, 1990. Las metamorfitas del Faldeo Oriental de la Cuchilla de Guarguaraz, Cordillera Frontal, prov. de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 45 (3-4): 234-245.

Bjerg, E. A., 1994. Platinum Group Elements and gold in serpentinized ultramafic rocks from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 48-54.

Caminos, R. L., 1993. El basamento metamórfico proterozoico-paleozoico inferior. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio*: 11-19. Buenos Aires.

Gonzalez Stegemann, E. M., 1949. Exploración Salamanca-Barrera, Departamento Tupungato, provincia de Mendoza. *Dirección General de fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

Gregori, D. A. y E. A. Bjerg, 1992. Los depósitos de talco del distrito minero Salamanca, provincia. de Mendoza, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (1): 55-59.

Gregori, D. A. y E. A. Bjerg, 1997. New evidences on the nature of the Frontal Cordillera ophiolitic belt - Argentina. *Journal of South American Earth Sciences,* 10 (2): 147-155.

Gregori, D. A., M. A. Ruviños y E. A. Bjerg, 1997. Las metamorfitas del Basamento de la Cordillera Frontal, entre el Río de Las Tunas y el arroyo Barraquero, provincia de Mendoza. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas* (Vol. II), 1295-1299, Antofagasta, Chile.

Haller, M. J. y V. A. Ramos, 1984. La ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 2: 66-83. Buenos Aires.

Haller, J. M. y V. A. Ramos, 1993. Las Ofiolitas y otras rocas afines. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio:* 31-39. Buenos Aires.

Leblanc, M., 1990. Platinum group elements and gold in ophiolitic complexes: Distribution and Fractionation from mantle to oceanic floor. Tj. Peters, A. Nicolas, and R.G. Coleman (Ed.) *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosfere*. 231-260 Kluwer. 903p.

Llambías, E. J., L. E. Kleiman y J. A. Salvarredi, 1993. El magmatismo Gondwánico. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio:* 53-64. Buenos Aires.

Maiza, P., E. A. Bjerg y D. A. Gregori, 1982. Mineralogía y quimismo de la zona de alteración en un perfil de mina Salamanca, departamento Tupungato, provincia de Mendoza, República Argentina. *5º Congreso Latinoamericano Geología, Actas*: 665-674.

Méndez, V., J. C. Zanettini y E. O. Zappettini; 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales,* 23, 1-190.

Polanski, J., 1958. El bloque Varíscico de la Cordillera Frontal. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 12 (3): 165-196.

Polanski, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 24 a y b, Cerro Tupungato. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín,* 128.

Ruviños, M. A., D. A. Gregori y E. A. Bjerg, 1997. Condiciones de P y T del basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1512-1516, Antofagasta.

Sánchez Anguita, A., J. F. Molina, F. Gervilla, P. Fenoll Hach Alí y R. D. Acevedo, 1996. Relación entre metamorfismo y mineralización en las rocas básicas y ultrabásicas de Mina Salamanca y Los Gateados (Provincia de Mendoza, Argentina). *Geogaceta*, 20 (7): 1582-1585.

Villar, L. M., 1969. El complejo ultrabásico de Novillo Muerto en la Cordillera Frontal de Mendoza *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (3): 223-238.

Villar, L. M., 1970. Petrogénesis del Complejo Ultramáfico de Novillo Muerto. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (1): 87-99.

Villar, L. M., E. I. Donnari. y H. O. Meyer, 1982. Reconsideraciones geológicas del complejo ultrabásico de Novillo Muerto y su mineralización asociada, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 173-183.

Villar, L. M. y E. I. Donnari, 1989a. Geología y metalogénesis del complejo máfico-ultramáfico de Los Gateados, departamento Tupungato, provincia de Mendoza. *10º Congreso Geológico Argentino. Simposio de Procesos Metalogénicos, Correlación Geológica 1989,* (3): 45-30.

Villar, L. M. y E. I. Donnari, 1989b. Asociación peridotita-gabro estratificado de la sección septentrional de la faja ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Reunión de Geotransectas de América del Sur. Actas,* 45-49.

Villar, L. M., E. I. Donnari y N. E. Page, 1991a. Presencia de platinoides en la franja máfico-ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza, su significado. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 688-692.

Villar, L. M., E. I. Donnari, S. J. Segal y N. E. Page, 1991b. Platinoideos en la faja máfica ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza y el gabro de Fiambalá, Catamarca. Primera Reunión de Mineralogía y Metalogénesis. *1º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogenia de Rocas Ultrabásicas.* INREMI: 475-489.

Villar, L. M. y M. Escayola, 1996. Metallogenetic aspects of ophiolites and other types of mafic and ultramafic complexes of Argentina. *Geological Society of Nevada Geology and ore deposits of the American Cordillera Symposium, Proceedings,* 1497-1499.

Zardini, R. A., 1962. Significado geológico de las serpentinitas de Mendoza. *1º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 437-442.

Fusari, C., 1999. Magnesita de Cordillera Frontal, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 173-179, Buenos Aires.



MAGNESITA DE CORDILLERA FRONTAL, MENDOZA

Cayetano Fusari[1]

INTRODUCCIÓN

Como resultado de los trabajos de investigación y prospección desarrollados en 1983 por personal de la Subsecretaría de Minería, en zonas con rocas ultrabásicas, se detectó la presencia de cuerpos de carbonáticos con magnesita en las áreas de Cortaderas, Bonilla y Tupungato de la provincia de Mendoza.

En Tupungato se localizaron las manifestaciones más interesantes, contabilizándose inicialmente 12 cuerpos carbonáticos incluidos en masas serpentínicas.

UBICACIÓN

Los cuerpos magnesíferos de Tupungato se encuentran en las primeras estribaciones de Cordillera Frontal, unos 40 km al oeste de la villa cabecera del departamento homónimo. La altura media sobre el nivel del mar es de aproximadamente 2.500 metros.

El relieve se caracteriza por una red de avenamiento fuertemente marcada que surca la zona de noroeste a sureste. Las vertientes son pronunciadas y las crestas o filos se presentan bien definidos y aguzados. Las diferencias de cota entre filos y quebradas son superiores a los 100 metros.

El acceso es fácil desde la villa de Tupungato, por un camino vecinal que a través de 50 km conduce directamente a la zona minera, pasando previamente por una importante área agrícola de fincas y estancias. Varias huellas mineras, utilizadas por productores de talco, aseguran la aproximación hasta todas las manifestaciones y lugares de interés.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

El muestreo se realizó sobre el cuerpo denominado N°1, que aflora como dos ramas subparalelas muy próximas entre sí, elongadas en dirección meridiana. Alcanza una longitud aproximada de 350 m, estimándose una potencia media de 10 m para la rama este o principal. La rama oriental es más delgada y corta.

Una labor en cortaveta situada cerca del límite norte del cuerpo lo cortó a 30 m bajo el afloramiento, demostrando su continuidad sin variaciones importantes hasta esa profundidad.

En el caso de las muestras de superficie, cada una se integró con esquirlas tomadas en un círculo de 1,50 m de radio alrededor del punto de muestra. Las muestras del socavón se tomaron en tramos continuos y consecutivos de 1,00 a 1,50 m de largo, sobre la pared de la galería, recogiendo esquirlas a lo largo de cada segmento. Además, se realizó un muestreo que consistió en la toma de aproximadamente 200 kg de mena para ensayos minerometalúrgicos.

En la tabla 1 se presentan los análisis químicos de muestras de superficie, subterráneos y minerometalúrgicos.

De acuerdo con las normas para clasificación de reservas actualmente utilizadas por la Subsecretaría de Minería, resulta que únicamente el cuerpo N° 1 tiene datos aproximadamente definidos y relativamente completos como para aportar reservas indicadas.

El resto de los cuerpos cuenta con información primigenia, de tal manera que los recursos sólo pueden ser inferidos por extrapolación a partir de las evidencias del cuerpo N° 1 y de los conocimientos geológicos del área.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Mendoza.*

Muestra Nº	Insoluble %	Fe_2O_3 %	Al_2O_3 %	CaO %	MgO %	Observaciones
Muestreo de superficie						
82.921	25,36	3,80	5,00	0,82	29,21	
82.922	50,78	5,89	2,69	21,58	7,23	
82.923	47,82	5,49	1,71	13,86	13,43	
82.924	42,14	6,64	1,68	21,45	7,97	
82.925	25,84	6,18	1,82	26,75	10,96	
82.926	25,90	6,23	2,13	31,17	6,97	
82.927	22,60	6,86	2,06	27,77	12,62	
82.928	32,80	6,35	2,73	23,57	7,64	
82.929	10,10	2,63	0,77	38,32	8,63	Superficie
82.930	23,62	6,06	1,70	26,84	11,29	Rama
82.931	24,62	7,41	1,67	25,55	11,62	Este
82.932	60,54	4,58	2,52	15,97	1,13	
82.933	53,30	6,75	2,93	13,90	3,98	
82.934	47,14	5,21	2,03	15,92	7,23	
82.935	44,38	5,61	2,07	13,13	11,08	
82.936	28,52	8,66	2,06	20,58	11,95	
82.937	46,44	5,72	2,64	8,83	11,62	
82.938	30,06	6,64	3,52	20,51	15,27	
82.939	59,22	5,38	1,18	10,55	6,22	
82.940	2,30	3,42	1,14	33,32	15,56	
82.941	3,48	4,14	1,12	33,76	15,16	
82.942	5,44	3,83	1,61	60,61	16,60	Superficie
82.943	1,62	2,67	1,17	33,43	16,60	Rama
82.944	4,24	2,78	1,26	37,44	12,99	Oeste
82.945	3,00	1,83	1,17	39,38	11,28	
82.946	5,86	3,25	2,07	29,23	18,58	
Muestreo subterráneo						
82.947	32,34	7,42	1,50	2,84	31,18	
82.948	33,96	4,99	4,33	14,30	13,27	
82.949	47,22	5,16	2,76	9,15	20,57	
82.950	32,80	5,72	2,16	1,11	33,20	
82.951	27,58	7,02	1,94	3,42	26,21	Socavón
82.952	21,24	8,81	3,85	0,27	31,51	
82.953	33,98	6,21	2,39	0,30	32,84	
82.954	33,84	6,67	1,45	1,54	32,51	

Muestreo minerometalúrgico

Composición mineralógica		Composición química	
Magnesita	52 %	SiO_2	29,80 %
Calcedonia	30 %	MgO	25,00 %
Calcita	7a10%	Fe_2O_3	7,50 %
Oxidos y sulfuros	8a11%	CaO	3,80 %
(Pirrotina, pirita,		Al_2O_3	2,20 %
magnetita, cromita)		Cr_2O_3	0,25 %
		MnO	0,19 %
		Ni	0,19 %
		P. Calcinación	30,50 %

Tabla 1. Análisis químicos de las muestras de superficie, subterráneo y minerometalúrgico.

De esta manera puede establecerse el siguiente esquema de dimensionamiento estimativo.

El cuerpo N°10 está formado por una mezcla de carbonatos y silicatos. Se considera que los primeros pueden representar un porcentaje máximo equivalente al 40% del total.

Las profundidades de los cuerpos se estiman de acuerdo a las dimensiones aproximadas de superficie, tomándose como mínimo una extensión vertical de 10 m y como máximo el doble de la longitud atestiguada.

Las leyes y densidades de mena, mostrados en la tabla 2, de los volúmenes considerados también resultan de estimaciones aproximadas a partir de los indicios aportados por el cuerpo N° 1. Se infiere que los valores de superficie pueden corresponder a modificaciones localizadas de mejores leyes en profundidad.

En la tabla 3 se muestran la competencia, la dureza, fisuración y sostén de los diversos tipos de roca (caja, mena y contacto).

Sistema de explotación

No existe producción; solamente el cuerpo N° 1 ha sido reconocido en profundidad, con una labor en cortaveta y breve desarrollo hacia ambos lados del socavón (12 a 18 m). Aunque escuetos, los antecedentes de este laboreo permiten preanunciar algunas características básicas del macizo rocoso.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento

La existencia de cuerpos carbonáticos no determinados en su composición química-mineralógica, asociados a rocas utramáficas en la provincia de Mendoza es conocida a través de los estudios preliminares de Avé-Lallemant (1881), quien describió su presencia en el cordón de Bonilla y sectores aledaños. Posteriormente Stappenbeck (1910, 1917) cita afloramientos de rocas ultramáficas en las sierras de Cortaderas y el faldeo oriental del Cordón del Plata. Sobral (1928) realiza estudios de la Mina aurífera, San Ramón, González Stegman (1949) efectúa trabajos de exploración. Polanski (1972) investigó la geología de la Cordillera Frontal y mapeó la faja de rocas ultramáficas como parte de su trabajo a escala regional.

En el año 1983 como resultado de los trabajos de investigación y prospección llevados a cabo por el Centro de Exploración de Mendoza de la Subsecretaría de Minería de la Nación en el marco del denominado proyecto Rocas Ultrabásicas, tendientes a la localización de depósitos de metales asociados a estos tipos de rocas, se detectó la presencia de cuerpos carbonáticos con magnesita (Fusari, 1983). Como resultado de éstos, en el año 1985 se comenzaron trabajos de investigación básica sobre dos de la docena de cuerpos localizados en el área de Tupungato (Fusari, 1985) realizando el mapeo parcial y muestreo orientativo de los mis-

Cuerpo N°	Largo m	Ancho m	Profund. m	Densidad g/cm³	Ley estimada $MgCO_3$ %	Toneladas indicado	Toneladas inferido
1	200	10	60	3	50	360.000	-
1'	150	10	60	3	50	-	270.000
2	60	2	20	3	50	-	7.200
3	30	4	10	3	50	-	3.600
5	20	4	10	3	50	-	2.400
5'	10	4	10	3	50	-	1.200
5"	14	10	10	3	50	-	4.200
7	150	10	50	3	50	-	225.000
10	400	30	60	3	40	-	720.000
10'	30	3	10	3	50	-	2.700
10"	30	5	10	3	50	-	4.500

Tabla 2. Recursos y leyes de los distintos cuerpos.

mos. Además, se muestrearon orientativamente los cuerpos restantes.

PROPIETARIOS

Prácticamente todos los cuerpos se encuentran dentro de derechos mineros existentes o por lo menos tienen algún tipo de cobertura legal.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los cuerpos de magnesita se encuentran emplazados en el borde oriental de la porción sur de la Cordillera Frontal. Esta unidad morfoestructural está constituida por rocas metamórficas y sedimentarias de edades paleozoica inferior y media, a las que subyacen sedimentitas carboníferas discordantemente. Volcanitas y plutonitas permotriasicas cubren y penetran a las rocas carboníferas y aún a las anteriores. Hacia ambos lados se adosan sedimentitas y volcanitas cenozoicas que cubren parcialmente a la secuencia anterior.

Estructuralmente se trata de un orógeno paleozoico, rejuvenecido tectónicamente hacia fines del Cenozoico, motivo por el cual su estilo tectónico se define por variados elementos: pliegues de distintos tipos y edades, imbricaciones por fallamiento inverso y fracturamiento en grandes bloques por fallas de alto grado.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

En el área de influencia de los cuerpos de magnesita (figura 1) aflora el basamento cristalino, constituido por un complejo metamórfico de edad precámbrica, al que se agregan rocas básicas y ultrabásicas cuyo emplazamiento y edad aún son dudosas.

Penetrando a dicho complejo se presentan *stocks* de composición diorítico-tonalítica-granodiorítica correspondientes al ciclo magmático Varíscico y diques andesítico-

Tipo de roca		Competencia o resistencia	Dureza	Fisuración	Sostén
Nombre	Función				
Serpentinita	Caja	Buena	Elevada	Escasa	Bueno
Esquisto Micáceo	Caja	Regular	Baja a media	Media a abundante	Bueno
Carbonatos c/silicatos	Mena	Buena	Media	Media a abundante	Regular
Brecha cementada	Contacto	Buena	Media	Media	Regular

Tabla 3. Competencia, dureza, fisuración y sostén de los distintos tipos de roca (caja, mena y contacto).

dacíticos, emparentados comagmáticamente con las plutonitas.

Un complejo granítico-granodiorítico tardiovarísico, que hacia el sur adquiere dimensiones batolíticas, está representado en esta zona mediante un asomo relativamente reducido, el cual atraviesa a las plutonitas mesovaríscicas y al complejo metamórfico.

Sedimentos eocuaternarios cubren las zonas pedemontanas constituyendo niveles pedemontanos antiguos. La edad de la sedimentación se define como eopleistocena.

Estructuralmente, el basamento se caracteriza principalmente por plegamientos muy apretados, formando homoclinales con buzamientos preferentemente hacia el oeste y ejes submeridionales inclinados al norte. Todo ello, severamente dislocado por fallamiento inverso antiguo y fallamiento de alto ángulo con desplazamiento independiente de bloques, debido a diastrofismos posteriores.

Una fase neotectónica final (neopleistocena) tiene clara manifestación en el borde oriental de la zona de interés, donde se ha formado un nivel de sedimentación, todavía bien conservado y escasamente disectado.

Hasta la fecha no se han realizados nuevos estudios sobre los cuerpos de magnesita. Los trabajos ejecutados por Fusari (1985) han consistido en el levantamiento a escala 1:500 de los cuerpos denominados N° 1 y N° 7 y los análisis de 61 muestras correspondientes a los mismos y a otros ocho cuerpos del yacimiento. Además se efectuó el estudio preliminar de concentración de más de 200 kg de mena extraídos del nivel subterráneo del cuerpo N° 1.

Cuerpo N° 1

Está ubicado sobre la margen norte del arroyo Gateado Overo y al sur de las labores de la mina de talco Doce Hermanos. Este sector presenta una estructura antiforme con serpentinitas en el núcleo y sobre éstas gabros y micaesquistos de alto grado (con sillimanita). Los gabros se encuentran en ocasiones anfibolitizados. Dentro de la serpentinita se encuentran dos estructuras de tipo vetiforme que se manifiestan como dos ramas subparalelas muy próximas entre sí y cuya mena consiste en una asociación magnesita-calcedonia-plancheita?, estando elongadas en dirección meridiana. Alcanzan una longitud aproximada de 350 m, estimándose una potencia media de 10 m para la rama este o principal. La rama oriental es más delgada y corta.

Un socavón situado cerca del límite norte del cuerpo lo corta 30 m bajo el afloramiento, demostrando su continuidad sin variaciones importantes hasta esa profundidad. Sólo en su interior puede estudiarse con detenimiento el aspecto de la mena, pues en los afloramientos la cubierta moderna y los fenómenos de meteorización y edificación enmascaran las características del cuerpo.

Se comporta como un cuerpo tabular ligeramente flexurado, inclinado entre 75° y 85° al oeste. Está alojado en serpentinita, pero existe la posibilidad, no comprobada aún, de que en algunos lugares se presente en contacto con los esquistos micáceos del basamento.

Está compuesto por una masa grisácea con tonalidades verdosas y ocres que en algunos sectores se hacen dominantes. Se observan venulaciones blancas de sílice y de carbonatos de hasta 0,5 cm, irregularmente distribuidas. No se han podido determinar ubicaciones preferenciales para los distintos tipos de mena. Los colores alternan y se entremezclan en un mosaico totalmente irregular.

En el socavón se observa brechamiento en la zona de contacto entre la mena y su caja, especialmente dentro del cuerpo carbonático; además, se nota que las venulaciones blancas de sílice y carbonatos pasan de una a otra litología sin limitaciones.

La mineralización está compuesta por una mezcla micro a criptocristalina de magnesita y calcedonia en tamaños entre 20 a 40 μ, con diseminación muy fina (<20 μ) de sulfuros y óxidos metálicos (pirita, pirrotina, magnetita, cromita). Las venillas blancas tienen un núcleo de magnesita de grano grueso, bordeado por sílice microcristalina.

El mayor contenido de magnesio se detectó en un material de color gris, mientras que las tonalidades verdosas acusaron tenores dominantes de calcio, silicio, cromo y níquel.

Cuerpo N° 7

Se encuentra unos 200 m directamente al norte del cuerpo N° 1, inmediatamente al oeste del campamento de la mina Doce Hermanos.

El afloramiento tiene forma irregular, alcanzando 150 m de longitud en direccion norte-sur, con potencias variables entre 7,0 y 15,0 m, estimándose una media de 10,0 metros.

El contacto oeste y los extremos norte y sur están ocultos bajo relleno moderno. Donde es posible observar las relaciones de yacencia, se presenta en contacto con serpentinitas y esquistos talco-carbonáticos.

La mena es de color ocre-amarillento. En determinados sectores posee venulaciones recristalizadas de carbonato, las cuales constituyen grupos alineados que le confieren aspecto atigrado.

La topografía del lugar tiene fuerte pendiente, ofreciendo desniveles de hasta 30 m de un extremo al otro del cuerpo.

Otros cuerpos

El resto de las manifestaciones carbonáticas solamente ha sido objeto de investigaciones someras. Se resumen a continuación las principales características de los mismos.

Cuerpo N° 2

Ubicación: Zona mina Doce Hermanos.
Forma: Tabular, disposición: rumbo nornoreste.

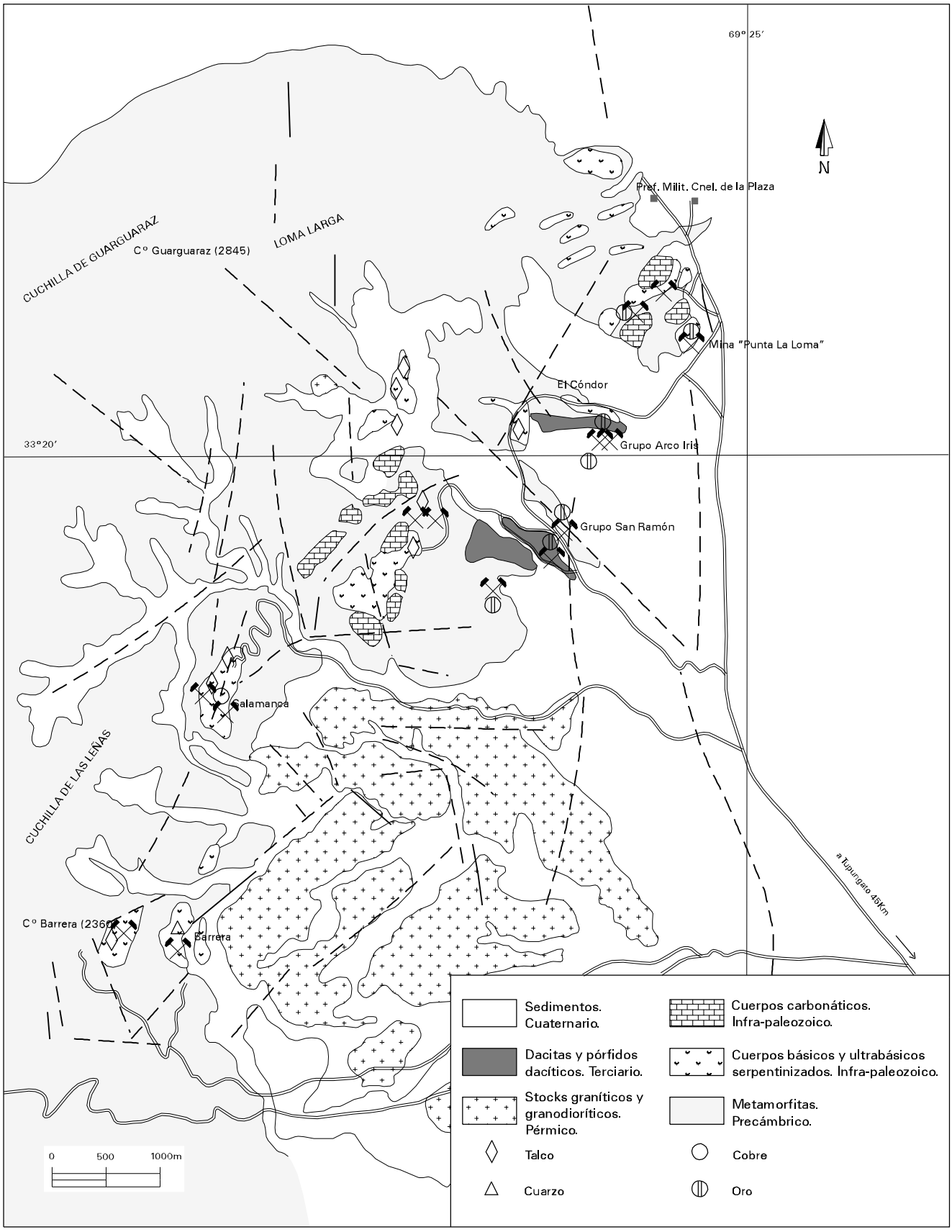


Figura 1. Geología local en el área de influencia de los cuerpos de magnesita.

Dimensiones: 60 x 2 metros.
Caja: Serpentinita.
Mena: Carbonatos color caramelo a blanco, con oquedades de sulfuros y venas de carbonatos recristalizado.
Otros: Existen otros dos cuerpos menores paralelos al primero (N° 2 y 2b).

CUERPO N° 3

Ubicación: Zona mina Doce Hermanos.
Forma: Tabular, disposición: rumbo N30ºE.
Dimensiones: 30 x 4 metros.
Caja: Metamorfitas y serpentinitas (caja oeste talcosas, labio este brechado).
Mena: Carbonato ocre con oquedades de sulfuros, abundante sílice, con venas de carbonatos recristalizado.

CUERPO Nº 5

Ubicación: Zona mina Doce Hermanos.
Forma: Lenticular irregular, disposición: rumbo N70ºE.
Dimensiones: 20 x 4 metros.
Caja: Serpentinitas con caballos de esquisto talco-carbonáticos y venas de cuarzo.
Mena: Carbonatos ocres con oquedades de sulfuros, parcialmente invadidos por sílice, con venas de carbonato recristalizado. Existen otros dos cuerpos subsidiarios al principal (5' y 5'') de forma lenticular irregular, con rumbo N42ºE.

CUERPO N° 10

Ubicación: Zona mina Punta de la Loma.
Forma: Lenticular con ramificaciones, disposición: rumbo noreste.
Dimensiones: 400 x 30 m (Pt. Máxima).
Caja: Serpentinitas al sureste; esquistos al noroeste.
Mena: Mezcla de carbonatos de color ocre marmolado (de grano equigranular grueso), con algunas venillas de carbonato blanco (posible dolomita) y esquistos de composición talco-carbonática (posible listwaenita). Se estima en un 40% el material carbonático.
Otros: En este sector se localizan otros dos cuerpos subordinados de 30 x 5 m (10' y 10''), de composición similar al cuerpo principal.

CUERPO N° 11

Ubicación: Zona mina Punta de la Loma.
Forma: Triangular irregular, disposición: imprecisa.
Dimensiones: 100 x 150 metros.
Caja: Esquistos talcosos.
Mena: Carbonatos de aspecto marmolado de estructura lajosa, con intercalaciones de esquistos.

CUERPO N° 12

Ubicación: Zona mina Punta de la Loma.
Forma: Tabular irregular, disposición norte-sur.
Dimensiones: 200 x 2 metros.
Caja: Esquistos talcosos.
Mena: Carbonatos de grano muy fino, color ocre y blanco, de aspecto marmolado, silicificados.

CUERPO SALAMANCA

Ubicación: Interior mina Salamanca.
Forma: Posiblemente tabular, disposición: norte-sur.
Dimensiones: 80 m x ?.
Caja: Serpentinitas caja oeste.
Mena: Carbonato amarillento marmolizado.

MODELO GENÉTICO

Caben tres posibilidades de hipótesis genética para explicar la formación de un yacimiento de Magnesita: a) Metasomatismo de dióxido de carbono (CO_2), b) Metasomatismo de magnesio (Mg.), c) Aporte magmático directo. En el caso estudiado aun no se cuenta con elementos de juicio fundamentales para intentar una explicación genética.

Comparando los análisis del muestreo, se detecta una marcada diferencia en los tenores de óxido de magnesio entre las muestras de superficie y profundidad.

El menor contenido en la zona superficial puede deberse a dos motivos principales. En superficie son alterados los tenores de óxidos de magnesio, lo cual estaría indicando condiciones de inestabilidad para la magnesita debido a su incompatibilidad con la calcita; siendo así, la magnesita inestabilizada habría sido fácilmente eliminada por el lavado en medio ácido, producido por la alteración de los sulfuros contenidos en la mena.

BIBLIOGRAFÍA

Altamira, J. N., A. A. Gómez, M. Juárez y otros, 1985. Estudio preliminar de concentraciones de una mena de Magnesita, Tupungato, Mendoza. *H M,* inédito. San Juan.

Avé-Lallement, G., 1891. Estudios mineros en la Provincia de Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias,* 12. Córdoba.

Bjerg, E. A., D. A. Gregori, A. Losada y C. H. Labudia, 1990. Las metamorfitas del Faldeo Oriental de la Cuchilla de Guarguaraz, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista.*

Fusari, C., 1983. Programa Rocas Ultrabásicas, Sector Tupungato Norte, provincia de Mendoza. *CEM, SSM,* inédito. Mendoza.

Fusari, C., 1985. Magnesita de Tupungato, Cuerpo Nº1 y Nº7. *CEM, SSM,* inédito. Mendoza.

Gervilla, F. y R. D. Acevedo, 1994. Observaciones Geológicas sobre la mina Salamanca y el área de Los Gateados. Comunicación epistolar.

González Stegemann, E. M., 1949. Exploración «Salamanca-Barrera», departamento Tupungato, provincia de Mendoza, 1946-1948. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Polansky, J., 1949. Descripción geológica del Grupo Minero «San Pablo» (provincia de Mendoza). *Dirección de Minería de Mendoza,* informe inédito.

Polansky, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 17 (3-4): 127-349.

Polansky, J., 1972. Descripción geológica de la hoja 24ab (Cerro Tupungato), provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 128.

Sobral, J. M., 1928. La mina aurífera de San Ramón, departamento de Tupungato, provincia de Mendoza. Publicación 43.

Stappenbeck, R., 1910. La precordillera de San Juan y Mendoza. Anales, 4 (3).

Stappenbeck, R., 1917. Geología de la falda oriental de la cordillera del Plata, privincia de Mendoza. Anales, 12 (1).

Villar, M. L., 1968. Complejo ultrabásico de Novillo Muerto en la Cordillera Frontal de Mendoza. Carpeta 769.

Villar, L. M., 1969. El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (3): 223-238.

Villar, L. M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 3: 125-155.

Villar, L. M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. Metalogenia. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 3: 4-610/4-633.

Villar, L. M., E. I. Donari, N. J. Page, 1991. Presencia de Platinoides en la faja Máfico-ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza. Su significado. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 1, pp 688.

Villar, L. M., E. I. Donari, S. Segal y N. J. Page, 1992. Platinoides en la faja máfica-ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza y en el Gabro de Fiambala, Catamarca, Argentina. *1º Jornadas de Mineralogía y Metalogenia.* La Plata.

Zardini, R., 1958. Serpentinitas del río Las Tunas, Cuchilla del Yalguaraz, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 13 (1-2): 67-86.

Zardini, R., 1960b. Esquisto Talco-Actinolítico en la Mina «Sol de Mayo», Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 15 (3-4): 181-189.



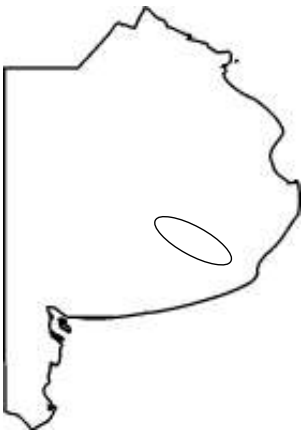
RÍO DE LA PLATA

PROTEROZOICO:

Basamento ígneo metamórfico y secuencias de margen pasivo

Depósitos sedimentarios y de alteración
Recursos minerales de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires

Dominguez, E., e I. B. Schalamuk, 1999, Recursos minerales de las Sierras Septentrionales, Buenos Aires. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 183-190, Buenos Aires.



RECURSOS MINERALES DE LAS SIERRAS SEPTENTRIONALES, BUENOS AIRES

Eduardo Dominguez[1] e Isidoro B. Schalamuk[2]

INTRODUCCIÓN

La minería de la provincia de Buenos Aires es una de las más importantes del país y se centra en la extracción y el procesamiento de rocas y minerales industriales. La actividad se desarrolla esencialmente en las Sierras Septentrionales.

UBICACIÓN

Las Sierras Septentrionales están constituidas por cerros alineados en sentido noroeste-sureste que se extienden por unos 350 km desde Olavarría hasta Mar del Plata con un ancho máximo de 60 km a la altura de Tandil. Las sierras presentan elevaciones que sobresalen entre 250 y 300 m sobre la llanura circundante. Estan integradas por un basamento cristalino precámbrico, sedimentitas precámbricas-paleozoicas y sedimentos cuaternarios.

MORFOLOGÍA

Sus rasgos geomorfológicos se han originado como consecuencia de los procesos erosivos que actuaron sobre bloques inclinados del basamento rocoso y de las sedimentitas precámbricas-paleozoicas ascendidas (Cenozoico, Teruggi y Kilmurray, 1975). A causa de esto, los cerros tienen una pendiente empinada en una de sus laderas (noroeste) y una inclinación suave en la falda opuesta (sureste), coincidente con la inclinación del techo de la cubierta rocosa sedimentaria. Sobre los bloques ascendidos se implantaron redes de drenaje distribuidas sobre dos pendientes regionales, una hacia el norte y la otra hacia el sur. Los ríos y arroyos excavaron sus valles en zonas de debilidad, preferentemente sobre las trazas de las fallas.

RECURSOS MINERALES

Numerosos autores han efectuado trabajos referidos a los recursos naturales de la provincia, entre los que se cuentan los de Angelelli (1975), Angelelli *et al.* (1973), Angelelli *et al.* (1976), y entre los más recientes se encuentra el de Domínguez y Schalamuk (1992). Como este trabajo es de índole minera, en las descripciones mineralógicas se habla fundamentalmente de los minerales principales y se ignoran los accesorios, algunos de los cuales podrían tener una significación trascendente respecto a la génesis de los yacimientos.

Los minerales industriales tienen usos tan variados que es difícil realizar una clasificación de aceptación unánime. Actualmente se los describe siguiendo el orden alfabético de la roca o mineral que se explota.

PRODUCCIÓN Y RESERVAS

La producción de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, es altamente significativa, con volúmenes que oscilan, en los últimos años, en el orden de los 11.000.000 t por año.

El aporte de minerales arcillosos (plásticos, refractarios, suelos arcillosos y varios) registra, para el período analizado, un promedio de 2.320.100 t/año, con un incremento importante de su producción en los últimos años que oscila

[1] *Departamento de geología. Universidad Nacional del Sur.*

[2] *Departamento Científico Geología Aplicada. Museo de La Plata. Fac. Cs.Nat. y Museo UNLP.*

	OLAVARRÍA SIERRAS BAYAS		BARKER VILLA CACIQUE	LAS ÁGUILAS LA JUANITA	CERRO LA CHINA LÓPEZ LOS BARRIENTOS	SIERRA DEL VOLCÁN PUNTA MOGOTES
ORDOVÍCICO			FORMACIÓN BALCARCE	FORMACIÓN BALCARCE	FORMACIÓN BALCARCE	FORMACIÓN BALCARCE
CÁMBRICO						
PRECÁMBRICO SUPERIOR	GRUPO SIERRAS BAYAS	FORMACIÓN CERRO NEGRO	FORMACIÓN CERRO NEGRO	FORMACIÓN LAS ÁGUILAS		DIAMICTITA SIERRA VOLCÁN
		CALIZA LOMA NEGRA	CALIZA LOMA NEGRA			
		FORMACIÓN CERRO LARGO	FORMACIÓN CERRO LARGO	FORMACIÓN CERRO LARGO		
		FORMACIÓN VILLA MÓNICA	FORMACIÓN VILLA MÓNICA	FORMACIÓN LA JUANITA		
PRE-CÁMBRICO	COMPLEJO BUENOS AIRES		COMPLEJO BUE-NOS AIRES	COMPLEJO BUE-NOS AIRES	COMPLEJO BUE-NOS AIRES	COMPLEJO BUENOS AIRES / METAPELITAS PUNTA MOGOTES

Tabla 1. Cuadro estratigráfico (Según Iñiguez *et al.*, 1989).

entre 2.500.000 a casi 3.000.000 t/año Las concentraciones pelíticas registran reservas considerables en sus diferentes variedades y cuentan con una demanda creciente en los distintos rubros, por lo que el distrito se constituye en una de las principales zonas productoras del país.

La producción de dolomita en bloques ha ido disminuyendo hasta su casi paralización, sin embargo la producción de dolomita triturada ha aumentado sustancialmente. La explotación de roca caliza ocupa uno de los primeros puestos en la industria extractiva, no sólo en la provincia sino también en el país, para abastecer a la importante industria cementera y en menor proporción a la de la cal. Los centros productores de rocas carbonáticas se localizan en las áreas de Olavarría,y Barker, en los partidos de Olavarría y Juárez, respectivamente. Desde el punto de vista productivo, los centros de mayor significación son Loma Negra-Cerro Bayo, Sierras Bayas y Tres Lomas (Olavarría) y las calizas de las proximidades de Villa Cacique (Barker). La extracción en ese rubro se mantiene estable con un producido que oscila normalmente entre 4.000.000 y 5.000.000 t/año.

HISTORIA DEL DISTRITO

A partir de 1880 las rocas carbonáticas de Olavarria y Barker ya eran utilizadas en forma rudimentaria para la fabricación de cales. En el año 1919 se inicia la producción a escala industrial con la instalación de la fábrica de la Compañía Argentina de Cemento Portland S.A., en la localidad de Sierras Bayas. En la actualidad en el área minera de Olavarría operan tres importantes plantas de fabricación de cemento, liderada por la empresa Loma Negra S.A.M.I.C.A.F., además de varios hornos destinados a la elaboración de cal. En Barker, además de algunas caleras, opera una fábrica de cemento, también de la empresa Loma Negra S.A.M.I.C.A.F., en la localidad de Villa Cacique.

La extracción de dolomita se inició hace varias décadas, con la producción de granulado grueso y fino, con destinos varios (siderugia y cales magnesianas), y como piedra en bruto o bloques para la industria de la construcción (revestimiento). Varias son las canteras que se hallan ubicadas en la localidad de Sierra Baya (La Teresa, El Progreso, Sierras Bayas, Cerro Largo, etc.), algunas en actividad.

En cuanto a los materiales arcillosos, su aprovechamiento en la región es muy antigua. Ha venido registrando un constante incremento en su producción , constituyendo actualmente uno de los rubros principales de la industria minera, como consecuencia de su calidad y la demanda creciente de las industrias que las utilizan (para la elaboración del cemento, ladrillos, tejas, cerámicos, etc.) siendo numerosas las canteras que operan en las áreas de Olavarría y de Chillar-Barker-Clarás-San Manuel.

GEOLOGÍA REGIONAL

Basamento Cristalino

El basamento cristalino denominado Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1974) está compuesto por granitos y rocas metamórficas entre las que se encuentran granitoides, migmatitas, milonitas, ectinitas y en algunos sectores anfibolitas, rocas filoneanas y arcillas.

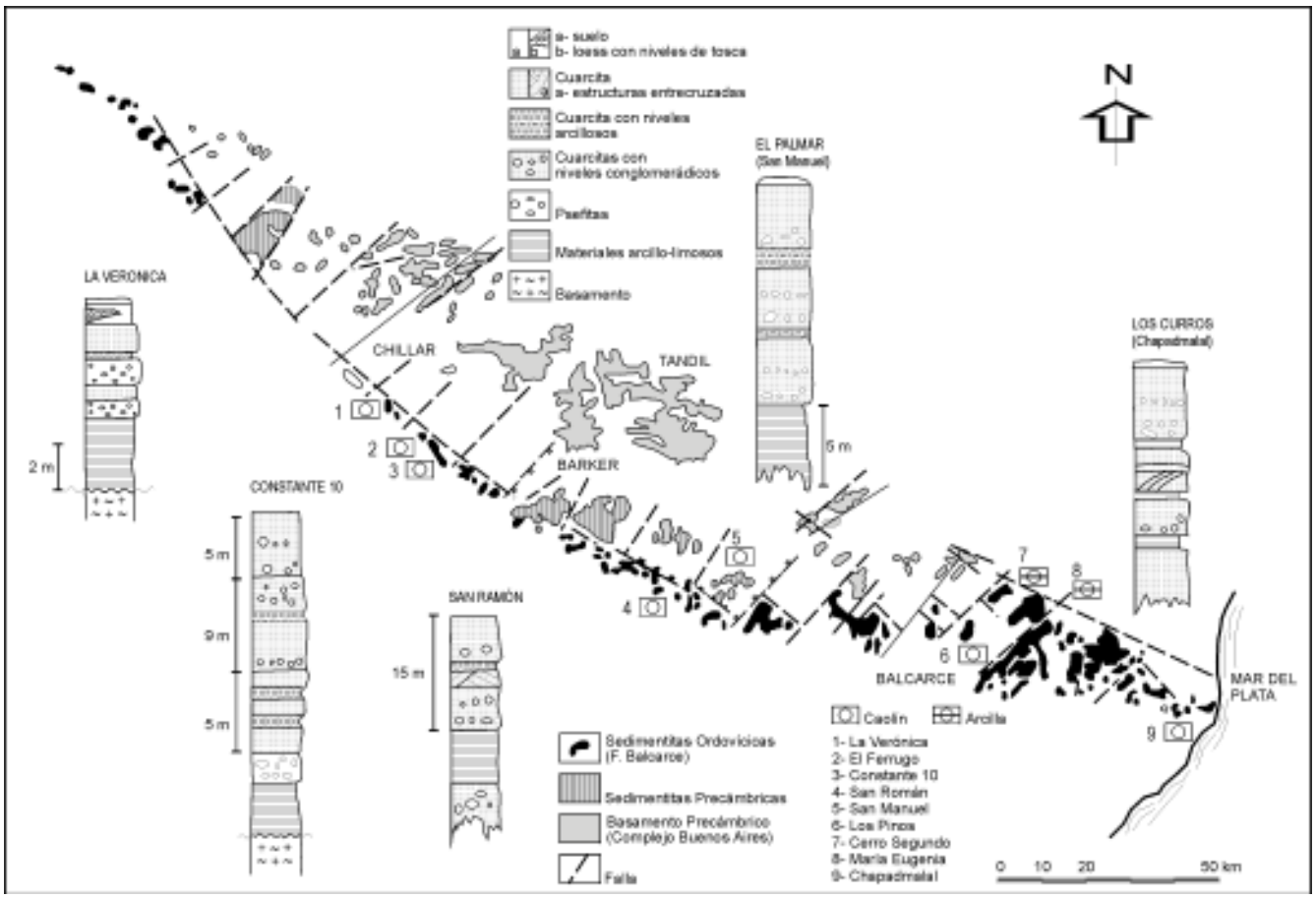


Figura 1. Depósitos de arcillas y caolín de las Sierras Septentrionales.

En la zona de Olavarría y Tandil los granitos se explotan desde hace 30 años como rocas ornamentales y para la producción de piedra partida.

El hallazgo de metavulcanitas, metabasaltos, metacherts y metawackes entre las metamorfitas del basamento en la zona de Tandil (Formación El Cortijo), rocas de afinidades oceánicas similares a los encontrados en dorsales activas (Teruggi *et al.*, 1988), genera posibilidades de exploración de yacimientos metalíferos de tipo sulfuros masivos o sedex. Se han propuesto proyectos de exploración con recopilación de toda la información geofísica del sector.

Desde Chillar hasta La Negra, y en Balcarce se han hallado arcillas residuales originadas por alteración del basamento. Las arcillas se presentan cubiertas por cuarcitas y conglomerados cuarcíticos de la Formación Balcarce (Ordovícico). En la tabla 1 se sintetiza la estratigrafía de las sierras.

Son arcillas blancas, duras, poco plásticas, compuestas por caolinita, cuarzo e illita/muscovita como minerales esenciales. Una muestra representativa (mina Javier) presenta la siguiente composición: esmectita 2%; illita/muscovita 15%; caolinita 62% y cuarzo 21%. Tienen texturas metamórficas remanentes (foliaciones) con rumbos y buzamientos discordantes con la cubierta sedimentaria que se les sobrepone. Con la profundidad (2-8 m) disminuye la argilizacion y aumenta el porcentaje de hierro, cambiando el color de la roca de blanco a rojo y la textura se hace regolítica (Verónica-Javier-Constante 10-El Silicón-El Ferrugo-La Torre entre otras). Según Iñiguez y Zalba (1991), Etcheberry *et al.* (1990), Zalba, 1988; Di Paola y Marchese, 1974, estas arcillas se originaron por alteración del basamento.

La producción en estos yacimientos se ha mantenido constante. Si bien la arcilla es lateralmente continua y en parte se adelgaza, la relación encape a arcilla torna antieconómica su explotación. A modo de ejemplo, en la mina Javier se están tapando los frentes agotados y dos yacimientos, El Ferrugo y El Silicón, han sido explotados por labores subterráneas y en la actualidad se encuentran inactivos. El único yacimiento en desarrollo es Constante 10 (figura 1), donde se ha abierto un frente de trabajo a cielo abierto, revelando una argilización de 8 m de espesor.

La arcilla del yacimiento ubicado en la Loma del Piojo (cantera Gutierrez), es diferente a la anterior. Es blanda, plástica y con matices blancos, amarillos y rojos distribuidos irregularmente. En su composición intervienen: illita 14%; caolinita 74% y cuarzo 12% y trazas de esmectita. Las variedades rojas pueden tener hasta un 17% de hematita. No se conoce su comportamiento en profundidad ni su espesor. El principal problema industrial es la variabilidad en el color que presenta. Por su contenido en alúmina tiene

una buena resistencia al fuego. El yacimiento esta en la fase de exploración y no se lo ha explotado en forma regular hasta el presente.

En Balcarce en las áreas de Cerro Segundo y Sierra La Barrosa han sido explotadas arcillas residuales formadas a partir de una roca foliada (gneiss) de composición caolinita, cuarzo, illita, y esmectitas. Son arcillas blancas, duras, poco plásticas y con alto contenido de alúmina. Su explotación es antieconómica por el destape que debe realizarse. Se formaron por procesos hidrotermales con modificaciones sobreimpuestas por procesos meteóricos (Di Paola, 1988, Di Paola y García Espiasse, 1986).

En el cerro Reconquista en las proximidades de San Manuel se explotan arcillas residuales cuya composición es: illita/muscovita 18%; pirofilita 47%; caolinita 19% y hematita 16%. Son rojas, duras, de baja plasticidad y se las utiliza para dar resistencia al fuego y color a las pastas rojas. El peso específico de la arcilla en cantera es de 2,6 t por metro cúbico. En algunos sectores el mineral es más duro, cambia de color y de composición (el color es violáceo, es menos plástico, tiene una mayor proporción de pirofilita y menores tenores de hierro). Se consumen unas 200.000 t/año. En la cantera Verellén se explota hasta una profundidad de 11 m donde la roca grada a un gneiss violáceo. El nivel explotado es horizontal aunque la arcilla muestra una foliación de rumbo N322° e inclinación de 17° al suroeste. Cortando la estructura se han hallado diques pegmatoides con altos contenidos de muscovita y cuarzo no aptos para el proceso industrial. En el mismo sector existe otra cantera, Palmar Mar del Plata, ubicada al sudeste de la Verellén. La geología es similar y se ha explotado a lo largo de 300 metros. Entre ambas explotaciones existe una superficie de unos 1.000 m con excelente potencial. La explotación se realiza a cielo abierto siguiendo las laderas. La relación arcilla a encape es superior a 4,5:1 en algunos frentes. El estéril se acumula en pilas a los costados de las canteras. El costo del destape es la variable económica mas importante que debe considerarse en el análisis de los proyectos de explotación en estas arcillas.

En el Cerro de la Cruz, en Barker existe una pequeña cantera abandonada que presente una argilización semejante a la hallada en San Manuel.

El origen de estos depósitos es hidrotermal según Dristas y Frisicale (1984), Frisicale (1991), y Zalba (1988).

Yacimientos sedimentarios

De acuerdo a Iñiguez *et al.* (1989) sobre el basamento se desarrollaron cinco ciclos de depositación. Todas las sedimentitas se originaron en un ambiente marino de plataforma epicontinental.

Primer Ciclo Sedimentario. Durante el primer ciclo sedimentario se formaron cuarcitas arcósicas, dolomías y pelitas que han sido descriptas como Formación Villa Mónica y La Juanita.

La dolomía se explota para piedra ornamental, como escoriante siderúrgico y principalmente como piedra partida. Recientemente se ha comenzado a utilizar para la producción de cales. Es de color bayo, con texturas laminares y estromatolíticas con espesores de hasta 30 metros. Los principales contaminantes que regulan sus usos son el contenido de cuarzo y de hierro. El contenido de cuarzo varía entre el 1,7% y 2,3% en la parte media del manto y entre 9-12% en la parte inferior y superior. Esta lente ha sido hallada también en Barker (Schauer y Venier, 1967; Leveratto y Marchese, 1983). Su origen se debe a una precipitación química con procesos de metasomatismo de magnesio sobreimpuestos. Por su abundancia, es un recurso de gran potencial debido al agotamiento de una gran parte de los recursos de caliza en Olavarría.

La pelita comercializada como arcilla LA-AM se explota en las proximidades de Barker en la cantera La Siempre Verde. Sobre el basamento se apoya en discordancia una secuencia sedimentaria, atribuída al Grupo Sierras Bayas (Iñiguez *et al.*, 1989), que está integrado por dos capas de cuarcitas entre las que se intercala la capa explotada. Esta secuencia tiene un rumbo de N230° y una inclinación de 7°S. La capa tiene un espesor de hasta 7 metros. La arcilla es masiva, con abundantes óxidos e hidróxidos de hierro y suele presentar cristales euhedrales de cuarzo de hasta 10 cm de longitud en su cuerpo. La arcilla se explota a lo largo de la ladera del cerro para evitar destapes excesivos. Se trata de una arcilla blanda, muy plástica y su composición es de illita 68%, caolinita 8%, cuarzo 13% y hematita 11% con contenidos menores de esmectita. Se la utiliza para mejorar la plasticidad de la pasta cerámica roja. Se extraen unas 12.000 t por año. Una manifestación de esta pelita se encuentra en la estancia La Placeres pero no presenta las mismas características industriales. Se han hallado nuevas manifestaciones de esta pelita en el yacimiento Milli y en el campo de González.

En el sector de San Manuel, por encima del basamento y entre dos capas de cuarcitas se presentan pelitas de colores crema hasta blancos de tipo illítico-caolinítico con tenores medios de cuarzo e intercalaciones rítmicas de psamitas. Las arcillas son blandas, de plasticidad moderada con tenores medios de alúmina y álcalis. Las illitas datadas tienen una edad de 602 Ma y en las cuarcitas han sido hallados fósiles del Cámbrico o del Precámbrico tardío (Regalía, 1987; Regalía y Herrera, 1981) por lo que se las correlaciona con el Grupo Sierras Bayas, Formación Villa Mónica. No se explotan comercialmente.

Segundo Ciclo Sedimentario. Durante el segundo ciclo sedimentario se depositan las pelitas, samitas y samopelitas de la Formación Cerro Largo (Poiré, 1987). A este ciclo se asocian las arcillas conocidas como amarillas y rojas tradicionalmente explotadas en la zona de Olavarría y de las cuales se explotan mas de 500.000 t por año.

Las arcillas se presentan en la Formación Cerro Largo integrantes del Grupo Sierras Bayas (figura 2) y se encuentran por encima de las Cuarcitas Superiores y por de-

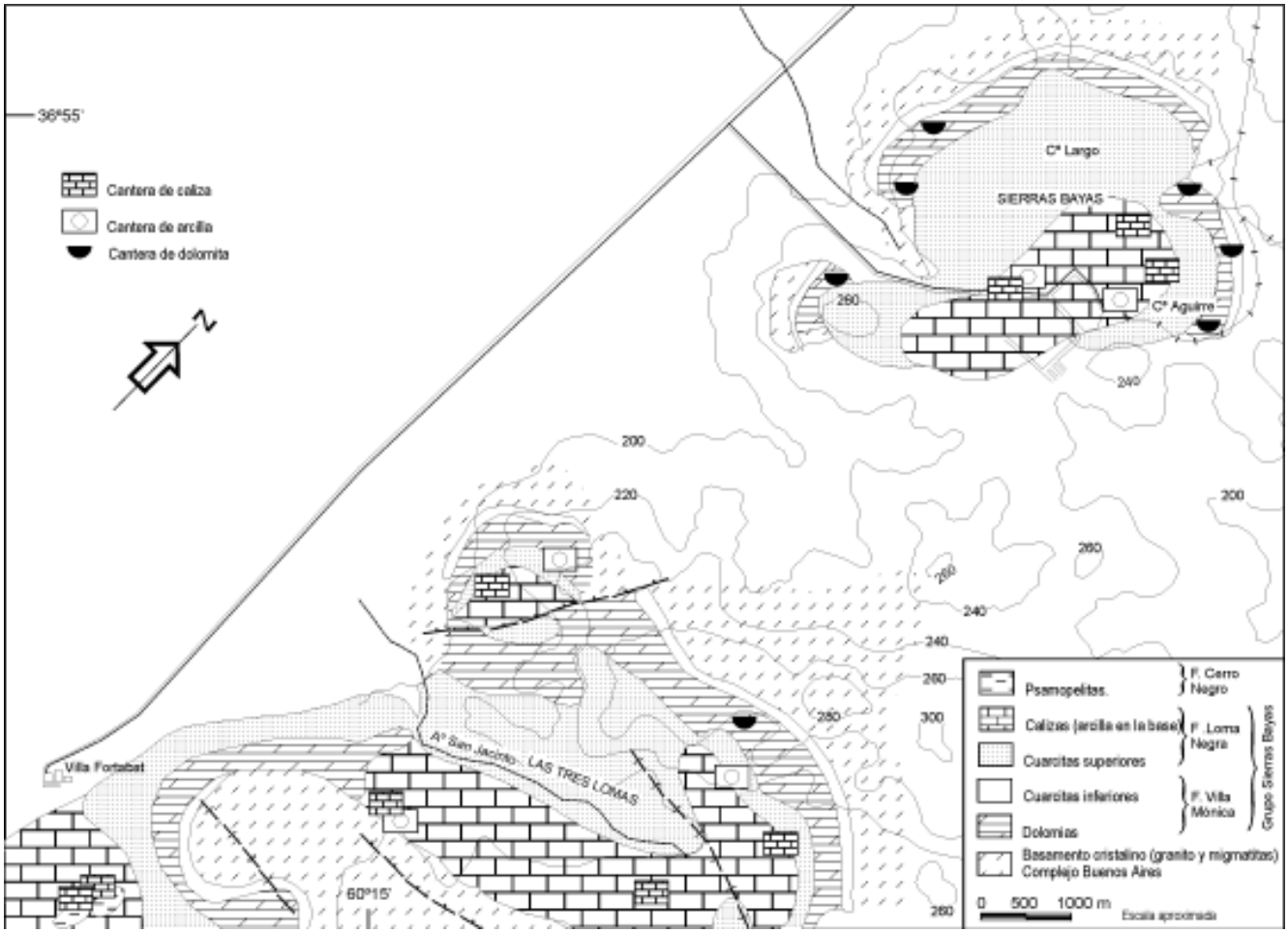


Figura 2. Bosquejo geológico y ubicación de las principales canteras de dolomita, arcillas y calizas de Area de Olavarría (modificado y simplificado de Bonorino *et al.,* 1954).

bajo de las Calizas. Las capas forman parte de un braquisinclinal o se presentan como estructuras monoclinales, con fallas transversales y son de composición illítica, con contenidos importantes de cuarzo. Las capas inferiores son de color amarillo, en tanto que las superiores son rojas. La capa de arcillas amarillas explotada tiene hasta 20 m de espesor y está compuesta por finos estratos de arcillitas (2-3 cm) intercalados con capas de limolitas cuarzosas. La frecuencia de las capas cuarzosas es mayor en la base y en el techo de la secuencia. Las arcillas amarillas son de composición illítica con contenidos de cuarzo medios a altos son poco resistentes al fuego, tienen poca resistencia en seco y por el alto contenido de cuarzo pueden generar problemas de cavilado. Son semiduras, poco plásticas y son frecuentes las concreciones de calcita dura en los tres primeros metros de la secuencia, las que se presentan a lo largo de planos de falla o siguiendo los estratos de limolitas cuarzosas.

Dataciones radimétricas (Rb-Sr) arrojan edades entre 769 y 723 Ma para las arcillas amarillas de las canteras Aust y Losa (Bonhome y Cingolani, 1980). Son precámbricas y su edad ha sido establecida en base a la presencia de *Paleophicus* y *Didymalichnus* de la iconofacies de *Cruziana* en las cuarcitas superiores (Poire *et al.*, 1984).

Por su semejanza y su posición relativa a los afloramientos del cerro Reconquista se correlaciona tentativamente a las arcillas illíticas con cuarzo y hematita que se explotan en el campo de Araquistain en la Formación Cerro Largo de Olavarría. Se extraen unas 10.000 t/mes destinadas a la confección de ladrillos.

Existen canteras en las cuales la explotación se realiza en laderas donde las capas de arcillas tienen una inclinación de 55° al este. Contiguo a la cantera antigua de Losa, y vecino a la actual cantera de Cerro Negro, se encuentra un campo, que por su extensión y ubicación geográfica, es un excelente prospecto con recursos potenciales superiores a 1.000.000 t de arcillas amarillas. El recurso es importante, si se contabilizan las reservas existentes por debajo de la capa de caliza explotada en las canteras de las cementeras San Martín, Calera Avellaneda, y Loma Negra.

El sistema de explotación es a cielo abierto y la extracción del mineral se hace con retroexcavadoras en bancos de 3-4 metros. Las arcillas están cubiertas por un enca-

pe variable (8 m) de suelo, arenilla, tosca, y arcilla o calizas. La aparición de calizas encarece el destape.

Las reservas de Arcillas Amarillas son abundantes y no constituyen un problema para el futuro. Los costos de explotación estarán relacionados a la proximidad del yacimiento, a la cantidad de destape, la profundidad de explotación, las necesidades de desagote y las regulaciones ambientales.

Tercer Ciclo Sedimentario. Durante el tercer ciclo sedimentario se depositan las calizas de la Formación Loma Negra. Sus afloramientos se extienden desde Olavarría hasta Barker y estarían presentes en el subsuelo en la cuenca de Claromecó (Kostadinoff y Prozzi, 1998). Se trata de micritas y subesparitas con escaso limo (<1%) y colores que oscilan entre el negro y el pardo rojizo oscuro. Sus capas son subhorizontales, están fracturadas y pueden tener hasta 40 m de espesor. Los tenores de carbonato de calcio son usualmente superiores al 90 % siendo el tenor mínimo utilizado para la fabricación de cemento de alrededor del 65%. Se trata de rocas formadas por precipitación química en un ambiente marino. Se estima una edad de 700 Ma en base a datos paleomagnéticos (Valencio *et al.*, 1980).

Las reservas están bien conocidas y se encuentran en su mayoría en manos de un único propietario. Existen áreas con potencial minero futuro debido a que en el presente se encuentran por debajo de los límites económicos de la explotación. Es un recurso en una etapa madura de extracción y es posible que en el futuro se exploten recursos remanentes no utilizados como las reservas que se encuentran por debajo del pueblo de Sierras Bayas o de la fábrica San Martín, intensificandose así mismo la exploración en el área de Barker.

Cuarto Ciclo Sedimentario. Durante el cuarto ciclo sedimentario se depositan nuevamente pelitas que se han descripto como pertenecientes a las Formaciones Cerro Negro, Pelitas Gris Oliva (Zalba, 1981), y Formación Las Aguilas (Zalba *et al.*, 1988).

La Formación Cerro Negro es una secuencia de pelitas de unos 110 m de espesor que se asientan en discordancia erosiva sobre las Calizas Loma Negra. Se trata de arcillas illitico cloríticas con interestratificados de illita/ esmectita. Presenta capas de cuarcitas interestratificadas, un color pardo y aspecto metamórfico con presencia evidente de muscovita. Son arcillas duras, poco plásticas con contenidos bajos de alúmina. En la localidad tipo se extraen alrededor de 100.000 t/año para uso cerámico. En Barker se han hallado arcillas similares, con evidencias de anquimetamorfismo, mapeadas como Pelitas Gris Oliva (Bertolino, 1988). En la parte basal de esta formación Leanza y Hugo (1987) hallaron una fina capa de color rojo de 5 a 30 cm de espesor conteniendo hasta el 27% de PO_5 en forma de fluorapatito que denominaron Miembro Fosfático y proponen una precipitación química para el fósforo.

La Formación Las Aguilas se ubica en la misma posición estratigráfica (Zalba *et al.*, 1988) y en su localidad tipo, la sierra homónima en Barker, está integrada por tres facies: brechas de ftanitas, arcilitas rojizas hasta blancas y samitas con pelitas alternantes. En esta formación se basa toda la actividad extractiva de arcillas y de mineral de hierro en la zona de Barker.

Al este de Barker la facies de arcillitas esta representada por una capa de arcilla roja de composición illítico-pirofilítica con contenidos de hematita y gohetita variables entre 18% a 35%. El mineral tiende a ser más duro y poco plástico en la medida que aumenta su contenido de hierro. El contenido de cuarzo es bajo a inexistente. El mineral rico en hierro se comercializa como hierro para la industria cementera en tanto que el mineral mas blando se utiliza para cerámica.

Al oeste de Barker el marco geológico es ligeramente diferente. Todas las labores mineras se localizan a lo largo del faldeo de colinas alargadas, en la Sierra de la Tinta y Cuchilla de las Águilas. La estructura geológica es simple con capas horizontales o con suaves inclinaciones entre 6 y 12° el este y un rumbo N60-90°. Sobre la brecha de ftanita se dispone una capa de arcillas de entre 2 y 4 m de espesor de composición illítico/muscovítico- pirofilítico, sin o con escaso cuarzo, que puede contener desde 0 a 20% de hierro. Las arcillas sin hierro son blancas y de alto contenido en alúmina, duras y poco plásticas. Son arcillas resistentes al fuego. Suelen presentar contaminaciones de hierro laterales. Son macizas o con laminaciones. Su espesor oscila entre los 2 y los 4 metros. Las arcillas con hierro tienen la misma composición y son semi-duras pero más plásticas que las arcillas de composición similar explotadas en el basamento en la zona de San Manuel. Tienen una distribución mineralógica constante y están compuestas por illita (muscovita), pirofilita, caolinita y hematita con escasos tenores de cuarzo. Sus valores de plasticidad Atterberg oscilan entre 12 y 14 y su peso específico es de 2,48 g por centímetros cúbicos. En algunas canteras es evidente una clara estratificación entre estas variedades apareciendo siempre la arcilla roja en la base de la secuencia y la blanca por encima. Se estima que la extracción de estos minerales supera las 200.000 t por año.

Sobre las arcillas blancas o rojas recién mencionadas, se disponen facies de samitas con pelitas alternantes. Estas facies varían de cantera a cantera y la participación de las pelitas es irregular. Existen sectores donde solo se logra explotar una capa de dos metros de espesor de arcillas, en otros se explotan espesores mayores a los 7 m, y en algunos casos la participación de las pelitas es minoritaria y esta capa debe ser eliminada con el destape. Las arcillas extraidas presentan capas de cuarcita intercaladas. Son blancas, semi-duras, semi-plásticas de composición variable, pero están integradas mayoritariamente por illita- caolinita y cuarzo, en casos aparece también pirofilita. Es medianamente resistente al fuego, con bajos tenores de alúmina y de plasticidad baja a media.Estos yacimientos son mas abundantes en el sector norte de la Cuchilla de Las Aguilas, en

el sector de la estancia San Francisco. La utilización de las arcillas blancas de esta formación tendrá una demanda sostenida en el futuro ya que son requeridas debido a la creciente demanda del mercado de pastas blancas y porcelanatos. No parecen existir problemas de aprovisionamiento a largo plazo y la alternativa de contar con arcillas blancas en Tandil es siempre una opción mas atractiva que apelar a las variedades más caras producidas en Neuquén, Chubut o Santa Cruz.

El carácter sedimentario de estas arcillas ha sido postulado por Leveratto y Marchese (1983), Manassero (1986) y Zalba *et al.* (1988). La capa de cuarcitas macizas que se encuentra en el techo de la secuencia corresponden a la Formación Balcarce de edad paleozoica (ordovícica).

Quinto Ciclo Sedimentario. El quinto ciclo sedimentario está constituido mayoritariamente por psamitas con escasas psefitas y pelitas (Formación Balcarce). Los yacimientos mas importantes se hallan en la zona de San Manuel, pero se ha encontrado una capa que se esta explotando en la Loma del Piojo y se explotó una lente pequeña entre Chillar y López. En la parte basal de esta formación aparecen capas de hasta 2 m de espesor de arcillas caoliníticas blancas, duras, poco plásticas y de alta pureza, con illita subordinada. Son resistentes al fuego por su alto tenor de alúmina. En casos tienen texturas particulares de tipo ojos de perdiz. En las samitas se han encontrado una gran variedad de iconofosiles de las biofacies de Cruziana y Skolitos indicativos de una edad ordovícica (Zalba *et al.*, 1988). Dristas y Frisicale (1987) entienden que la caolinita se formó por alteración hidrotermal de una capa de tobas. Estas arcillas están siendo calcinadas y comercializadas como chamote cerámico para la industria de refractarios.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., J. R.Villa y J. M. Suriano, 1973. Recursos minerales y rocas de aplicación de la provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Anales,* 2, pp.1-201. La Plata.

Angelelli, V., 1975. Yacimientos Minerales y Rocas de Aplicación. *6º Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca.*

Angelelli, V., I. Schalamuk y J. Arrosspide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secretaría de Estado Minería, Anales,* 17. Buenos Aires.

Bertolino, S. R., 1988. Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la formación Cerro Negro en la zona de Villa Cacique, partidos de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina,* 53 (3): 275-286.

Bonhomme, M. G. y C. A. Cingolani, 1980. Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", Provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (4): 519-538. Buenos Aires.

Di Paola, E. y H. Marchese, 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la formación La Tinta. *Asociación Argentina de Geología, Mineralogía y Sedimentología, Revista,* 5: 3-4. Buenos Aires.

Di Paola, E., 1988. Alteración caolinítica-esmectítica en Sierra La Barrosa, Balcarce, Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (3): 304-314.

Di Paola, E. y A. Garcia Espiasse, 1986. Génesis del yacimiento de caolín Cerro Segundo, Sierra de Bachicha, partido de Balcarce, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 17 (1-4): 47-54.

Dristas, J. A. y M. C. Frisicale, 1984. Estudio de los yacimientos de arcilla del Cerro Reconquista, San manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *9° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 507-521.

Dristas, J. A. y M. C. Frisicale, 1987. Rocas piroclásticas en el sector sudoeste de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 18 (1-4): 33-45.

Etcheverry, R., L. Garrido, I. Schalamuk y R. Fernandez, 1990. Consideraciones mineralógicas y tecnológicas del yacimiento de arcilla La Verónica, partido de Azul, provincia de Buenos Aires. *3° Congreso Nacional de Geología Económica,* 3: 37-54.

Frisicale, M. C., 1991. Estudio de algunos yacimientos de arcilla originados por la actividad hidrotermal en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Universidad Nacional del Sur, Biblioteca. Tesis Doctoral.*

Iñiguez, A. M., A. del Valle, D. G. Poiré, L. A. Spalletti y P. E. Zalba, 1989. Cuenca Precámbrica/Paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, 1989. *Serie Correlación Geológica,* 6. 245-263.

Iñiguez, R., A. M. y P. E. Zalba, 1991. Yacimientos de arcillas de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Su relación con la estratigrafía, características mineralógicas y aplicaciones. *Panorama Minero,* 60: 15-17.

Leanza, H. y C. A. Hugo, 1987. Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el proterozoico superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (3-4): 417-428. Buenos Aires.

Leveratto, M. A. y H. G. Marchese, 1983. Geología y estratigrafía de la formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de La Tinta - Barker - Villa Cacique - Arroyo Calaveras, Provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 38 (2): 235-247.

Manassero, M. J., 1986. Estratigrafía y Estructura en el sector oriental de la Localidad de Barker, Provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41 (3-4): 375-385.

Marchese, H. G. y E. Di Paola, 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 30 (2): 161-179.

Poiré, D. C., A. Del Valle y G. M. Regalia, 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4:249-266.

Poiré, D. C., 1987. Mineralogía y Sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las Sierras homónicas, Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Museo de La Plata,* tesis, inédita.

Regalia, G. M., 1987. Caracteres geológicos del áreaa de San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (1-2): 143-152.

Ronconi, N., H. Echeveste y D. Marchionni, 1991. Catálogo de nuevas rocas ornamentales de la provincia de Buenos Aires. *CIC-DIGMAS. UNLP,* informe inédito.

Schauer, O. C. y J. A. Venier, 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker Sierra de La Tinta, Buenos Aires. *Comisión de Investigaciones Cientificas, Notas,* 5, 6, 1-18. La Plata.

Teruggi, M., M. A. Leguizamon y V. Ramos, 1988. Matamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil. Rev. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (3): 366-374.

Valencio, R. A., J. F. Vilas y A. M. Snitro, 1980. Paleomagnetismo y edades radimétricas de algunas formaciones neoprecámbricas y eopaleozoicas de la Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (3): 421-433.

Zalba, P. E., 1988. Arcillas de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *CETMIC, Publicación Especial,* 1. La Plata.

Zalba, P. E., R. R. Andreis y A. M. Iñiguez R., 1988. Formación Las Aguilas, Barker, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Nueva propuesta estratigráfica. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (2): 198-210.

Zalba, P. E., 1981. Nuevo nivel de arcilitas sobre las calizas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 36 (1): 99-102, Buenos Aires.



PAMPIA

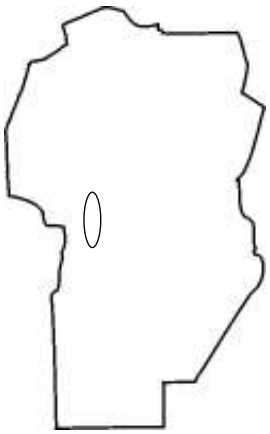
PROTEROZOICO:
Basamento metamórfico "pre-pampeano"

Depósitos asociados a rocas máficas-ultramáficas
Depósitos de cromitas de Córdoba

Depósitos sedimentario-exhalativos y volcanogénicos submarinos
Yacimientos de cobre-hierro y plomo-cinc relacionados a volcanismo submarino, Córdoba
Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis
El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina, Córdoba
Los yacimientos de wolframio de la región de Santa Rosa, Córdoba
Los yacimientos de wolframio de la región de Ambul, Córdoba
Distrito scheelítico Pampa de Olaen, Córdoba
Yacimientos de scheelita asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis

Depósitos sedimentarios metamorfizados
Mármoles y otras rocas carbonáticas de Córdoba
Yacimientos de caliza de San Luis

Mutti, D. I., 1999. Depósitos de cromitas de Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 193-205, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE CROMITAS DE CÓRDOBA

Diana I. Mutti[1]

INTRODUCCIÓN

La cromita ($FeCr_2O_4$), mineral perteneciente a la serie de los espinelos $(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2 O_4$, constituye un mineral accesorio en las rocas ígneas ultrabásicas-ultramáficas y su concentración hipogénica ya sea como mena diseminada o masiva determina la principal fuente de obtención del elemento metálico cromo, elemento que fue aislado por vez primera a partir de la crocoita por el químico francés Nicolas Luis Vauquelin en 1798. Posee gran dureza (5,5 a 6,5), alto peso específico (4,1 a 4,9 g/cm^3) y marcada resistencia química, determinando su potencial concentración en el ciclo exógeno en placeres y lateritas. No obstante ello las principales reservas económicas mundiales corresponden a yacimientos de tipo endógenos de filiación magmática, tanto estratiformes (ej.: Bushveld, Sudáfrica; Great Dyke, Zimbabwe; Kemi, Finlandia; Bird River, Canadá; Stillwater, Estados Unidos; Orissa Complex y distrito de Cuttack, India; Campo Formoso, Brasil; Coobina, Australia) como podifomes, incluyendo en esta categoría a los depósitos de tipo alpino (ej.: Pakistán; Zambales, Filipinas; Faryab, Iran; Elazig-Guleman, Turquía; Vourinon, Grecia; Cyprus; Kazakhstan, Russia; Camaguey, Cuba). A este respecto en nuestro país existen numerosas fajas discontínuas de rocas ultrabásicas-ultramáficas (Villar, 1985), potenciales rocas portadoras de cromita, con contenidos medios en cromo que rara vez superan las 2.000 partes por millón.

En la Argentina los trabajos prospectivos-metalogenéticos desarrollados en las regiones de Catamarca, San Juan y San Luis permitieron definir la existencia de cromita aunque en concentraciones sub-económicas. A diferencia de ello, el hallazgo en la provincia de Córdoba de cromita o de cromoespinelos en concentraciones superficiales a sub-superficiales junto a la demanda interna de sales de cromo determinaron su aprovechamiento en la década del 40. Debe señalarse que las cromitas de Córdoba muestran una importante sustitución del Cr_2O_3 por Al_2O_3 y Fe_2O_3 y del FeO por MgO, originando una variación composicional entre los extremos de la serie. Por ello el término cromita es usado aquí no sólo como el miembro terminal de la serie de los espinelos ($FeCr_2O_4$) sino también como equivalente del término cromoespinelo en un sentido amplio, destacándose que su utilización en la industria admite diversos grados o contenidos y especificaciones químicas.

UBICACIÓN

Las manifestaciones y yacimientos de cromita en las Sierras de Córdoba se agrupan en cuatro distritos mineros ubicados en la vertiente oriental de la Sierra de Comechingones entre los 29°55'y los 32°37' de latitud sur y entre los 64°40' y los 64°52' de longitud oeste (figura 1). Los yacimientos reconocidos hasta el presente se relacionan con el extremo sur de la faja occidental de rocas ultrabásicas de la Provincia de Córdoba (Villar, 1985; Escayola *et al.*, 1996). Si bien se ha comprobado la existencia de cromita en las rocas de la faja oriental sus leyes y concentraciones sólo permiten al presente definir la existencia de recursos ocultos o subeconómicos.

Los distritos cromíferos de la Sierra de Comechingones, diferenciados en base a su localización geográfica y a la caracterización genética de las rocas de caja, determinan cuatro áreas productivas que de norte a sur son: Atos Pampa, Los Guanacos, San Lorenzo y Los Permanentes (figura 1).

[1] *Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.*

El distrito Atos Pampa, ubicado a 5 km al suroeste de la localidad homónima, Pedanía Los Reartes del departamento Calamuchita, está integrado por aproximadamente seis minas: Piedras Negras, Los Congos, Loma Pelada, El Coquito, Los Huequitos, La Bélgica y San Miguel y se encuentra a una altura aproximada de 1.050 m sobre el nivel del mar. La mineralización se vincula a cuatro cuerpos de ultrabasitas serpentinizadas, alcanzando las rocas portadoras de la mineralización extensiones menores al kilómetro.

El distrito Los Guanacos se encuentra a 12 km al sureste de la población de Yacanto, en la Pedanía Santa Rosa del Departamento Calamuchita y está constituido por las minas Los Guanacos, Arbol Seco, Ume Pay, San Gregorio, El Rodeo, 25 de Mayo, San Miguel y Las Bagualas, comprendidas entre alturas medias de 1.000 m s.n.m. y 1.200 m sobre el nivel del mar. La cromita aparece en cuerpos ultrabásicos serpentinizados de dimensiones variadas, destacándose el cerro Los Guanacos por poseer una longitud de 1.500 m en tanto que su ancho se aproxima a los 700 metros.

El distrito Cerro San Lorenzo citado por Difini (1956) como grupo Cañada de Alvarez se localiza a 30 km al oeste de la ciudad de Berrotarán y a 20 km al nornoroeste de la localidad de Río de los Sauces, Departamento Calamuchita. Está integrado por las minas 12 de Noviembre, Corpus Christi, Resistencia, El Destino, Tigre Muerto, Las Cortaderas, Arroyo Hinojo, Vendedora, Triunfo y Comechingones, que se encuentran asociadas a cuerpos ultrabásicos serpentinizados y que sólo ocasionalmente exceden los 200 m de longitud. Los yacimientos se encuentran a una altura media de 750 m sobre el nivel del mar.

El distrito Los Permanentes ubicado en la parte meridional de la corrida de ultrabasitas mineralizadas se halla en la Pedanía de San Bartolomé del Departamento Río Cuarto, a unos 42 km al oeste de la Estación Gigena (FCGBM) entre Alpa Corral y Río de los Sauces. La mina El Cromo, ubicada a una altura de 750 m s.n.m., integra este distrito y se vincula a un pequeño cuerpo de serpentinita que no supera los 100 m de extensión.

Leyes, reservas, producción y sistema de explotación

Entre los años 1941 y 1949 se extrajeron de las minas cordobesas en forma rudimentaria (con métodos manuales y ocasionalmente mediante perforaciones mecanizadas) unas 3.600 t de material de 1a. y 2a. categoría seleccionado a mano en cancha a partir de la realización de alrededor de 140 labores a cielo abierto de distintos tipos y tamaños (canteras, trincheras, escarpes, piques, etc.). Con posterioridad la producción hasta 1959 alcanzó a unas 700 t destinadas principalmente a la industria refractaria. Entre los trabajos existentes se destacan unos 350 m de labores subterráneas (galerías y estocadas) ejecutadas con fines exploratorios en el cerro Los Guanacos durante la década del 50 por parte de la Comisión de Fabricaciones Militares y que permitieron la extracción de mena masiva (cromitita) en concentraciones de hasta 300-350 toneladas. A este respecto una estimación de reservas efectuada recientemente a partir de mineral acopiado en cancha para un sector del distrito Los Guanacos indica la existencia de 250 t de cromita con un contenido de Cr_2O_3 > 39% y una relación Cr : Fe > 1,6 : 1. De acuerdo con los informes de García Castelllano (1943), Riggi y Riggi (1943), Sgrosso (1943), Angelelli (1945), Quiroga (1949), Villagra (1949), Pagés y Re (1953) y Difini (1956) entre otros, el mineral que ha sido extraído de los depósitos de Córdoba acusó tenores variables en Cr_2O_3 entre el 33,00% y el 47,55%, con proporciones de Cr : Fe comprendidas entre 1,90 y 3,04. Es importante señalar que la cromita de Córdoba es de baja ley debido al reemplazo del Cr por Al y Fe^{3+} y del Fe^{2+} por Mg y en la actualidad su utilización potencial se restringe principalmente a las industrias química y refractaria, cuyas especificaciones son : > 44% en Cr_2O_3, proporción de Cr : Fe > 1,5 y un contenido en SiO_2 < 3,5% para la industria química y 30% a 40% en Cr_2O_3, proporción de Cr : Fe entre 2-2,5 : 1 y un contenido en SiO_2 del 6% para la industria refractaria. No obstante ello ocasionalmente se obtuvo en la región cromita grado metalúrgico ajustada a las siguientes especificaciones : > 46% en Cr_2O_3, proporción en Cr : Fe > 3 : 1 y un contenido del 10% en SiO_2.

HISTORIA DE LOS DISTRITOS

En el año 1811 se descubrió en la región norte de Baltimore (USA) el primer yacimiento que permitió desarrollar una importante actividad minera extractiva del elemento cromo. Con posterioridad y desde inicios del siglo XX la producción de cromita mundial experimentó un fuerte incremento como respuesta al desarrollo tecnológico y a la implementación de planes de exploración, que permitieron alcanzar producciones anuales crecientes desde valores de 100.000 t/a en 1900 hasta las 12.100.000 t/a en 1995 (Harben Kuzvart, 1996). En nuestro país su explotación documentada se inicia en el año 1941 en el departamento Calamuchita, provincia de Córdoba, luego que el mineral fuera descubierto por Bodenbender (1905). A partir de allí, habiéndose desarrollado casi un 70% del laboreo existente antes de los años 50 (con motivo de un proyecto de exploración para obtener materia prima mineral que abasteciera la planta de beneficio instalada en la provincia de Córdoba), Fabricaciones Militares desarrolló un plan de exploración cuyo cumplimiento parcial involucró la ejecución del escaso laboreo subterráneo existente y una prospección geofísica mediante magnetometría en el cerro Los Guanacos (Pagés y Re, 1953). Con posterioridad y hasta los recientes trabajos de investigación tendientes a definir aspectos metalogenéticos (Rabbia *et al.,* 1993; Mutti, 1994a y b, 1995 y 1997 y Villar *et al*., 1995) y grados (Villar *et al*., 1992 y Mutti, 1994c), no se efectuaron planes prospectivos detallados en la región.

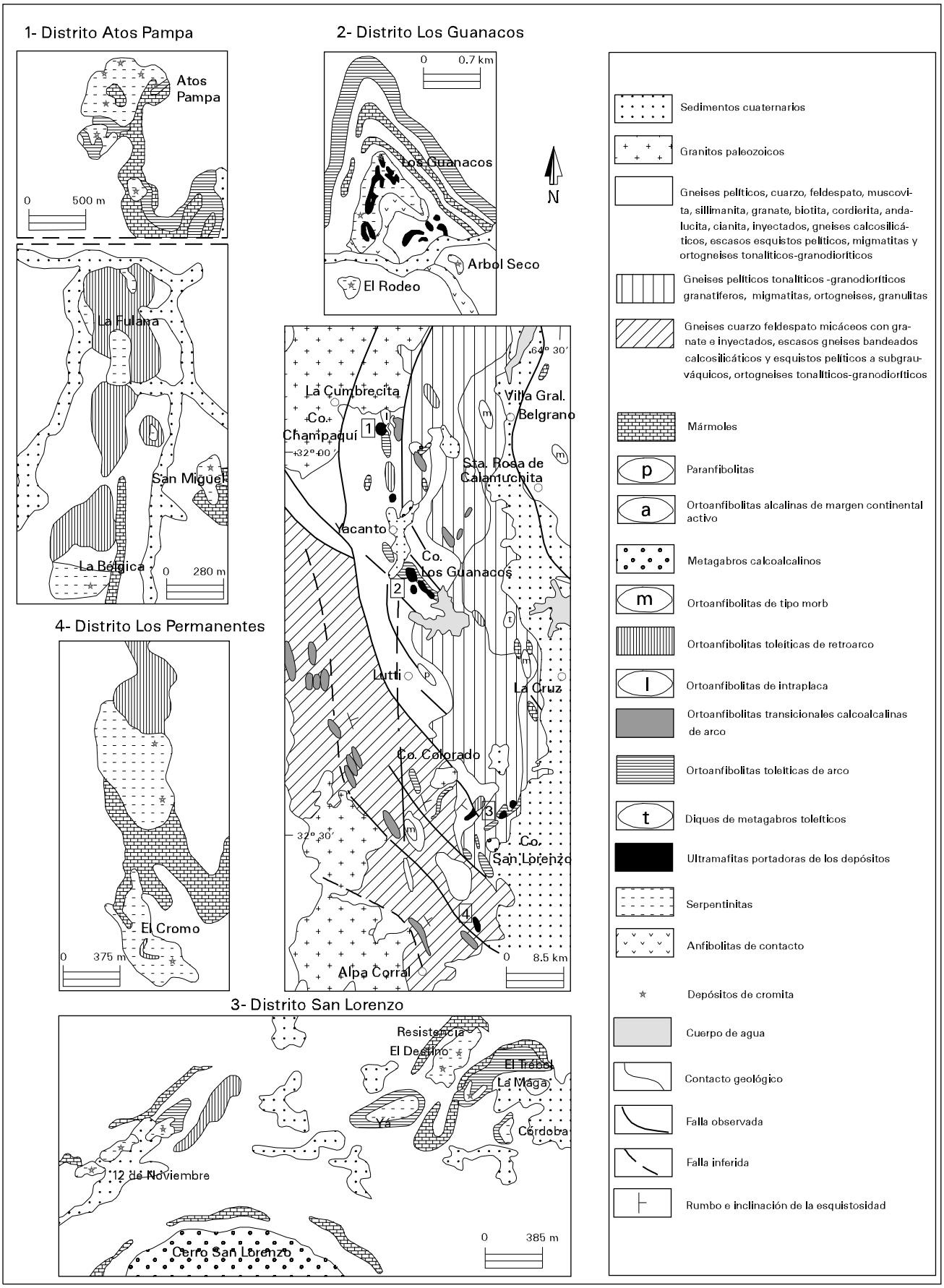


Figura 1. Mapa geológico simplificado de los distritos cromíferos de la provincia de Córdoba y su ubicación en la faja de rocas ultramáficas.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos de cromita se ubican en el ambiente metamórfico de las Sierras Pampeanas Orientales, Sierras de Córdoba (Gordillo y Lencinas, 1979; Bonalumi y Gigena, 1987) y se relacionan con unidades basales de una secuencia ofiolítica desmembrada y emplazada en antiguas zonas de cizalla con vergencia occidental y rumbo nornoroeste-sursureste a norte-sur (Mutti, 1994b, 1995 y 1997; Escayola, 1994). La región comprende rocas metamórficas pertenecientes principalmente a la facies de anfibolita a granulita atribuibles al Proterozoico tardío-Paleozoico inferior y granitoides paleozoicos junto con inyecciones pegmatíticas). Las rocas metamórficas están compuestas por gneises y esquistos cuarzo feldespáticos, cuarzo-mica feldespáticos y cuarzo granatíferos dominantes junto a migmatitas, anfibolitas, mármoles y kinzigitas subordinadas. Estudios geoquímicos recientes realizados en la región centro sur de las sierras de Córdoba indican protolitos predominantes clásticos, cuarzo feldespáticos y cuarzosos, integrados por pelitas y subgrauvacas junto a sedimentitas carbonáticas de plataforma y rocas ígneas subordinadas tales como basaltos, dacitas, riolitas, andesitas y traquiandesitas (Mutti y Di Marco, 1998 y Mutti *et al*., 1997). Las metasedimentitas presentan un alto contenido en elementos litófilos (LILE), ej.: Th y U, anomalía positiva en Pb, anomalía negativa en Nb, Ta, P_2O_5, TiO_2 y en Eu, además de una baja abundancia en elementos de alto radio iónico (HFSE), que avalan su carácter inicial de corteza continental superior. A diferencia de ello las anfibolitas corresponden a basaltos con una geoquímica afín a la presentada por toleítas de retroarco, es decir, con un relativamente alto contenido en los LREE y LILE que definen en los diagramas de normalización a condritos un diseño de curva plano característico y distinto de los basaltos de tipo MORB. Los estudios señalan asimismo la existencia de toleítas y rocas calcoalcalinas para la región sudoeste de la Sierra de Comechingones, cuyos caracteres químicos les confieren una signatura propia de un ambiente de subducción (Chincarini *et al.*, 1996 y Mutti y Di Marco, 1998). Estas rocas se disponen con rumbo nornoroeste-sursuresste y afloran en las regiones de Atos Pampa, Los Guanacos, Cerro San Lorenzo, oeste de Lutti y nornoroeste de Alpa Corral (figura 1). En relación a las mafitas también se debe señalar la presencia de aislados lentes de basaltos de intraplaca toleíticos y de diques de metagabros, así como también la participación de ocasionales anfibolitas paraderivadas en la región de Lutti y entre las localidades de San Clemente y San José.

Las edades radimétricas obtenidas por Linares y Latorre (1978) mediante la relación K/Ar para las anfibolitas del centro sur de Córdoba varían entre 850 Ma y 550 Ma, datos que en conjunto con la información expuesta precedentemente avalarían para la región la existencia de una ambiente de arco de isla en corteza continental (sistema arco-retroarco vinculado a un margen continental) durante el Proterozoico tardío-Paleozoico inferior.

Estructuras relícticas deformacionales atribuidas al Proterozoico superior-Paleozoico inferior y que afectan a las ultrabasitas con dirección este-oeste (D_1) han sido vinculadas con un metamorfismo de facies de esquistos verdes de fondo submarino; en tanto las estructuras de fuerte plegamiento con rumbo nornoroeste y vergencias oeste (D_2), junto a las zonas de cizalla, de sobrecorrimiento y al climax tectonotérmico con metamorfismo de alta temperatura y presión media asociado a la migmatización, son atribuidas por Ramos (1991) al ciclo Pampeano, aunque Dalla Salda (1987) las relaciona con la colisión entre Laurentia y Gondwana durante la orogenia Famatiniana. Finalmente durante la orogenia Andica se desarrolló el alzamiento de bloques que controló la orientación norte-sur de las sierras de Córdoba, separadas por pronunciadas escarpas de fallas inversas con laderas occidentales pronunciadas y orientales tendidas que controlan la actual geomorfología de la región.

GEOLOGÍA DE LOS DISTRITOS

Se describen a continuación los principales rasgos geológicos de los distritos y depósitos de cromita de la provincia de Córdoba junto a los aspectos petrológicos, geoquímicos, estructurales y geotectónicos inherentes a sus rocas asociadas, que controlaron la génesis y la localización de las concentraciones debido al carácter singenético-magmático de la mineralización.

DISTRITO ATOS PAMPA

LITOLOGÍA

Los yacimientos del distrito Atos Pampa están alojados en una faja discontinua de rocas ultramáficas serpentinizadas entre un 70 % y 95%, que se dispone con rumbo norte-sur (figura 1). Esta faja está integrada por cuatro cuerpos ultramáficos principales, denominados: "Atos Pampa" (D'Aloia y Bianucci, 1969), "La Fulana" (Bendayán, 1994), "La Bélgica" (Quiroga, 1949) y "San Miguel" (Escayola, 1994). El cuerpo ultramáfico "Atos Pampa" ubicado en la porción norte de la comarca es el principal portador de la mineralización cromífera del distrito y dió lugar a la mayor actividad extractiva de cromo de la región. Se emplaza en el tramo norte de la faja milonítica-cataclástica de Guacha Corral y ocupa el núcleo de una estructura isoclinal buzante cuya dirección de plano axial es N32°O con inclinación de 50° en dirección este, atribuible a la fase D_2 de deformación de Dalla Salda (1984).

Las rocas de caja del intrusivo ultrabásico son principalmente gneises tonalíticos granatíferos con protolito pelítico junto con ortoanfibolitas derivadas de basaltos toleíticos de arco y de retroarco. Participan además en la región lentes de mármoles cálcicos y dolomíticos que motivaron en el pasado la instalación de hornos de calcinación para la industria calera. El cuerpo ultramáfico "Atos Pampa" aflora con forma lenticular y presenta una dirección meridiana que alcan-

za los 1.300 m de longitud y los 700 m de ancho máximo. Está integrado por una serie de lentes serpentínicos originados a partir de una roca de composición media peridotíta piroxénica del tipo de la harzburgita, interpretada sobre bases geoquímicas y petrológicas como una tectonita oceánica empobrecida o tectonita de manto. Afloran también filones de metagabros espinelíferos y diques de metapiroxenitas anfibolitizadas portadores de espinelo alúmino-magnesiano, ilmenita y magnetita titanífera cuya química mineralógica es presentada por Fernández (1994). Es de señalar que estos cuerpos titaníferos son correlacionables con los citados por Le Roux *et al* (1994) para la región.

En los cuerpos ultramáficos "La Fulana", "La Bélgica" y "San Miguel" existen menciones de extracciones esporádicas de mineral de cromo de muy escaso tonelaje; en tanto la extracción de corindón, vermiculita y asbestos hasta la década del 70 ha tenido un mayor desarrollo dentro del sector minero. Si bien existe una detallada información petrológica y geoquímica sobre estas rocas (Bendayán, 1994 y Escayola, 1994) la síntesis aquí presentada será limitada por la escasa presencia de concentraciones de mineral de cromo citado hasta el presente. Estos cuerpos se ubican en cercanías de la estación San Miguel a unos 3,5 km al sur del cuerpo de Atos Pampa y se disponen en concordancia con metasedimentitas de rumbo norte-sur a N3°O que inclinan 65° al este. Están integrados por una secuencia desmembrada y plegada constituida por peridotitas piroxénicas, piroxenitas olivínicas y gabros metamorfizados en facies de anfibolita con marcado metamorfismo retrógrado atribuible a la facies de esquistos verdes. La secuencia ultramáfica-máfica presenta impregnaciones y filones con direcciones N85° a 90°E y N10°E a N35°O de harzburgitas, ortopiroxenitas espinelíferas, websteritas olivínicas, gabros titaníferos, plagigranitos y aplopegmatitas de composición granítica.

Estructura

Los depósitos cromoespinelíferos de Atos Pampa en concentraciones macizas (contenido en cromita mayor al 70%) a diseminadas (contenido en cromita menor al 70%) se alojan con estructura en rosario, preferencialmente en cercanías del contacto peridotita serpentinizada-gneis, en las direcciones N32°O, N40°O y N80°O. Es frecuente la presencia de términos con concentraciones intermedias, con contenidos variables entre 70% y 40% de mineral de cromo, que poseen estructura en *schlieren* a lenticular y están integrados por lentes flexurados e isoorientados en el rumbo del depósito y que pueden relacionarse con una textura nodular relíctica y efectos de *boudinage*. Los individuos de cromoespinelo presentan textura granosa fina a mediana variable entre 6 mm y 500 µm y con tendencia al euhedralismo. Se observan texturas cumulares y los cristales muestran zonación óptica - composicional y fracturamiento con desarrollo de texturas de *pull-apart*. También son frecuentes las exsoluciones moteadas y gráficas controladas en su diseño por los planos de debilidad de los granos, sean estos clivajes o fracturas.

Morfología

Los depósitos son de tipo podiforme a lentiforme de tamaño variado, con dimensiones entre 1,5 y 25 m de longitud y 1,5 y 4 m de potencia, con profundidad estimada entre 2 y 5 metros. Las manifestaciones más significativas afloran en la serpentinita de Atos Pampa entre las cotas de 1.175 y 1.200 m sobre el nivel del mar.

Alteración hidrotermal

Se vincula con la presencia de los sulfuros de Fe, Ni y Co incluidos en las cromitas (Mutti, 1994d y 1996), con las exsoluciones halladas en los espinelos y con la redistribución de los elementos químicos entre los cromoespinelos (en estado sólido) y su ganga, con la consiguiente formación de ferricromita. Es de señalar que el término "hidrotermal" se emplea en su sentido estricto y es por ello que también se incluyen en este tópico los eventos de serpentinización que se relacionan con alteración de fondo submarino, metamorfismo-tectonismo y meteorización, ocasionando la movilización de los PPGE (Mutti y Di Marco, 1992a; Fernández, 1994; Escayola, 1994; Mutti, 1996).

Mineralogía

Los depósitos están integrados por espinelos cuyas observaciones microscópicas y precisiones cuantitativas efectuadas mediante microsonda electrónica (Mutti, 1994a; Rabbia *et al.*, 1993; Fernández, 1994; Bendayán, 1994 y Villar *et al.*, 1995) definen una variación composicional entre los extremos de la serie con Cr, Fe y Al dominante, junto a Mg subordinado. Los valores se indican en la tabla 1. Esta variación determina los términos mineralógicos de cromita, cromita aluminífera, ferricromita, magnetita cromífera y aluminífera y magnetita. El porcentaje de Cr_2O_3 en los cromoespinelos varía desde el 23% hasta el 63,66%, con valores de Al_2O_3 comprendidos entre 1,60% y 29,97%, en FeO_T entre 13,68% y 25% y en MgO entre 3,67% y 16,79%. A este respecto los mayores tenores en cromo fueron detectados en la zona de borde de los granos asociados a la ferricromita. Participan también TiO_2, NiO y MnO subordinados con contenidos promedios de 0,14% , 0,16% y 0,83% respectivamente. La zonación óptica de los cristales con núcleos oscuros y bordes claros de ferricromita refleja un progresivo incremento en los tenores de Cr y Fe a expensas de una disminución en la proporción de Al y Mg, junto a un leve incremento en los contenidos de Ni y Mn hacia el borde externo de los individuos. Esta zonación está acompañada por inclusiones de silicatos, carbonatos, óxidos y sulfuros con dimensiones comprendidas entre 100 µm y 2 µm que se disponen alrededor del núcleo del grano hacia su periferia (Mutti, 1994a; Rabbia *et al.*, 1994).

Debido a la resistencia química de la cromita no se detectan subproductos secundarios de este mineral. No obstante aquellos depósitos con alto contenido en magnetita cromífera muestran signos de limonitización.

La ganga está representada esencialmente por una roca serpentínica de color verde claro a blanquecina, que grada normativamente desde harzburgita en la periferia hasta ortopiroxenita olivínica en el núcleo del depósito. Los minerales que la integran son: lizardita dominante junto a clinocloro, micas, talco, tremolita-actinolita, magnesita, dolomita, magnetita, pirolusita y manganita subordinados.

ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

Las ultrabasitas serpentinizadas del distrito Atos Pampa presentan un valor estadístico medio de 2.854 ppm en Cr y de 2.745 ppm en Ni. Los datos presentados en cromititas y en mena diseminada por Villar *et al.* (1994) y Mutti (1996) indican para la mina "Los Congos" concentraciones en los elementos del grupo de los platinoídeos variables entre 0,09 y 170 ppb para Ir; entre 4,5 y 230 ppb para Ru; entre 0,1 y 50 ppb para Rh; entre 0,8 y 130 ppb para Pd; entre 1,1 y 380 ppb para Pt y entre 2 y 10 ppb para Au, destacándose que hasta el presente no se hallaron minerales del grupo de los platinoídeos en estas rocas. Asimismo los estudios prospectivos sugieren una pronunciada anomalía geoquímica vinculada a los yacimientos, definida por una disminución en los tenores de Ni y FeO_T, acompañada por un incremento en Cr, Al, Si, Mn y Ca hacia el núcleo de las concentraciones. Finalmente cabe citar que precisiones composicionales efectuadas a partir del estudio de los cromoespinelos de tres depósitos distribuidos en la dirección D_2 del eje de pliegue del cuerpo de "Atos Pampa" indican un incremento progresivo en el contenido de Cr, Al y Mg a expensas de una disminución relativa en la proporción de Fe_T desde la zona central hacia el sector noroeste de la comarca, con una variación de la ley de mineral desde el 25,36% hasta el 63,66% en Cr_2O_3 (Fernández, 1994).

DISTRITO LOS GUANACOS

LITOLOGÍA

Los yacimientos del distrito Los Guanacos se alojan en rocas ultramáficas serpentinizadas entre un 60% y 95% aflorantes en cuerpos lenticulares de dimensiones variadas, orientadas en la dirección nornoroeste-sursureste a lo largo de 4 km (figura 2). En sus contactos con las metamorfitas se observan anfibolitas de composición gábrica a gabronorítica cuya geoquímica (Gonzales Chioza, comununicación personal) y relaciones isotópicas (Fernández Gianotti, 1979) permiten vincularlas con un proceso dinamotérmico y metasomático acontecido durante su emplazamiento en la corteza continental pampeana. La mina Los Guanacos representa el yacimiento de cromita más explotado del país y se sitúa en el cerro homónimo que está integrado principalmente por ortopiroxenitas y harzburgitas con impregnaciones, filones y lentes de wehrlitas, websteritas, troctolitas, lherzolitas y dunitas serpentinizadas y/o anfibolitizadas y

% en peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO_2	0,16	0,01	-	0,01	0,03	0,01	-	0,18	-	-	-	-
Al_2O_3	19,56	29,39	3,94	19,88	33,40	30,10	25,27	25,28	20,55	16,11	33,76	30,56
Cr_2O_3	32,46	40,57	63,66	42,42	33,21	34,91	39,86	40,32	41,66	45,17	32,21	33,64
Fe_2O_3	16,93	0,83	1,69	10,32	4,19	4,99	5,40	5,28	-	-	-	-
FeO	16,77	14,16	21,59	15,49	12,60	12,50	14,95	12,90	12,41	18,21	15,23	21,72
MnO	2,03	0,57	5,12	0,52	0,77	0,78	0,97	0,61	-	-	-	-
MgO	10,13	14,29	3,67	11,97	14,89	14,37	12,96	14,59	11,66	3,35	17,30	9,10
NiO	0,06	0,04	0,10	0,16	0,08	0,08	0,06	0,06	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,98	-	1,28
SiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	5,89	15,51	-	3,26
Total	98,10	99,86	99,76	100,77	99,17	98,10	99,47	99,22	91,97	99,33	98,50	99,56
Cr:Fe	1:01	2,5:1	2,6:1	1,5:1	1,8:1	1,9:1	2,1:1	2,1:1	2,9:1	2,23:1	1,85:1	1,36:1

Tabla 1. Análisis representativos de cromitas de Córdoba. Determinaciones mediante microsonda electrónica (1 a () y por vía húmeda a partir de mineral recolectado en cancha (9 a 12). Cromita Distrito Atos Pampa: (1) en núcleo de grano, (2) en exsoluciones, (3) en zona de borde de grano o ferricromita; Cromita Distrito Los Guanacos (4); Cromita Distrito Cerro San Lorenzo: (5) en núcleo de grano, (6) borde interno de grano, (7) borde externo de grano o ferricromita; Distrito Los Permanentes (8); Mina Los Congos del Distrito Atos Pampa (9), Mina Los Guanacos del distrito homónimo (10); Mina 12 de Noviembre del Distrito Cerro San Lorenzo (11) y Mina El Cromo del Distrito Los Permanentes (12).

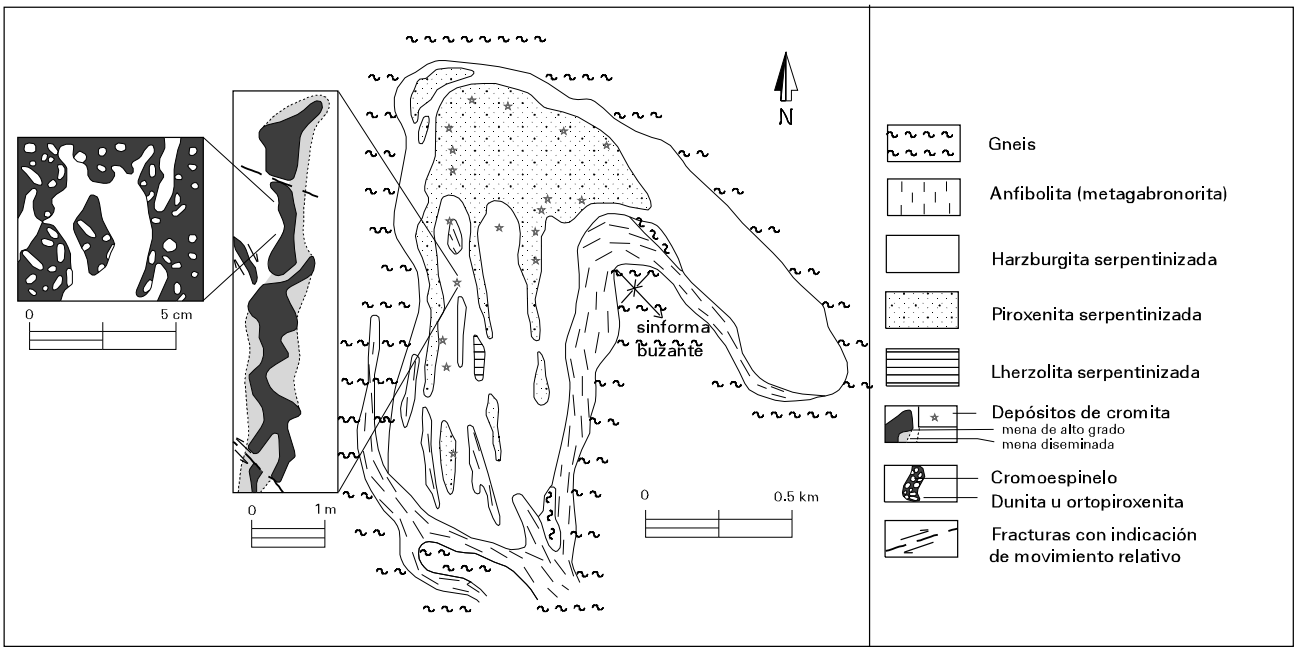


Figura 2. Esquema representativo de la forma, distribución y rocas asociadas a los depósitos podiformes de cromita del Cerro Los Guanacos.

que definen una grosera estratificación concordante a subconcordante con las metamorfitas regionales (figura 2). Los diques de metagabros con potencias variables entre 1 y 10 m, corresponden a diferenciados tardíos de la secuencia ofiolítica. Las concentraciones de cromita se localizan en pods de composición dunítica de color blanco amarillento a verdoso con abundantes venillas de crisotilo, calcita y magnesita. Las ultramafitas con una extensión de hasta 1.300 m y un ancho de hasta 450 m ocupan el núcleo de una secuencia metamórfica plegada en la dirección N30°O (D_2) integrada por esquistos, anfibolitas, mármoles y gneises tonalíticos granatíferos (Fernández Gianotti, 1979 y Mutti y Di Marco, 1992b). Numerosos filones de pegmatitas y aplitas intruyen a las rocas de la comarca y determinan la presencia de bolsones de vermiculita, asbestos, clorita, talco y corindón en el contacto roca ultrabásica o básica-roca ácida. Los estudios indican para las ultramafitas del cerro Los Guanacos caracteres litogeoquímicos que las vinculan con rocas de la zona de transición manto-corteza oceánica de la secuencia ofiolítica desmembrada de Córdoba; mientras que las metamorfitas de la caja representan metasedimentos pelíticos a subgrauváquicos, sedimentos carbonáticos de plataforma y basaltos toleíticos de tipo MORB transicionales a arco (Mutti, 1997 y Mutti y Di Marco, 1998).

Estructura

Los depósitos del distrito Los Guanacos se localizan preferentemente en la ultrabasita del cerro homónimo en concentraciones con estructura maciza a diseminada, bandeada, en venillas y con estructura en schlieren (figura 2). Se destaca también la presencia de cromoespinelos diseminados que en la parte más alta del flanco occidental del cerro Los Guanacos forman una faja más o menos contínua de unos 10 a 30 m de ancho y 800 m de extensión. En la mina Arbol Seco la estructura dominante identificada por Pagés y Re (1953) es bandeada y está definida por capas de cromita de hasta 20-30 cm de espesor que alternan con otras de serpentina que raramente alcanzan los 5 cm de espesor. Los yacimientos en el cerro Los Guanacos se disponen con rumbo N30°O, N60° a 65°E , N60°O, N-S y N20° a 30°E y con buzamiento variable determinando tanto relaciones de concordancia, subconcordancia y discordancia en relación con las estructuras penetrativas de la comarca. Las concentraciones más importantes de mineral de cromo que se explotaron en el pasado se obtuvieron preferentemente en las partes marginales de los cuerpos de serpentinita, a corta distancia del contacto entre esta y los esquistos o anfibolitas. Los individuos de cromoespinelo integran un agregado granoso grueso a fino, con tamaño de grano variable entre 7 mm y 200 µ y también se observan en cadenas fracturadas con textura nodular a antinodular relíctica. Es frecuente observar en los individuos intercrecimientos gráficos y zonalidad óptica y química, así como también textura de *pull-apart* y microfracturamiento.

Morfología

La forma de los depósitos es muy variada, desde tabular a podifome, con *boudins* isoorientados, guías lenticula-

res a modo de rosario y cuerpos irregulares con ramificaciones, cuya capacidad varía entre pocos kilogramos y centenas de toneladas (figura 2). Suelen predominar una o dos dimensiones sobre la o las restantes. La acumulación más grande de cromita extraída en el país corresponde al yacimiento Ume Pay ubicado a 4 km de la administración de Los Guanacos en dirección sur, en donde entre otros se halló un cuerpo de 60 m de largo, 5 m de potencia y 1 m de profundidad.

Mineralogía

Los estudios indican para los depósitos de cromoespinelos del cerro Los Guanacos tres paragénesis con contenidos en cromita variable correspondientes a: cromita >> cromoespinelo + magnetita asociada a harzburgita serpentinizada; cromita + cromoespinelo + magnetita asociada a ortopiroxenita serpentinizada y magnetita >> cromoespinelo + ilmenita asociada a anfibolita (metagabro) ú ortopiroxenita serpentinizada (Mutti y Di Marco, 1992b). Esta característica le confiere al distrito una marcada evolución entre los términos de la serie de los espinelos ricos en Cr, Al y Fe y ocasiona una variación en el tenor de Cr_2O_3 entre el 3% y 47%, en Al_2O_3 entre el 8% y 20%, en FeO_T entre el 25% y 80% y en MgO entre el 4% y el 20%, presentando relaciones Cr : Fe comprendidas entre 0,3 y 1,9 y variados números de Cr (# Cr= 100 Cr / Cr + Al), magnesio (# Mg= 100 Mg / Mg + Fe^{2+}) y hierro (# Fe= 100 Fe^{3+}/Cr + Al + Fe^{3+}). No obstante ello la paragénesis con cromita dominante asociada a ganga dunítica serpentinizada tiene un contenido en Cr_2O_3 mayor que el 39%. Se señalan en la tabla 1. Al igual que en el distrito Atos Pampa las cromitas de Los Guanacos presentan formación de ferricromita y exsoluciones ricas en Cr-Fe y Cr-Al y muestran una tendencia en su evolución composicional hacia los extremos ricos en hierro a partir de cromitas aluminíferas.

Como mineral secundario se destaca sólo la presencia de hematita a partir de la alteración de magnetita.

Los minerales de ganga están representados esencialmente por minerales del grupo de la serpentina, con antigorita y lizardita dominantes asociadas a magnetita arborescente, y por la participación subordinada de clinocloro, olivina, enstatita, tremolita-actinolita y brucita junto a crisotilo, calcita, magnesita y óxidos de manganeso como relleno de microfisuras.

Alteración hidrotermal

Se vincula con la presencia de fases exsueltas en los cromoespinelos y con la redistribución de los contenidos de Cr, Mg, Fe y Al en las cromitas, ocasionando el alto número de cromo (#Cr), bajo número de magnesio (#Mg), variable número de hierro (#Fe) y formación de ferricromita. También se relaciona con la serpentinización por acción de las aguas de mar, meteórica, metamórfica y con la movilización de los PPGE y la presencia de sulfuros de Fe, Ni y Co asociados a la mena.

Estudios geoquímicos

Las ultrabasitas serpentinizadas del cerro Los Guanacos presentan un valor de fondo de 2.400 ppm en Cr y de 2.400 ppm en Ni. Sobre la base de un estudio de correlación geofísico - geoquímico estas rocas muestran áreas con una pronunciada anomalía positiva de 1er orden en cromo (> 12.000 ppm) que se correlaciona con horizontes guías geoquímicos-estratigráficos definidos por los elementos Al, Ca, Fe, Mn, Bi, V y Zn (correlación positiva) y por Mg y Ni (correlación negativa), confirmando la existencia de guías prospectivas estructurales, litológicas, geoquímicas y geofísicas locales. Las determinaciones cuantitativas de los elementos del grupo de los platinoídeos efectuadas a partir de muestras de los depósitos de cromita, definen contenidos variables entre 0,01 y 62 ppb en Ir y de 0,1 ppb en Ru; 1 ppb en Pt y Pd y entre 2 y 48 ppb en Au (Mutti, 1996).

DISTRITO CERRO SAN LORENZO

Litología

Los yacimientos del distrito se localizan en rocas ultramáficas serpentinizadas entre un 70% a 97%, distribuidas en una faja de dirección N50°E localizada al norte del gabro metamorfizado del cerro San Lorenzo (ver figura 1). La faja de ultramafitas integrada por cinco cuerpos lenticulares principales, "Córdoba", "El Trebol" o "La Maga", "Resistencia-El Destino", "Yá" y "12 de Noviembre", se dispone en concordancia con las metamorfitas regionales que están a su vez representadas por la secuencia gneis tonalítico granatífero-esquisto biotítico granatífero-mármol y ortoanfibolita y cuyos protolitos indican caracteres geoquímicos afines con sedimentitas pelíticas, subgrauvacas, rocas carbonáticas y con toleítas de arco de isla y de retroarco respectivamente. Las serpentinitas y metamorfitas muestran un fuerte plegamiento con ejes variables entre las direcciones N30°O y N50°E y están intruídas por numerosos diques y filones aplo-pegmatíticos (Mutti, 1997). Las principales concentraciones de cromoespinelo halladas en la región pertenecen a las minas 12 de Noviembre, Resistencia y El Destino, pese a lo cual los cuerpos restantes son portadores de cromita y magnetita diseminada en concentraciones que rara vez superan el 4% de mineral. La mina 12 de Noviembre ubicada en el sector occidental del distrito se vincula a tres cuerpos serpentínicos con longitudes de hasta 500 m en la dirección N20° a 30°E y que se disponen en forma escalonada debido a un sistema de cizalla que actuó en las direcciones norte-sur y N45°O (Mutti, 1998). Los protolitos reconocidos por Cosentino y Mutti (1982), Mutti (1995) y Sosa (comunicación personal) corresponden a broncititas, piroxenitas, harzburgitas, gabros y dunitas que configuran los principales afloramientos, filones e impregnaciones. Las menciones referidas a los cuerpos "Resistencia" y "El Destino" indican su presencia en los núcleos de las estructuras plegadas de la comarca (Fernández Giano-

tti, 1979) y protolitos duníticos, piroxeníticos y gábricos (Mutti y Di Marco, 1992a y Escayola, 1994). En las ultramafitas del distrito se observan diques y venas de rodingitas asociadas a piroxenitas, metagabros y a los contactos roca ultrabásica-micaesquisto o roca ultrabásica-ortoanfibolita. Los cuerpos de rodingita son portadores de magnetita, ilmenita, hematita y de cromoespinelos ricos en hierro, titanio y cerio, minerales que han sido extraídos en el pasado. Las interpretaciones sobre las ultramafitas de la comarca avalan su presencia como rocas desmembradas derivadas del manto y que han estado sometidas a una tectónica de zona de suprasubducción, correspondiendo los cuerpos ubicados en el área "12 de Noviembre" a tectonitas de manto, mientras que las restantes ultramafitas a rocas representantes de la zona de transición "manto-corteza oceánica" (Mutti, 1998). Las rodingitas por su parte se relacionan con el metasomatismo y tectonismo acontecido durante el emplazamiento de las ultramafitas en la región (Cosentino y Mutti, 1982). Es de señalar que el gabro estratificado del Cerro San Lorenzo interpretado como un cumulato máfico por Escayola (1994) y Chincarini *et al.* (1996), representa una de las manifestaciones de los gabros calcoalcalinos de la sierra sur de Córdoba que junto con las fajas de anfibolitas (metabasaltos calcoalcalinos) y gneises de los alrededores de localidad de Alpa Corral y de la zona oeste de la falla de Guacha Corral representan las manifestaciones más australes de rocas de arco prefamatinianas registradas en la región hasta el presente. Asimismo las anfibolitas intercaladas en la secuencia metamórfica de las rocas de caja del cerro San Lorenzo corresponden a toleítas de arco de isla en corteza continental que evolucionan hacia el norte y noreste hacia las toleítas de retroarco regionales mencionadas en este capítulo (figura 1).

Estructura

Los yacimientos del distrito 12 de Noviembre, Resistencia y El Destino explotados por cromita masiva a diseminada en concentraciones superiores al 30% se distribuyen con estructura en rosario y con frecuencia se asocian a diques de rodingitas, en cuyo caso suelen presentar estructura brechosa. Las direcciones dominantes de los depósitos son: N25°E, N50° a 60°E, norte-sur y este-oeste. Los cromoespinelos poseen textura granosa mediana a fina con tamaño de grano comprendido entre 5 mm y 20 μ; son subhedrales a anhedrales y evidencian microfracturamiento y textura de *pull-apart*. Son frecuentes los individuos con zonación óptica y composicional que presentan además inclusiones de silicatos magnesianos, carbonatos, óxidos de hierro y titanio y sulfuros de Fe-Ni y Cu.

Morfología

Las concentraciones de cromita que se encontraron sub-superficialmente entre los años 1941-1943 (cercanas a un número de 20) han sido explotadas esporádicamente y corresponden a cuerpos pequeños y alargados con forma de pods, de espesores no mayores a los 50 cm, con longitudes que no sobrepasan los 2 a 3 m y con profundidades de alrededor de 8 m para las concentraciones mayores. Entre las numerosas labores efectuadas se destaca en la mina 12 de Noviembre una trinchera de unos 100 m de longitud por 8-10 m de profundidad, de la cual parten tres galerías de un recorrido de 5-10 m y una trinchera de 25 m de largo que da acceso a un pozo de 10 m de profundidad.

Alteración hidrotermal

En el distrito la alteración hidrotermal se manifiesta mediante la serpentinización, formación de rodingitas en condiciones de metasomatismo cálcico-magnesiano y tectonismo, así como por la presencia de fibras transgresivas de asbestos que alcanzan los 10 cm de longitud.

Mineralogía

Las cromitas del distrito se asocian a magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita y se localizan en concentraciones con contenidos variables desde el 90% hasta el 5%, dependiendo del tipo de roca de caja a la que se asocian. Los espinelos vinculados a las serpentinitas presentan las mayores concentraciones de cromoespinelos ricos en cromo y aluminio con bajos y constantes tenores en hierro, al igual que las cromitas del distrito Los Permanentes y a diferencia de las cromitas de los distritos norteños. Tienen contenidos en Cr_2O_3 entre el 29% y 37% , en Al_2O_3 entre el 26% y 36%, en FeO_T entre el 14% y 19% y en MgO entre el 12% y 15%, con una relación Cr : Fe cercana a 2, que se indican en la tabla 1. La población del distrito presenta bajos números de cromo (#Cr) y de hierro (#Fe) y un número de magnesio (#Mg) variable en relación a los otros distritos aquí tratados.

Kittl (1953) informa acerca de la existencia de serpentina niquelífera vinculada con procesos de meteorización y se destaca la participación de garnierita y limonitas de incipiente desarrollo en aquellos sectores en donde los óxidos de hierro primarios son dominantes.

Los minerales de ganga corresponden a los minerales del grupo de la serpentina acompañados por magnetita, clinocloro, brucita, talco, clorita, broncita, clinoanfíboles, carbonatos de Mg y Ca, grosularia, vesubianita, diópsido, epidoto, zoicita y sílice ferruginosa.

Estudios geoquímicos

Los estudios referidos a los elementos del grupo de los platinoídeos revelan de acuerdo con Villar *et al.* (1994) y Mutti (1996) contenidos en Ir y Rh de 0.1 ppb; en Pt de 0,4 ppb; en Pd de 4 ppb y en Au entre 1 y 18 partes por billón. Además la prospección geoquímica desarrollada por la delegación Córdoba de la Dirección Nacional de Minería en las basitas del cerro San Lorenzo (Villar *et al.*, 1993) indica valores en cromo que representan una media aritmética de 488,58 ppm, no existiendo menciones de cromita en

concentraciones significativas, en tanto que el valor de fondo definido para las ultrabasitas del distrito es de 2.000 partes por millón.

DISTRITO LOS PERMANENTES

Litología

Las rocas ultrabásicas portadoras de mineral de cromo se vinculan a la mina El Cromo y afloran en cuerpos lenticulares concordantes con los gneises tonalíticos granatíferos, ortoanfibolitas y lentes de mármoles que dominan en el sector norte del yacimiento (figura 1). Las metamorfitas de la caja se orientan con un rumbo nornoroeste-sursureste e inclinan hacia el este-noreste. Sus protolitos corresponden a sedimentos pelíticos, subgrauváquicos, basaltos toleíticos de retroarco y de tipo MORB y a sedimentos carbonáticos de plataforma que han sido metamorfizados en facies de anfibolita y plegados en la dirección N30°O. En la región también afloran basaltos toleíticos de intraplaca, términos alcalinos y transicionales a calcoalcalinos metamorfizados. Las rocas ultrabásicas y las metamorfitas están intruídas por filones pegmatíticos y aplíticos con orientación variable que alcanzan los 100 m de longitud. Es frecuente observar en el contacto ultrabasita-basita y ultrabasita-pegmatita o aplita fajas predominantemente monominerales integradas por talco, vermiculita o asbestos. Los cuerpos ultrabásicos, en un número de tres, no superan los 600 m de longitud y los 300 m de espesor cada uno; están integrados por peridotitas serpentinizadas en un 80% y presentan filones de piroxenitas y gabronoritas metamorfizados que representan en su conjunto el nivel de transición entre la porción "manto-corteza oceánica" de la sección basal de la secuencia ofiolítica occidental desmembrada de Córdoba.

Estructura

Entre los años 40-50 y sin un desarrollo prospectivo relevante se localizaron cuatro afloramientos mayores de cromita y otros menores situados preferentemente en las partes marginales del cuerpo de serpentina principal. Las concentraciones se hallan en mena masiva a diseminada y se orientan en las direcciones N30°O, N60°O y N20°E, definiendo cuerpos de mena concordantes a discordantes con las estructuras penetrativas de la comarca. La cromita se presenta en un agregado subidiomorfo a idiomorfo con proporciones variables de mineral de ganga y en cristales homogéneos química y ópticamente. Los individuos varían en el tamaño de grano desde los 6 mm hasta los 20 µm y presentan fracturamiento y texturas de *pull-apart*.

Morfología

Los depósitos que han sido explotados son de tipo podiforme a tabular, entre los que se destaca una concentración de cromita masiva con 2 m de espesor y un largo de 10 m según lo informado por Sgrosso (1943). Dicho autor también hace referencia a la existencia de rodados de cromita en el terreno aluvional de la fracción norte de la mina El Cromo. Los trabajos de acceso a la mineralización consisten en pozos poco profundos y trincheras que permitieron extraer algunas decenas de toneladas de mineral con grado variable. Cabe señalar que el mineral obtenido de las concentraciones septentrionales fue muy impuro, no así el correspondiente a la zona sur.

Alteración hidrotermal

Se asocia a la serpentinización durante la alteración de fondo submarino, metamorfismo y por acción de aguas meteóricas. También se vinculan a ella las inclusiones de los minerales del grupo del titanio y del hierro en los cromoespinelos, así como la participación de ferricromita y de venas de cromita libre de zonación e inclusiones.

Mineralogía

Estudios efectuados por Rabbia *et al.* (1993 y 1994), Mutti (1994a) y Villar *et al.* (1995) indican la participación de magnetita, titanomagnetita, ilmenita, hematita, rutilo wolframífero, espinelos de hierro, aluminio y magnesio además de chispas de pirrotina, pentlandita y calcopirita como minerales accesorios en los depósitos de cromita de la mina El Cromo. Cabe señalar que la participación de la asociación con óxidos de hierro y titanio en ocasiones es dominante, preferentemente en cercanías de los cuerpos de anfibolita (metagabros y metapiroxenitas) que intruyen a la serpentinita. Las precisiones composicionales señalan para la cromita de la mina El Cromo un contenido en Cr_2O_3 variable entre 39% y 50%, en Al_2O_3 entre 18% y 25%, en FeO_T entre 15% y 17%, en MgO entre 12% y 16% y una relación Cr : Fe variable entre 2,18 y 2,76; no obstante la información presentada por Sgrosso (1943) a partir de análisis efectuados por vía húmeda indican contenidos en MgO superiores y una menor relación Cr : Fe que se observan en la tabla 1. La información suministrada por Villar *et al.* (1995) destaca una diferenciación composicional regional de los cuerpos podiformes de cromita desde la mina Los Congos hasta los cuerpos de la mina El Cromo, donde estos últimos presentan el mayor contenido en Cr_2O_3 y el menor tenor en Al_2O_3. Sin embargo, la información presentada en este trabajo no sustenta dicha tendencia, aunque se destaca la existencia de aisladas venillas menores a 1 mm de potencia portadoras de cromoespinelo con contenidos en Cr_2O_3 cercanos al 60%, tendiente al euhedralismo y con zonación ausente.

Como minerales secundarios se observa la presencia de hematita secundaria y garnierita.

Los minerales de ganga están representados por minerales del grupo de la serpentina, cloritas, espinelos aluminíferos y óxidos de hierro y de titanio.

ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

Si bien no se hallaron minerales del grupo de los platinoídeos, los contenidos citados por Villar *et al.* (1994) y Mutti (1996) para muestras de la mena indican valores en Ir entre 0,08 y 42 ppb; en Rh entre 0,09 y 61 ppb; en Ru de 67 ppb; en Pt entre 2,5 y 5,4 ppb; en Pd entre 1,2 y 5 ppb y en Au entre 2 y 10 partes por billón.

MODELO GENÉTICO

Los yacimientos cromoespinelíferos de la provincia de Córdoba se vinculan con tectonitas basales y rocas de la zona de transición de un complejo ofiolítico desmembrado, atribuible al Proterozoico medio a superior, que fue deformado y metamorfizado hasta alcanzar la facies de anfibolita durante el ciclo Pampeano; reconociéndose además una compleja historia de reequilibrios y estados de alteración en presencia de fases hidrotermales. Los bajos contenidos en Al (< 0,5%), Ti (< 0,05%) y Ca (< 0,61%) detectados en la harzburgitas serpentinizadas de la región junto a la composición química de las cromitas prospectadas (número de cromo promedio # Cr = 0,65) confirman la naturaleza de las rocas como derivadas de un manto empobrecido. Sin embargo los altos contenidos hallados en los elementos traza incompatibles y en las tierras raras de bajo radio iónico (que definen una relación La_N/Yb_N ³1) junto con los contenidos en los elementos del grupo de los platinoídeos y la composición mineralógica de la fase silicática no sustentan un origen residual para los depósitos podiformes de cromita de la región. Es por ello que de acuerdo a las propuestas genéticas vigentes en la actualidad (Lago *et al.*, 1982; Zhou y Robinson, 1994, entre otros) el origen más probable se relaciona con procesos de equilibrio entre las concentraciones de cromita magmática y su ganga, que involucran un metasomatismo del manto o heterogeneidades de la fuente y que son compatibles con un ambiente geodinámico de zona de suprasubducción correlacionable con la tectónica de arco propuesta por Ramos (1991), Mutti (1992a y 1995), Kraemer *et al.* (1995) y Mutti y Di Marco (1998) para la región sur de las Sierras de Córdoba (ver Capítulo Yacimientos y Manifestaciones de Cobre y Plomo, Cinc y Oro de la Provincia de Córdoba).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1945. Informe acerca de las minas de cromita Los Guanacos, El Rodeo, 25 de Mayo, Ume Pay y Arbol Seco, departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, informe inédito. Buenos Aires.

Bendayán, A., 1994. El complejo ígneo-metamórfico diferenciado San Miguel, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, trabajo final de licenciatura,* 125 pp., inédito. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba, constitución geológica y productos minerales y de aplicación. *Ministerio de Agricultura, sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 1. Buenos Aires.

Bonalumi, A. y A. Gigena, 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el departamento Calamuchita, Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42: 73-81. Buenos Aires.

Cosentino, J. y D. Mutti, 1982. Intrusiones ultramáficas de las Sierras de Córdoba, Argentina. *Acta Geológica Lilloana,* 61-70. San Miguel de Tucumán.

Chincarini, A., M. Escayola y L. Villar,1996. Caracterización geoquímica del gabro estratificado del cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 387-398. Buenos Aires.

Dalla Salda, L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39: 38-51. Buenos Aires.

Dalla Salda, L. H.,1987. Basament tectonics of southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics*, 6: 249-260.

D'Aloia, M. y A. Bianucci, 1969. Estudio geológico minero del yacimiento de cromita "Atos Pampa". *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas:* 253-267.

Difini, A., 1956. Estudio preliminar de los yacimientos de cromita de Córdoba. *Dirección Provincial de Minería*. Córdoba.

Escayola, M., 1994. Faja ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Intiyaco y Ea. San Miguel, Calamuchita, Córdoba, Argentina. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, tesis doctoral,* 300 pp, inédita. Córdoba.

Escayola, M., G. Rome y P. Kraemer, 1996. Características y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 421-438. Buenos Aires.

Fernández, S., 1994. Metalogénesis de los depósitos cromoespinelíferos de Atos Pampa. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3, 507-516. La Plata.

Fernández Gianotti, J., 1979. Geología de la faja de rocas ultrabásicas de la ladera oriental de la Sierra de Comechingones. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, tesis doctoral,* 87 pp, inédita. Buenos Aires.

García Castellano, T., 1943. Los yacimientos de cromo en la provincia de Córdoba. Estudio geológico-económico. *Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Boletín,* 1 y 2. Córdoba.

Gordillo, C. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 1: 577-650. Córdoba.

Harben Kuzvart, P.W., 1996. Industrial Minerals, A Global Geology. *Industrial Minerals Information Ltd., Metal Bulletin PLC, P. Harben & M. Kuzvart* (Eds.), 98-106 pp.. London.

Kittl, E., 1953. Estudio sobre minerales de níquel del país. *Revista Minera,* 21: 23-26.

Kraemer, P., M. Escayola, y M. Martino, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40') Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50: 47-59. Buenos Aires.

Lago, B., M. Rabinowicz y A. Nicolas, 1982. Podiform chromite ore bodies: A genetic model. *Journal of Petrology,* 23 : 103-123.

Le Roux, D., A. Bonalumi y J. Sfragulla, 1994. Ortoanfibolitas titaníferas de Atos Pampa, departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Secretaría de Minería de la Nación, Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 164-167, Buenos Aires.

Linares, E. y C. Latorre, 1978. Geocronología potasio-argón de rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba, República Argentina. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 787-794. Neuquén.

Mikami, H. M., 1983. "Chromite". En Industrial Minerals and Rocks, 5th ed.., S.J. Lefond (Ed.), *AIME*, 567-584 pp. New York.

Mutti, D., 1992. Las rocas ultrabásicas de la Provincia de Córdoba, interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 2: 433-448. La Plata.

Mutti, D., 1994 a. Los cromoespinelos del centro-sur de las Sierras de Córdoba, Argentina., *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3: 545-570, La Plata.

Mutti, D., 1994 b. Origen de los depósitos de cromita de las Sierras de Córdoba, Argentina. *2º Congreso Cubano de Geología y Minería, Actas,* 265-274. Cuba.

Mutti, D., 1994c. Las cromitas de Córdoba, controles geológicos aplicables a la exploración, grados y usos. *Encuentro Internacional de Minería, Secretaría de Minería de la Nación, Actas,* 146-149, Buenos Aires.

Mutti, D., 1994d. Exsoluciones en cromitas metamórficas de Córdoba, Argentina. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3: 571-581, La Plata.

Mutti, D., 1995. The Chromian spinels from Córdoba, Argentina. En Mineralium Deposita, From their origin to their Environmental Impacts. *Pasava, Kribeck and Zak (Eds.). Balkema*, 570 pp., Rotterdam.

Mutti, D., 1996. Movilización y equilibración hidrotermal de sulfuros de Fe-Ni y metales nobles, PGE y Au, en las serpentinitas de Córdoba, Argentina. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 4: 317-325, La Plata.

Mutti, D., 1997. La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52: 209-218. Buenos Aires.

Mutti, D., 1998. Rocas de arco en el distrito Cerro San Lorenzo, Provincia de Córdoba. *4º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas,* Bahía Blanca, en prensa.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1992a. Asociación serpentinita-anfibolita, unidades cogenéticas de las fajas ultrabásicas oriental y central de Córdoba. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 2: 411-432, La Plata.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1992b. Yacimiento cromoespinelífero de Los Guanacos, Provincia de Córdoba. Controles geológicos de formación y aspectos evolutivos. *1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 104-116, Córdoba.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1998. Discriminación litogeoquímica entre ambientes de arco y de retroarco en el Centro y el Sur de las Sierras de Córdoba, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica,* en prensa.

Mutti, D., A. Di Marco y S. Fernández, 1997. Neoproterozoic metallogenesis of the central-south sierras Pampeanas de Córdoba. En: *Mineralium Deposita, Research and Exploration, Where do They Meet ?. Heikki Papunen* (Eds.), Balkema. 863-876, Finlandia.

Pagés, C. y N. Ré, 1953. Estudio geológico-minero de las minas de cromita "Los Guanacos", "El Rodeo", "Ume Pay" y "Arbol Seco", Departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

Quiroga, P. J., 1949. Yacimientos de corindón. Manifestaciones de molibdeno en la Sierra de Comechingones y mina de cobre Las Cuevas, provincia de Córdoba. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, informe inédito. Buenos Aires.

Rabbia, O., L. Hernández, A. Demichelis y J. Coniglio, 1993. Mineralogía de cromitas y óxidos asociados de las serpentinitas del extremo sur de las Sierras de Córdoba. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5 : 73-81. Mendoza.

Rabbia, O., L. Hernández, L. Coniglio, J. Otamendi y A. Demichelis, 1994. Presencia de rutilo wolframífero en rocas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3: 599-606. La Plata.

Ramos, V., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En : Brodkorb (Ed.) Geología de Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 1: 185-196. La Plata.

Riggi, M. y A. Riggi, 1943. Contribución al conocimiento de los yacimientos de cromo de la Provincia de Córdoba. *Dirección de Minas y Geología,* Carpeta 130, informe inédito. Buenos Aires.

Sgrosso, M. H., 1943. Los Yacimientos de Cromita de Córdoba, Mina "El Cromo". *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito, Buenos Aires.

Villagra, M. H., 1949. Valorización económica de la mina "El Cromo", San Bartolomé, Río Cuarto. *Ministerio de Obras Públicas, Dirección de Minería y Geología, Publicación,* 13. Córdoba.

Villar, L. M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipo de ultrabasitas, metalogenia. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 610-633. Chile.

Villar, L., S. Segal, C. Puglisi y M. Escayola, 1992. Grado Industrial de las cromitas de Córdoba, génesis tectomagmática. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 206-213. Córdoba.

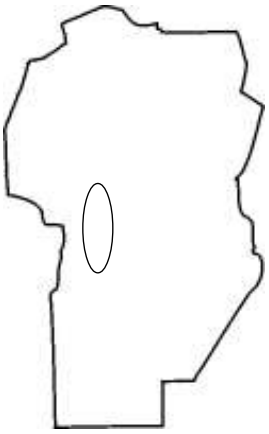
Villar, L., J. Candiani, R. Miró y S. Segal, 1993. El gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, departamento Calamuchita, Córdoba: su interés económico. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 175-181, Buenos Aires.

Villar, L., S. Segal y N. Page, 1994. Elementos del grupo del platino en las cromititas de la faja máfica-ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba, Argentina. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3: 643-652. La Plata.

Villar, L., S. Segal y N. Page, 1995. Las cromititas de la ofiolita de la Sierra Grande de Córdoba, Argentina. *1º Congreso Geológico Cubano, Actas,* 5 p. Cuba.

Zhou, M., F. Robinson y W. Pai, 1994. Formation of podiform chromitites by melt-rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita,* 29: 98-101.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1999, Yacimientos de cobre-hierro y plomo-cinc relacionados a volcanismo submarino, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 207-225, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE COBRE-HIERRO Y PLOMO-CINC RELACIONADOS A VOLCANISMO SUBMARINO, CÓRDOBA

Diana Mutti[1] y Alejandro Di Marco[1]

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos y manifestaciones de cobre y de plomo en la provincia de Córdoba generaron un escaso desarrollo minero que estuvo centrado principalmente al período comprendido entre los años 1920 y 1950. No obstante ello su inclusión sintetizada en este capítulo tiene por objetivo introducir aspectos novedosos acerca de su mineralogía, geoquímica, rocas de caja y génesis para orientar criterios prospectivos y metalogenéticos a la luz de los recientes avances sobre el tema. Se considera también oportuno señalar que las asociaciones litoparagenéticas aquí sintetizadas: Cu-Fe (Zn, Au) en anfibolitas, Cu (Au) en calizas dolomíticas y Pb-Zn (Ag, Cu ± Au) en calizas a diferencia de las vetas hidrotermales de Pb-Ag (Zn, Cu ± Au) en gneises, comparten un modelo metalogenético único de integración regional atribuible al Precámbrico medio a tardío.

Cu-Fe (Zn, Au) EN ANFIBOLITAS

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos de cobre y elementos metálicos (Fe, Ti, Zn y Au entre otros) asociados a meta-mafitas se distribuyen en el basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba desde las cercanías de la localidad de San Marcos Sierra en el norte hasta las proximidades de la ciudad de La Cruz en el sur y se pueden agrupar en tres grandes distritos: Punilla, Santa María y Calamuchita, que corresponden a los departamentos homónimos de la provincia de Córdoba (figura 1a y 1b).

UBICACIÓN

Al distrito Punilla corresponden las minas Cunuputo, Cuchi Corral y Las Cuevas, las dos primeras ubicadas en la Sierra de Cunuputo y la restante al este de las denominadas Cumbres de Perchel. El yacimiento Cunuputo se localiza a 3 km al sudeste de San Marcos Sierra y a unos 500 m del camino que conduce a la ciudad de Capilla del Monte. La mina Cuchi Corral se emplaza a su vez a 8 km al sudoeste de la ciudad de La Cumbre, 700 m al sur del camino que une esta localidad con el paraje El Mirador y que pertenece a los campos de la estancia Cuchi Corral. En cuanto a la mina Las Cuevas se sitúa a 7 km al sudoeste de la localidad de Casagrande en proximidades del camino que conduce hacia la Pampa de Olaén.

En el distrito Santa María se ubican las minas Curuzú, Cecilia, Aída Rosa, Aída y 25 de Mayo entre otras. Curuzú y Cecilia se localizan a unos 7 km al oeste de Potrero de Garay, próximas al camino que conduce hacia La Granadilla. En cuanto a los yacimientos Aída Rosa, Aída y 25 de Mayo se hallan en una corrida emplazada sobre ambas márgenes del Río del Medio, que separa a los departamentos Santa María de Calamuchita a 17 kilómetros al oeste del empalme con el camino de vinculación entre Potrero de Garay y Los Reartes. Si bien la mina Aída Rosa pertenece al departamento Calamuchita, se la incluye en el distrito Santa María por pertenecer a la misma faja de cuerpos anfibolíticos que afloran en este último distrito.

Al distrito Calamuchita corresponde citar entre los depósitos de mayor relevancia a las minas Tauro, Tío,

[1] *Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.*

Tacurú, Rita y Estrella Gaucha. La mina Tauro se ubica en cercanías del cerro Calaguala, en la Sierra Chica de Córdoba, en campos de la estancia El Manzano. Las minas Tío, Tacurú y Rita se hallan muy próximas a la localidad serrana de Calmayo y se llega a ellos a partir del camino que une las ciudades de Santa Rosa de Calamuchita y San Agustín. La mina Estrella Gaucha (también denominada La Estrella por Bianchi, 1974a) corresponde al depósito más austral de cobre en anfibolita reconocido en la Sierra de Córdoba y se ubica a unos 6 km al oeste de la ciudad de La Cruz.

Leyes, reservas y producciones

La información acerca de la explotación de cobre y otros elementos en los cuerpos mineralizados de la región es escasa y parcializada, en particular en cuanto a las reservas y producciones, pese a lo cual se dará una semblanza de los datos existentes en cada distrito.

Distrito Punilla: Para la mina Cunuputo las determinaciones efectuadas por Di Marco y Mutti (1996 y datos no publicados) precisan concentraciones destacables para la mena de: 4,74% en Cu; 14,2% en Fe; 1.157 ppm en Zn; 0,36 ppm en Au; 11,6 ppm en Ag; 55 ppm en As; 13 ppm en Bi; 4 ppm en Mo; 22 ppm en Be; 16 ppm en Cd; 28 ppm en U; junto a valores de 390 ppm en Ba y de 55,73% en SiO_2. En Cuchi Corral los mismos autores determinaron tenores promedios de: 5,9% en Cu; 9,1% en Fe; 284 ppm en Zn; 0,045 ppm en Au; 0,8 ppm en Ag; 3,5 ppm en As; 6 ppm en Bi; 190 ppm en Ba y de 55,92% en SiO_2. No se poseen datos en cuanto a producciones y reservas de estos dos yacimientos. Respecto a la mina Las Cuevas el informe de Quiroga (1949) cita leyes para cobre fluctuantes entre 0,10% y 4,85% con valores medios del 2%, así como la presencia en cancha de unas 200 t de mineral en bruto.

Distrito Santa María: Se cuenta con datos sobre leyes de Cu, Au y Ag (Soto, 1953) sólo para las minas Aída Rosa, Aída y 25 de Mayo. En Aída Rosa las leyes en Cu varían entre 0,57 y 7,59% con una media del 3,10%, obteniéndose además para una muestra seleccionada tenores de Au y Ag de 2 gramos por tonelada. En la mina 25 de Mayo las leyes de Cu obtenidas por el autor varían entre 0,63 y 5,37% con una media del 2,51% y sobre dos muestras seleccionadas valores de 2,75 g/t y 2 g/t para Au y Ag respectivamente. Respecto al yacimiento Aída los análisis por cobre arrojan un valor medio de 1,61% con 2,5 g/t de Au y 3 g/t de Ag. En referencia a producciones de minerales de cobre se cuenta con datos consignados por Soto (1953) sobre la presencia de 80 t de mineral en cancha de la mina 25 de Mayo y por Márquez y Casanello (1948) quienes citan unas 200 t de mineral acumulado en cancha de la mina Aída Rosa.

Distrito Calamuchita: Existen datos sobre leyes puntuales en cobre para las menas de las minas Tauro, Tacurú y Tío, así como análisis multielementales de las menas de los yacimientos Tío y Estrella Gaucha. En Tauro fueron determinados valores en Cu variables entre 0,12 y 18,40% con una ley media del 7,23%, Cayo (1951); para la mina Tacurú leyes de Cu entre 0,50% y 13,50% con una ley media de 5,50% y para la mina Tío valores de Cu entre 0,86 y 21,52% con una media de 5,56%. Los análisis efectuados por Di Marco y Mutti (1991, 1995 y datos no publicados) en muestras de mena de la mina Tío indican valores medios de: 2,5% en Cu; 4% en Fe; 1.360 ppm en Zn; 0,3 ppm en Au; 3,2 ppm en Ag; 460 ppm en Co; 13 ppm en Mo; 35 ppm en Se; 23 ppm en Pb; 4,1 ppm en U y de 250 ppm en Ba como los más relevantes. En el yacimiento Estrella Gaucha las determinaciones realizadas por los mismos autores (Di Marco y Mutti, 1992 y datos no publicados) arrojaron para su mena oxidada valores medios de: 5,70% en Cu; 9% en Fe; 174 ppm en Zn; 1,5 ppm en Au; 4,5 ppm en Ag; 3,5 ppm en As; 5 ppm en Bi y de 400 ppm en Ba como los más destacados. Además para este último yacimiento Bianchi (1974 a) cita valores en Cu de hasta 12% para la faja mineralizada. Con respecto a las producciones en este distrito sólo se cuenta con datos aportados por Márquez y Casanello (1948) quienes determinaron la presencia de 2.000 t de mineral de cobre con una ley superior al 3% en cancha de la mina Tacurú.

En cuanto a la producción de minerales de cobre en la provincia de Córdoba se cuenta con datos parciales para el período 1943-46 con una producción indiscriminada de 62 t y con una rápida declinación de la producción al finalizar la segunda guerra mundial (Casanello, 1953), registrándose desde entonces explotaciones esporádicas y de escasa magnitud.

Sistemas de explotación

En el ámbito de las Sierras de Córdoba la actividad extractiva de mineral de cobre en los yacimientos de mayor importancia ha sido desarrollada mediante métodos subterráneos a partir de la realización de piques, chiflones y galerías; mientras que en los depósitos de escaso potencial económico aparente y/o manifestaciones sólo se han ejecutado algunas labores de destape que permitieron la extracción de mineral, tales como pozos, rajos, calicatas y trincheras.

Distrito Punilla: El yacimiento Las Cuevas presenta el mayor desarrollo de laboreo, representado por una trinchera de 37 m de longitud por 7 m de ancho en su base y 7 m de profundidad. Desde el fondo de esta labor parten cinco chiflones paralelos, con longitudes inferiores a 14 m y que terminan en sendos piques con profundidades de hasta 8 m; además con el chiflón más occidental se vincula una galería de unos 32 m de longitud. En la mina Cuchi Corral el laboreo existente consiste en dos chiflones con longitudes inferiores a 30 m y en el depósito Cunuputo sólo se ha realizado un chiflón de 40 m de extensión que corta al sector mineralizado a una profundidad de 25 metros.

Distrito Santa María: Se desconocen los trabajos de exploración y/o explotación ejecutados en los yacimientos

Curuzú y Cecilia, registrándose solamente labores de escasa envergadura en el resto de las minas del distrito. En Aída están constituidas por una trinchera de 4 m de largo, 3 m de ancho y 2 m de profundidad y por una cantera a cielo abierto de 7 m de largo por 2 m de ancho; en Aída Rosa por una cantera de 23 m de longitud y 7,4 m de ancho en su base junto a un chiflón que sigue la mineralización hasta una profundidad de 13 m y en 25 de Mayo por un pique achiflonado y una galería subhorizontal que totalizan 26 m de laboreo.

Distrito Calamuchita: Las labores más extendidas corresponden a la mina Tío, a partir del desarrollo de un sistema de piques, chiflones y galerías que alcanzan los 33 m de profundidad y que totalizan en su conjunto unos 200 m de laboreo. En la mina Tauro las labores subterráneas llegan hasta los 18 m de profundidad, partiendo de dos piques principales junto con un chiflón que comunican con galerías y cortavetas de escaso desarrollo (Angelelli, 1950 y 1953). En cuanto a la mina Tacurú presenta labores que alcanzan una profundidad de 18 m, con dos piques de entrada que llegan hasta los 10 m, unidos por una galería de 31 m de longitud de la cuál parte un chiflón de igual longitud. Respecto a las minas Rita y Estrella Gaucha las labores sólo consisten en destapes superficiales, calicatas y trincheras que no superan los 5 m de profundidad. Cabe mencionar finalmente que en el distrito Calamuchita se instaló en cercanías de la localidad de Calmayo una pequeña planta de beneficio para los minerales provenientes de los yacimientos más próximos, que estuvo en funcionamiento desde fines del siglo pasado hasta principios del actual.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

Tareas de exploración

Las tareas de exploración geofísica y geoquímica de los distritos tratados fueron realizadas en gran medida en forma aleatoria, en ocasiones a pedido y costas de los propietarios de los yacimientos y en otros por parte de la Dirección General de Fabricaciones Militares o de las Secretarías de Minería Nacional y/o Provincial.

En el distrito Punilla se efectuaron tareas de exploración geoquímica por cobre en las minas Las Cuevas (Quiroga, 1949) y en Cunuputo y Cuchi Corral análisis multielementales (Di Marco y Mutti, 1996 y datos no publicados) con los resultados ya consignados.

En el distrito Santa María se realizó un muestreo prospectivo cada tres metros por cobre, oro y plata, a partir de las labores y afloramientos de las minas Aida Rosa y 25 de Mayo y en dos sectores seleccionados de la mina Aída (Soto, 1953), determinaciones que arrojaron los valores comentados en el punto 1.

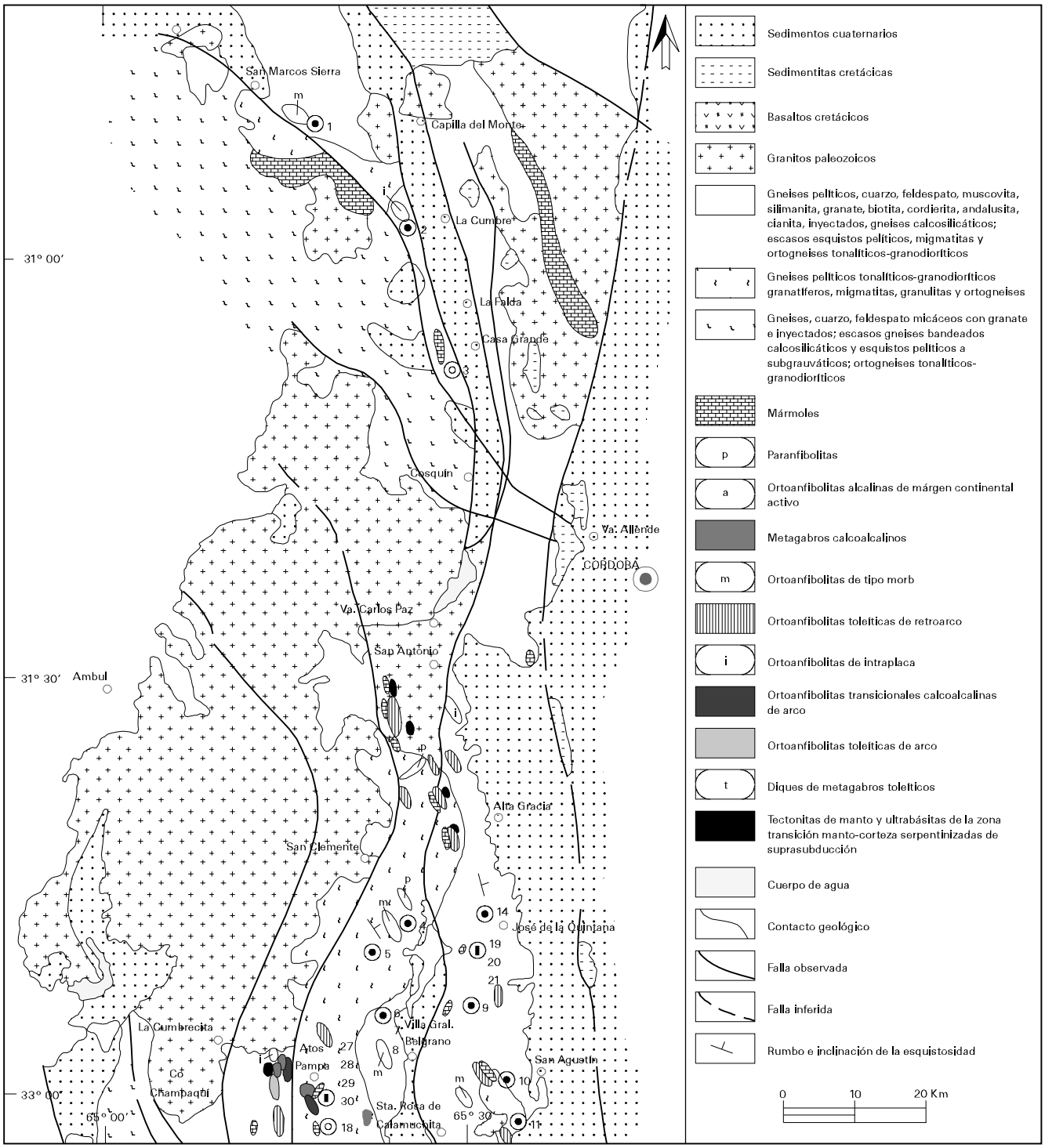
El distrito Calamuchita es el que más tareas de exploración geofísica y geoquímica ha concentrado. En las minas Tío, Tauro y Tacurú se efectuó una prospección subterránea por cobre mediante un muestreo geoquímico sistemático ejecutado a partir del laboreo, Cayo (1951). A este respecto Di Marco y Mutti (1991, 1992, 1995 y datos no publicados) realizaron estudios geoquímicos a partir de muestras de mena y rocas asociadas en las minas de Tío, Tacurú y Estrella Gaucha y además Bianchi (1974a) presenta valores de cobre para este último yacimiento. Respecto a las tareas de exploración geofísica, Cayo (1951) aplicó el método eléctrico de polarización espontánea y delimitó tentativamente las potenciales áreas mineralizadas de las minas Tío y Tacurú, constatando también la ausencia de anomalías favorables indicadoras de la continuidad de las menas entre ambos depósitos. Finalmente Bianchi (1974 a) también efectuó en la mina Estrella Gaucha estudios geoeléctricos encargados por la Dirección Provincial de Minería y a pedido de los entonces propietarios del yacimiento mediante el tendido de perfiles transversales y longitudinales al depósito y sus adyacencias, confirmando la continuidad de la estructura mineralizada en profundidad.

Propietarios y situación legal

Para algunos de los yacimientos del distrito Calamuchita (Tío, Tauro y Tacurú) existen antecedentes de antiguas explotaciones que se remontan hasta la época colonial. Desde entonces han sido explotados esporádicamente, registrándose actualmente concedidas las minas Tío y Tacurú y vacantes Tauro y Rita. La mina Estrella Gaucha y los yacimientos del distrito Punilla han sido depurados del padrón minero y en los depósitos del distrito Santa María se hallan otorgadas solamente las minas Curuzú, Cecilia, Aida Rosa y 25 de Mayo.

GEOLOGÍA REGIONAL

Distrito Punilla: Las minas Cunuputo y Cuchi Corral se hallan ubicadas en el basamento metamórfico-ígneo de la Sierra de Cunuputo que comprende gneises y esquistos predominantes, de rumbo regional nornoroeste-sursureste y en el que se intercalan en concordancia calizas cristalinas en fajas angostas de hasta 250 m de longitud y con menor frecuencia anfibolitas en afloramientos de hasta 150 m de corrida. Este conjunto metamórfico ha sido denominado Complejo Sierra de Cunuputo por Massabie (1982), pero los recientes trabajos efectuados en la región por Lyons *et al.* (1997) permiten discriminar el Complejo Metamórfico La Falda integrado por paragneises feldespato cuarzo micáceos y ortogneises leucotonalíticos con mármoles y rocas calcosilicáticas asociadas, que compete al distrito mineralizado, y el Complejo Metamórfico Cruz del Eje que aflora al oeste del área y está constituido por gneises cuarzo biotítico feldespáticos con escasas intercalaciones de migmatitas, mármoles y anfibolitas (figura 1). Determinaciones litogeoquímicas efectuadas por los autores en el área de los yacimientos (Di Marco y Mutti, 1996) revelan para los esquistos un protolito pelítico predominante homologable con los paragneises mencionados del Complejo La Falda, mientras que las anfibolitas analizadas presentan afinidad con basaltos toleíticos de tipo MORB E y con toleítas de intraplaca continental. En la región se destacan además afloramientos correspondientes a



Figrua 1a. Mapa geológico simplificado de las sierras de Córdoba, con ubicación de los principales yacimientos. Sector Sur.

cuerpos plutónicos y aplopegmatíticos de grandes extensiones, con composición ácida a mesosilícica, designados por Massabie (1982) como Formación San Marcos y cuya edad estimada corresponde al Paleozoico inferior. Los estudios de Lyons *et al.* (1997) destacan también la participación de plutones como los de Capilla del Monte (monzogranito moscovítico biotítico de edad devónica) ubicado al este de la mina Cunuputo y el de La Fronda (tonalita moscovítica K-feldespática plagioclásica del Cámbrico inferior) aflorante al noroeste de la mina Cuchi Corral.

La mina Las Cuevas se ubica en el basamento ígneo-metamórfico del centro-norte de las Sierras de Córdoba en un bloque limitado por sendas fallas de dirección nornoroeste-sursureste a norte-sur, en el que predominan gneises pelíticos con intercalaciones de rocas carbonáticas y calcosilicáticas. Hacia el oeste de la megafractura occidental y a

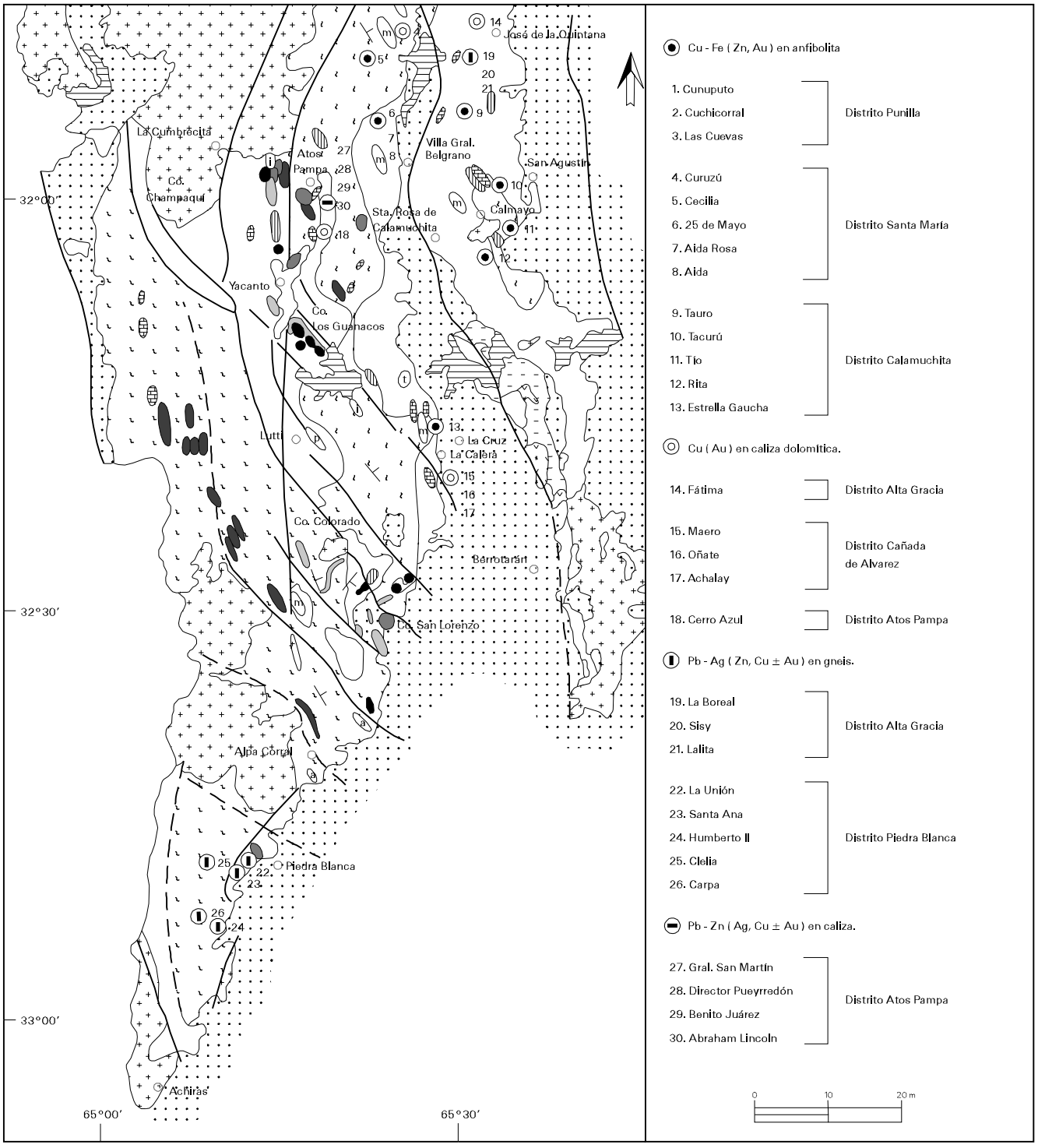


Figura 1b. Mapa geológico simplificado de las sierras de Córdoba, con ubicación de los principales yacimientos. Sector Sur.

unos 7 km del depósito se ubican los afloramientos del batolito granítico-granodiorítico de Achala cuya edad ha sido asignada entre otros por Rapela (1982) al Devónico-Carbónico. Además a 5 km al este del yacimiento y limitado por la megafractura oriental citada se desarrolla el valle de Punilla compuesto por relleno moderno (figura 1).

Distrito Santa María: Los yacimientos del distrito se emplazan en un basamento metamórfico-ígneo de edad precámbrica - paleozoica inferior integrado principalmente por gneises pelíticos tonalíticos granodioríticos granatíferos con signos de fusión, de rumbo nornoroeste-sursureste, junto a migmatitas y granulitas con intercalaciones concordantes de anfibolitas y mármoles. Las basitas afloran con longitudes de hasta 100 m y potencias a veces superiores a los 25 metros. Los estudios geoquímicos realizados por Mutti y Di Marco (1998) revelan que la mayor parte de estas anfibolitas pre-

sentan características afines con basaltos MORB aunque ocasionalmente evidencian un carácter sedimentario relíctico como acontece con la mayor parte de los gneises analizados. Regionalmente tienen además una importante expresión superficial numerosos cuerpos pegmatíticos y aplíticos genéticamente vinculados con el batolito de Achala que en ocasiones superan los 10 m de potencia y se disponen en discordancia con las estructuras penetrativas de la comarca (figura 1).

Distrito Calamuchita: En el sector de Calmayo (minas Tauro, Tío, Tacurú y Rita) la geología está definida por un basamento ígneo-metamórfico asignado al Precámbrico superior-Paleozoico inferior integrado por gneises pelíticos cuarzo feldespáticos de rumbo general N40°O que inclinan hacia el este, junto con esquistos pelíticos subordinados y muy escasos gneises calcosilicáticos. Participan además ortogneises tonalíticos granodioríticos y se intercalan potentes bancos concordantes de calizas y dolomías cristalinas, junto con manifestaciones menores de anfibolitas y filones aplopegmatíticos. Determinaciones litogeoquímicas efectuadas por los autores avalan para las anfibolitas tanto estériles como mineralizadas un protolito basáltico toleítico de tipo MORB, para los mármoles y rocas calcosilicáticas un origen a partir de sedimentos carbonáticos de plataforma y para los gneises y esquistos un carácter pelítico predominante (Mutti y Di Marco, 1995 y 1998). En el área tiene además relevancia la presencia del stock zonal granítico-diorítico de Calmayo, de composición media tonalítica y cuya edad ha sido asignada por Rapela y Pankhurst (1996) al Cámbrico inferior (figura 1).

En el sector de la mina Estrella Gaucha ubicada al sur de los embalses Cerro Pelado y Río Tercero, la geología del basamento está definida por gneises feldespáticos granatíferos de rumbo N30°O e inclinación regional de 45° al NE, que presentan intercalaciones concordantes de cuerpos lenticulares de anfibolita con longitudes de hasta 100 m y potencias de hasta 25 m, junto a extensos y potentes cuerpos ígneos ácidos generalmente concordantes. También para este sector los estudios litogeoquímicos realizados muestran que los principales afloramientos de anfibolitas de la región corresponden a términos basálticos metamorfizados del tipo MORB E (Di Marco y Mutti, 1995) y se destacan aislados afloramientos de metagabros correlacionables con secuencias ofiolíticas (Mutti *et al.*, 1998). Además las determinaciones geoquímicas indican para los gneises de la comarca la participación mayoritaria de rocas derivadas de la fusión parcial de protolitos sedimentarios (Mutti y Di Marco, 1998).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

DISTRITO PUNILLA

MINA CUNUPUTO

Litología

El yacimiento se vincula a un banco lentiforme de anfibolita de rumbo general N30°O e inclinación media de 75°O, con extensión de 75 m y potencia media de 15 metros. Este cuerpo está en concordancia con un esquisto granadiorítico formado por cuarzo, ortosa, biotita, moscovita, labradorita y granate, junto a una paragénesis de bajo grado metamórfico definida por epidoto, sericita, carbonatos, arcillas y óxidos de hierro. La mafita, principal litotipo portador de la mineralización está compuesta por cristaloblastos de hornblenda, labradorita-bytownita y ocasional hipersteno con menores cantidades de cuarzo, biotita, magnetita, ilmenita, hematita y titanita; se observa además la superposición de una paragénesis compuesta por tremolita-actinolita, epidoto, cloritas, arcillas y albita.

Estructura

El área presenta una tectónica de plegamiento con efectos superpuestos de las fases compresivas D_2 y D_3, reportadas por Dalla Salda (1984) para las Sierras de Córdoba, que ocasionaron el flexuramiento del cuerpo máfico y sus rocas asociadas. Además tanto la anfibolita como el depósito presentan en sus extremos sur una brusca interrupción debido a una fractura de rumbo este-oeste que está cubierta por relleno moderno y por la que actualmente corre un arroyo de aguas temporarias.

Morfología

La mena se dispone en lentes irregulares ubicados en las cercanías del contacto anfibolita-esquisto feldespático y los minerales de mena se presentan generalmente diseminados en la ganga y en menor grado en la roca de caja. El ancho promedio de la zona mineralizada es de 0,7 m y la extensión expuesta por el laboreo es de 30 metros.

Alteración hidrotermal

Marcada silicificación con epidotización y albitización subordinadas desde la zona mineralizada hacia el contacto anfibolita-esquisto.

Mineralogía

Los minerales metalíferos corresponden a calcopirita y magnetita junto a escasa pirita, pirrotina e ilmenita. La calcopirita se presenta generalmente diseminada en la ganga en cristales subhedrales de hasta 0,5 mm y con reemplazos zonales de pirrotina en forma de parches de dimensiones inferiores a los 5 μ, más raramente se halla como reemplazo de magnetita a partir de microfracturas y clivajes. La magnetita se observa en cristales idiomorfos de hábito octaédrico y con tamaños de hasta varios milímetros y se asocia a pirita euhedral diseminada que alcanza dimensiones cercanas a los 20 micrones. La ilmenita rara vez supera los 0,1 mm y se disponen por lo general en cercanías al contacto con la roca de caja anfibólica.

La mineralización secundaria está compuesta por calcosina, covelina, malaquita, azurita y hematita constituyendo venillas con potencias entre 1 y 5 milímetros.

Los minerales de ganga, están representados por cuarzo y ortosa, junto a biotita, albita, epidoto, clorita, apatita y escasos carbonatos y arcillas.

Estudios geoquímicos

Se destaca una pronunciada anomalía geoquímica positiva en Zn, Cd, Au, Ag, Ba y U que acompaña al enriquecimiento en Cu y Fe definido en los depósitos.

MINA CUCHI CORRAL

Litología

Corresponde a un cuerpo de anfibolita con rumbo norte-sur e inclinación desde 80°E hasta subvertical, que posee una longitud aflorante de 100 m y una potencia media de aproximadamente 20 metros. La roca básica se halla en concordancia hacia el oeste con esquistos micáceos feldespáticos cuarzosos, mientras que hacia el este está en contacto con un filón pegmatítico. En el sector mineralizado la anfibolita presenta intercalaciones de filones concordantes integrados por cuarzo, feldespato y epidoto que alcanzan potencias entre 0,5 y 2 metros.

La anfibolita está compuesta por hornblenda y labradorita-bytownita predominantes junto a diópsido e hipersteno y como minerales accesorios apatita, magnetita, ilmenita, hematita, cuarzo, biotita y pirita. Efectos de reemplazo están evidenciados por la paragénesis tremolita-actinolita, epidoto, cloritas, arcillas, titanita, albita, cloritas y óxidos de hierro. A su vez el esquisto micáceo aledaño está integrado por moscovita, biotita, cuarzo, ortosa, labradorita y granate junto a una paragénesis metasomática representada por epidoto, sericita, arcillas y óxidos de hierro. La pegmatita en contacto con la anfibolita se compone de cuarzo, ortosa, andesina, biotita, moscovita y sillimanita, con marcada alteración a epidoto, sericita, cloritas, magnetita y arcillas.

Estructura

En el área predomina un estilo tectónico compresivo dúctil definido por una estructura anticlinal isoclinal buzante 85° hacia el este, en donde la anfibolita portadora de la mineralización se ubica en el núcleo del pliegue y las rocas asociadas en los flancos.

Morfología

Corresponde a un yacimiento de forma compleja que está integrado por dos filones paralelos, separados en superficie en su extremo norte por unos tres metros de roca de caja (anfibolita), mientras que en dirección sur convergen y forman un sólo cuerpo de unos 2 m de potencia. Los minerales de mena se hallan preferentemente diseminados en la ganga y en menor proporción en la roca de caja.

Alteración hidrotermal

Desarrollada en los alrededores del depósito y definida por zonas de epidotización, silicificación en fajas alargadas de varios centímetros de potencia.

Mineralogía

Los minerales primarios están representados por magnetita, ilmenita, calcopirita, hematita y muy escasa pirita.

Los minerales secundarios están representados por covelina, calcosina, titanita, anatasa, hematita, malaquita y limonitas de hierro y tienen una amplia distribución en el depósito.

Los minerales de ganga corresponden a cuarzo predominante, generalmente de grano fino y anhedral, junto a escasos individuos de epidoto, ortosa, biotita, cloritas y carbonatos.

Estudios geoquímicos

Los estudios realizados por Di Marco y Mutti (1996 y datos no publicados) a partir de la mena y sus rocas de caja indican un enriquecimiento progresivo en Cu, Zn, U, Au, Ag, As, Bi , Si y Ca junto a un empobrecimiento en Ti, Fe, Mg, K, Na y Mn desde el esquisto hasta la zona mineralizada.

MINA LAS CUEVAS

Litología

De acuerdo con la descripción de Quiroga (1949) y Angelelli (1950 y 1983) la mineralización se aloja en un cuerpo anfibolítico de 150 m de longitud y 2,5 m de potencia media, que se halla en concordancia con un esquisto micáceo biotítico de rumbo este-oeste e inclinación de 32° al norte y que posee finas bandas de cuarzo y feldespato potásico orientadas según la esquistosidad regional. En el área se presentan además numerosos filones dioríticos, aplíticos, pegmatíticos y cuarzosos discordantes, con orientación predominante norte-sur.

Morfología

Comprende a un cuerpo tabular de mena de 16 m de longitud y 1,2 m de potencia media en su parte más enriquecida y que se halla en concordancia con la esquistosidad de la anfibolita.

Mineralogía

Los minerales primarios son calcopirita y magnetita.

Los minerales secundarios o supergénicos son malaquita, azurita, calcantita, melanterita, hematita y limonitas de hierro.

Los minerales de ganga son cuarzo, hornblenda, epidoto y feldespato.

DISTRITO SANTA MARÍA

Para este distrito se cuenta únicamente con datos de las minas Aída y Aída Rosa.

MINA AÍDA

Litología

Corresponde a bancos de anfibolita de potencia inferior al metro y longitudes de hasta 50 m, en contacto concordante con esquistos micáceos de rumbo N30°O que inclinan hacia el este. La anfibolita en donde se aloja la mineralización se halla atravesada por un cuerpo pegmatítico angosto y alargado compuesto por plagioclasa, cuarzo y escasa moscovita (Soto, 1953).

Morfología

Corresponde a filones concordantes de cuarzo-magnetita que están ubicados en el contacto anfibolita-esquisto micáceo y también ocasionalmente en el esquisto. La potencia varia entre 0,25 y 0,45 m, en afloramientos de unos tres metros de longitud promedio que desarrollan forma generalmente lenticular y en ocasiones se observa estructura pseudobandeada. Los minerales de cobre se presentan como relleno de fisuras y diaclasas y menos frecuentemente diseminados junto a magnetita en ganga de cuarzo (Soto, 1953).

Alteración hidrotermal

Se manifiesta a través de la silicificación, epidotización y cloritización de las rocas de caja.

Mineralogía

Los minerales primarios son magnetita diseminada de grano fino, aunque en ocasiones desarrolla bandas de varios milímetros de potencia que alternan con cuarzo y minerales micáceos. Como mineral de cobre se destaca bornita diseminada en magnetita y en la ganga cuarzosa.

Los minerales secundarios o supergénicos corresponden a covelina, calcosina, cobre nativo, malaquita, hematita y limonitas de hierro, por lo general en venillas como relleno de fracturas y diaclasas aunque también se observan como impregnaciones en el cuarzo y en la magnetita.

Los minerales de ganga están compuestos por cuarzo de grano medio a fino, a menudo como venillas que rellenan fisuras y fracturas de hasta 2 mm de espesor y escasa biotita.

MINA AÍDA ROSA

Litología

Comprende anfibolitas de rumbo N40°O e inclinación desde 75°E hasta subverticales, con potencias mayores a 5 m y longitudes de hasta 80 m, que se encuentran en concordancia con esquistos micáceos regionalmente predominantes. Afloran también en el área numerosos filones aplíticos concordantes con las metamorfitas (Soto, 1953).

Estructura

El área se encuentra afectada por una falla de rumbo este-oeste que atraviesa la zona mineralizada al sur del filón principal.

Morfología

Son filones generalmente concordantes alojados en anfibolita, con potencias de hasta 1,8 m y corridas de hasta 25 metros. Hacia el norte el filón principal se ramifica en pequeñas guías y hacia el sur desaparece debido a la fractura de dirección este-oeste. Además afloramientos similares de cuarzo con magnetita pero de reducidas dimensiones se ubican al sur del cuerpo de mena principal.

Mineralogía

Los minerales primarios están compuestos por magnetita en masas compactas con cristales milimétricos junto a escasa bornita diseminada de grano muy fino.

Los minerales secundarios o supergénicos más abundantes son calcosina, covelina y malaquita como relleno de fisuras e intersticios.

Como mineral de ganga sólo ha sido reconocido cuarzo de grano fino a medio.

DISTRITO CALAMUCHITA

MINA TAURO

Litología

En el área del yacimiento aflora una secuencia homoclinal subvertical integrada por esquistos micáceos dominantes junto a cuerpos de anfibolitas de forma irregular que se disponen con rumbo nornoroeste-sursureste. La mena se aloja en el contacto de uno de los cuerpos de metabasita con el esquisto micáceo y se registran además filones de cuarzo y cuerpos pegmatíticos concordantes a discordantes con las metamorfitas (Cayo, 1951).

Estructura

La mineralización se asocia con fallas de rumbo norte-sur y este-oeste y con flexuramientos en el cuerpo anfibolítico, principalmente en la porción central del afloramiento.

Morfología

Comprende dos filones en crucero de rumbos norte-sur y este-oeste con longitudes de 15 y 40 m respectivamente y profundidades que alcanzan los 18 m para luego acuñarse y desaparecer. Estos filones tienen forma lenticular y

contornos irregulares y en parte son transicionales con la roca de caja; sus potencias son de 0,70 a 1,0 m en el filón de dirección norte-sur y de 1 m para el de dirección este-oeste en los primeros 5 m a partir del crucero, reduciéndose luego progresivamente hasta 8-10 cm al alcanzar la máxima profundidad. La magnetita y pirita se presentan diseminadas, mientras que la calcopirita se localiza principalmente con textura de tipo stockwork.

Mineralogía

Los minerales primarios están compuestos por pirita predominante en individuos cristalinos euhedrales de hasta varios centímetros, con parcial transformación a limonitas y/o hematita ; calcopirita en masas compactas con superficies iridiscentes asociada a la pirita ; magnetita en individuos aislados en la ganga con escaso desarrollo y bornita en cristales subhedrales de hasta 1 mm junto a pirita y calcopirita.

Los minerales secundarios o supergénicos están representados por calcosina, covelina, hematita, limonitas, malaquita, azurita, calcantita y cuprita en masas compactas de reemplazo o como impregnaciones en la ganga.

Como mineral de ganga se encuentra principalmente cuarzo subhedral de grano fino a medio.

Estudios geoquímicos

Han sido efectuados por Cayo (1951) con el objetivo de investigar los contenidos en cobre a partir de 35 muestras de mena extraídas en superficie y en labores subterráneas, con los resultados referidos en el punto b.

MINA TÍO

Litología

La mineralización comprende a un banco subvertical de anfibolita, con rumbo N40°O y potencia variable entre 10 y 15 m que alcanza una corrida cercana a los 90 m para desaparecer bajo la cubierta aluvial en sus extremos. Su mineralogía corresponde a hornblenda, labradorita-bytownita, cuarzo, ilmenita y hematita, con una paragénesis secundaria representada por titanita, anatasa, epidoto, cloritas, sericita y limonitas de hierro. Este cuerpo se intercala en relación de concordancia en un potente banco de esquistos incipientemente foliados compuestos por moscovita, biotita, cuarzo, ortosa, cloritas y arcillas. Dentro de esta secuencia metamórfica afloran filones pegmatíticos de variadas dimensiones e integrados por cuarzo, microclino, oligoclasa, moscovita, biotita, magnetita, cloritas y arcillas en proporciones variables (Di Marco y Mutti, 1991).

Estructura

Se reconocen los efectos de las fases tectónicas de plegamiento D_2 y D_3, cuya interferencia determina en el cuerpo portador de la mena recurvamientos y flexuras que le confieren un aspecto de estructura en schlieren.

Morfología

La mineralización se ubica en dos cuerpos biextendidos y concordantes alojados en anfibolita, con potencias variables entre 0,5 y 3,0 m y corridas de 80 y 30 m que han sido denominados por Cayo (1951) Urquiza y Saint Jean respectivamente. En profundidad los cuerpos mantienen sus potencias aflorantes hasta los 20 m para luego acuñarse y desaparecer. En algunos sectores de los depósitos se observan enclaves y fragmentos de la roca de caja. La mena presenta un bandeamiento composicional con unidades de hasta 10 cm, definido por la alternancia de bandas claras (minerales de ganga) y oscuras (minerales de mena masivos).

Alteración hidrotermal

Está restringida al contacto entre la zona mineralizada y la roca de caja, con la formación de salbandas de 30 cm de potencia compuestas por cuarzo, epidoto, biotita, cloritas y arcillas.

Mineralogía

La mina Tío es la que presenta la mayor abundancia y variedad de minerales de Cu-Fe y elementos metálicos asociados en yacimientos vinculados a anfibolitas de las Sierras de Córdoba. La mena está representada por magnetita euhedral granosa media parcialmente martitizada y con textura en cadenas isoorientadas en forma de láminas; calcopirita en cristales subhedrales y pirita en individuos euhedrales de grano fino, ambos como reemplazo de magnetita (figura2A) o en ganga de cuarzo; ilmenita y hematita en cristales euhedrales de hasta 1 mm con exoluciones mutuas y muy escasa bornita euhedral y de pequeño tamaño diseminada en el cuarzo (Di Marco y Mutti, 1991). Ayala *et al.* (1997) citan además la presencia de pirrotina como reemplazo de calcopirita; tetraedrita en individuos anhedrales a subhedrales de grano medio diseminados en el cuarzo; blenda como desmezcla en cristales de calcopirita y oro bajo la forma de pequeñas inclusiones laminares generalmente en calcopirita y magnetita. Por otra parte Di Marco y Mutti (1994 a y b) identificaron en el depósito carrolita (sulfuro de Co, Cu, Ni y Fe), mineral perteneciente a la serie de las linnaeitas en individuos con marcado idiomorfismo cúbico, tamaños entre 20 y 400 µm y preferentemente ubicado en posición intergranular con respecto a la magnetita y calcopirita.

Los minerales secundarios o supergénicos están representados por covelina y calcosina junto a crisocola y malaquita en impregnaciones en mena y ganga; anatasa y titanita como reemplazo de los cristales de ilmenita y limonitas de hierro como rellenos de venillas y cavidades en la mena y roca de caja aledaña. Ayala y Karlsson (1990) determinaron la presencia de cuprita en cristales de hábito cúbico junto a tenorita de hábito acicular y cobre nativo en fibras de disposición caótica en algunos sectores localizados de la mena.

Como minerales de ganga se encuentra cuarzo predominante junto a escasa biotita y epidoto.

Estudios geoquímicos

Las determinaciones realizadas por Di Marco y Mutti (1995 y datos no publicados) indican una anomalía geoquímica positiva en, Pb, Zn, Mo, Co, Au, Ag, P, Si, Ba y U en la zona mineralizada, presentando además estos elementos una correlación negativa con Al, Mg, Ca, Na, K, Sc, Cr y Ni.

MINA TACURÚ

Litología

Corresponde a un cuerpo de anfibolita de rumbo N60°O e inclinación promedio de 55°E, que aflora en contacto con filones dioríticos vinculados genéticamente con el stock tonalítico de Calmayo. La anfibolita con potencia media de unos 15 m y longitud cercana a los 90 m desarrolla en el contacto con la plutonita una variedad litológica migmática. La mineralogía de la anfibolita está representada por hornblenda y labradorita junto a magnetita, hematita, ilmenita, granate y biotita, mientras que los diques dioríticos están constituidos por oligoclasa-labradorita, cuarzo, moscovita, granate y magnetita diseminada.

Estructura

La anfibolita en su zona mineralizada presenta numerosas fisuras y fracturas que le confieren a la roca una estructura de tipo stockwork.

Morfología

El depósito es de forma lenticular algo irregular, con estructura de aspecto brechoso y potencia variable entre 0,10 y 1,50 metros. En dirección oeste la potencia del cuerpo disminuye bruscamente para desaparecer. Se observan fragmentos de roca de caja con dimensiones inferiores al metro en los que se localizan numerosas venillas mineralizadas. La mena se presenta también con textura masiva en concentraciones de tipo nidos y diseminada en la ganga y en la roca de caja.

Alteración hidrotermal

Se manifiesta a partir de la silicificación, biotitización, epidotización y cloritización de la anfibolita en una franja de 1,50 m de potencia adyacente al contacto y que refleja una marcada zonalidad concéntrica definida por la predominancia alternante de los tipos metasomáticos indicados.

Mineralogía

La mena primaria está formada por magnetita abundante en cristales euhedrales de hábito octaédrico ;pirita euhedral diseminada en cuarzo con dimensiones entre 25µm y varios centímetros y en contadas ocasiones como reemplazo de magnetita en inclusiones de hasta 40 µ; calcopirita menos abundante en individuos subhedrales diseminados en cuarzo con dimensiones variables entre 10 y 100 µm y escasas bornita y tetraedrita diseminadas en pequeños cristales también dentro del cuarzo.

Los minerales secundarios o supergénicos son muy abundantes en el depósito y están constituidos por limonitas, hematita, anatasa y carbonatos de cobre en venillas como relleno de fracturas y cavidades. Pautassi (1987) cita además la presencia de calcosina como reemplazo de calcopirita en la mena primaria.

Los minerales de ganga están conformados por cuarzo predominante en individuos anhedrales de grano fino e isorientados junto a granate, apatita, circón, biotita, epidoto, cloritas y albita diseminados.

Estudios geoquímicos

Los estudios realizados por Di Marco y Mutti (1995 y datos no publicados) indican desde las rocas arealmente asociadas hacia la mena un enriquecimiento progresivo en Cu, Fe, Au, Ag, Si y P, junto a una disminución en Al, Mg, Na, K, y Ca.

MINA RITA

Litología

Definida por una anfibolita portadora de la mena de rumbo N55°O y con fuerte inclinación hacia el este. La metabasita está formada por labradorita-bytownita, hornblenda, ilmenita, magnetita y titanita y se halla en concordancia con un esquisto cuarzo feldespático, roca predominante en el área. Asociados a la secuencia metamórfica afloran también numerosos cuerpos concordantes aplíticos definidos por la paragénesis: cuarzo, microclino, oligoclasa, titanita, sericita y arcillas. El depósitos está ubicado en el contacto anfibolita-aplita y a unos 70 m al norte de la mena aflora además un banco poco potente de calizas dolomíticas (Bianchi, 1974 b).

Estructura

Fracturamiento regional con direcciones predominantes este-oeste y norte-sur a nornoroeste-sursureste.

Morfología

La mena se presenta diseminada en la anfibolita o en delgadas venillas controladas por fracturas y microfracturas paralelas a subparalelas que desarrollan una estructura en stockwork.

Mineralogía

Los minerales primarios están representados por magnetita en cristales idiomorfos octaédricos de hasta 1 mm

diseminados en ganga de cuarzo, cristales que muestran además exoluciones de ilmenita según líneas de clivaje y están asociados a granos de ilmenita subordinados. La bornita se localiza diseminada en cuarzo, en pequeñas laminillas de hasta 0,2 mm y con promedio de 0,1 milímetro.

Los minerales secundarios corresponden a digenita, covelina, calcosina rosada y malaquita que se encuentran por lo general asociados a bornita y en ocasiones como venillas de relleno y/o impregnaciones en cuarzo. En base a la mineralogía y texturas relícticas halladas en la mena primaria se presume la posible existencia de un horizonte de enriquecimiento supergénico en profundidad constituido por sulfuros secundarios de cobre (Bianchi, 1974 b).

Como mineral de ganga predomina el cuarzo con aislados individuos de zeolitas y arcillas.

Alteración hidrotermal

Presencia de zonas con silicificación, epidotización y cloritización en la roca de caja en torno al depósito.

MINA ESTRELLA GAUCHA

Litología

La mena se vincula a un banco de anfibolita de rumbo N30°O e inclinación de 45°NE que posee una potencia variable entre 3 y 30 m y una longitud de alrededor de 100 metros. La mafita se intercala junto con filones aplopegmatíticos de composición granítica y dimensiones variadas en una potente secuencia metamórfica integrada principalmente por gneises feldespáticos granatíferos. La anfibolita portadora de la mineralización está constituida por hornblenda, labradorita-bytownita, biotita y epidoto junto a menores cantidades de magnetita, ilmenita, hematita y cuarzo. El gneis asociado está formado por feldespato, cuarzo, granate, biotita y magnetita, mientras que en los filones ácidos del área se registra la participación de cuarzo, oligoclasa, ortosa, biotita y escasa moscovita (Di Marco y Mutti, 1992 y 1995).

Estructura

En el área se reconocen las fases compresivas D_2 y D_3 descriptas por Dalla Salda (1984) y en el contacto anfibolita-pegmatita se observa además un fracturamiento con diseño en enrejado de direcciones N30°O, S60°O, N15°E y N75°O.

Morfología

La mineralización se dispone como una faja irregular en el contacto anfibolita-pegmatita, en una corrida cercana a los 50 m y con potencias entre 20 y 30 centímetros. Se observa la continuidad de la mineralización hasta la profundidad alcanzada por los destapes (Di Marco y Mutti, 1992 y 1995), pero los estudios geofísicos efectuados por Bianchi (1974 a) permiten inferir su presencia a profundidades mayores. La mena se presenta diseminada en la ganga y roca de caja, a veces agrupada en nódulos y en otras como relleno de fracturas y diaclasas.

Alteración hidrotermal

Se registra una zonación concéntrica en torno al depósito definida por fajas silicificadas, epidotizadas, albitizadas, cloritizadas y argilitizadas, que en su conjunto desarrollan una potencia variable entre 0,5 y 2 metros.

Mineralogía

Los minerales primarios están constituidos por magnetita diseminada en la ganga, en cristales euhedrales de hasta 2 mm con exsoluciones de hematita e ilmenita según planos de clivaje ; calcopirita en cristales subhedrales de hasta 1 mm como reemplazo de óxidos o diseminada en la ganga ; ilmenita bajo la forma de exsoluciones laminares y/o en disco en hematita y magnetita; hematita exsuelta en magnetita o diseminada en pequeños individuos en la ganga ; pirita en pequeños cristales idiomorfos en el cuarzo y muy escaso oro generalmente como laminillas inferiores a 10µm incluidas en magnetita y/o pirita.

Los minerales secundarios están definidos por calcosina, covelina, malaquita y crisocola formados a expensas de la calcopirita y limonitas de hierro producto de la alteración de los óxidos y sulfuros de hierro primarios. Además Bianchi (1974 a) cita en el depósito la presencia de cuprita en cristales cúbicos idiomorfos y de cobre nativo con pequeñas formas arborescentes.

Los minerales de ganga están representados principalmente por cuarzo de grano fino a medio y parcialmente recristalizado junto a cantidades subordinadas y variables de biotita, epidoto, albita, cloritas y arcillas de grano fino predominante.

Estudios geoquímicos

Las determinaciones efectuadas por Di Marco y Mutti (1992, 1995 y datos no publicados) indican para la zona mineralizada una correlación positiva entre Cu-Fe y Au, Ag, Pb y Ba y una disminución en los valores de Cr con respecto a la anfibolita de caja. El análisis cuantitativo también permite corroborar para la mena una pronunciada anomalía geoquímica positiva en elementos metálicos (Cu, Zn, Au, Ag, Pb, V, Cr, Ni, Co y Fe entre otros) a diferencia de los muy bajos valores de la pegmatita del contacto.

MODELO GENÉTICO

En el ámbito de las Sierras de Córdoba las primeras interpretaciones referidas al origen de los depósitos de cobre-hierro y elementos metálicos asociados a cuerpos anfibolíticos fueron vertidas por Cayo (1951) quien atribuyó las menas de los yacimientos Tío, Tauro y Tacurú a un origen pirometasomático hipotermal por reemplazo en calizas y

rocas asociadas a partir de soluciones de origen magmático, probablemente provenientes de los plutones próximos. Por otra parte Pastore y Methol (1953) vincularon la formación de los depósitos del distrito Punilla con un proceso neumatolítico mesotermal por el contacto entre segregaciones gábricas metamorfizadas y pegmatitas. Con posterioridad D'Aloia y Bianchi (1971) y Bianchi (1974 b) propusieron para los yacimientos del sector de Calmayo un modelo de enriquecimiento en los elementos metálicos debido a los efectos del metamorfismo regional y tectónica antigua sobre rocas sedimentarias, en el que la tectónica moderna de estilo rígido y los intrusivos magmáticos de la comarca jugarían un rol de removilización y redistribución de las menas con un marcado control estructural por las fracturas generadas. Finalmente Lyons *et al.* (1997) sustentaron para las menas de las minas Cunuputo y Cuchi Corral una probable edad devónica y una génesis vinculada con la circulación de fluidos hidrotermales de alta temperatura, relacionados con los cuerpos intrusivos próximos y los diques ígneos aflorantes en la comarca.

Las investigaciones llevadas a cabo por los autores sobre aspectos geotectónicos, geoquímicos, litológicos, mineralógicos y metalogenéticos de las Sierras de Córdoba y de los yacimientos de Cu-Fe (Zn-Au), en particular para los distritos Santa María y Calamuchita, permiten sustentar un modelo de hidrotermalismo de fondo submarino en rocas basálticas vinculadas con zonas de rifting en un ambiente de retroarco predominante en la Sierra Chica y gran parte de la Sierra Grande de Córdoba durante el Neoproterozoico (Mutti y Di Marco, 1998). Este ambiente formó parte de un sistema de arco-retroarco similar a los descriptos para el Japón, Taupo-Kermadec-Havre y Okinawa, entre otros (Gamble y Wright, 1995) y se corresponde con los mundialmente conocidos depósitos de tipo Beshi o Chipre, denominados genéricamente VMS y cuyo contenido en Cu-Pb-Zn define un campo estrechamente correlacionable con el hallado para los depósitos prospectados en anfibolitas de Córdoba (figura 2). Convergen con esta hipótesis las afinidades halladas entre las asociaciones Cu-Zn-Au y Pb-Ag, junto con la correlación positiva regional que muestran estos elementos respecto al Ba y al As y que remarcan el ambiente de formación propuesto. El posterior estilo tectónico compresivo D_2 asociado al metamorfismo en facies de anfibolita M_2 y las intrusiones magmáticas del Paleozoico inferior y medio sólo influyeron en la removilización y redistribución parcial de la mena y en su configuración actual.

Cu (Au) EN CALIZAS DOLOMÍTICAS

INTRODUCCIÓN

Las manifestaciones y/o depósitos de cobre (oro) en calizas identificados en el centro-sur de las Sierras de Córdoba se localizan en el distrito Alta Gracia, región José de la Quintana, perteneciente a la Sierra Chica, y en los distritos Cañada de Alvarez y Atos Pampa ubicados en la Sierra de Comechingones (figura 1). Se destaca también la existencia de dioptasa en las canteras Malagueño y Mal Paso y en las del distrito Bosque Alegre.

Ubicación

Los denuncios efectuados en la Sierra Chica de Córdoba se restringen a la mina Fátima del distrito Alta Gracia, ubicada unos 5 km al noroeste de la localidad de José de la Quintana en el departamento Santa María. Las restantes manifestaciones pertenecen al departamento Calamuchita, se ubican en la ladera oriental de la Sierra Grande y se vinculan con horizontes mineralizados expuestos en el distrito Cañada de Alvarez, en las canteras de caliza dolomítica metamórfica Achalay, Oñate y Maero, entre otras y en el de Atos Pampa, en la cantera Cerro Azul (figura 1).

Las manifestaciones cupríferas de Cañada de Alvarez tienen por centro geográfico la localidad de La Calera que dista 18 km al noroeste de la ciudad de Berrotarán, mientras que a las manifestaciones de Cerro Azul se llega a partir del camino que une la ciudad de Santa Rosa de Calamuchita con Yacanto de Calamuchita, a unos 10 km de esta última localidad.

Leyes, reservas y producciones

Los datos existentes sólo indican una actividad minera esporádica desarrollada en el pasado para el mineral de cobre asociado a calizas y/o dolomías. Su producción se restringió a la explotación de rocas carbonáticas en la mina Fátima, con registros de extracciones durante la década del 50 que muestran producciones de 5 t de mineral con una ley en Cu del 39%, 15 t de mineral con una ley del 22% y 50 t de mineral de baja ley (Dawson, 1965). En las canteras de caliza de los restantes distritos no existen valores de leyes minerales difundidos y se señala al respecto que los análisis químicos en roca total indican concentraciones de cobre variables entre 0,01 y 2,5%, no existiendo hasta el presente una evaluación de reservas.

Sistemas de explotación

Como ya ha sido mencionado en el punto b. la explotación de cobre en mármoles se vincula en la región a la extracción de calizas y dolomías mediante banqueo y desarrollo de canteras, separándose las rocas que evidenciaban algún contenido metálico en pequeñas pilas através de operaciones manuales.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

La mina Fátima correspondiente al distrito Alta Gracia se incorporó al padrón minero en el año 1958 como consecuencia del hallazgo de mineral de cobre durante la explotación de las calizas dolomíticas del Cerro Moro. Con posterioridad Dawson (1965) elaboró un informe descripti-

vo del yacimiento para la Cámara de Productores Mineros de Córdoba, indicando leyes y producción.

En cuanto a las manifestaciones cupríferas de la Sierra Grande la primera mención bibliográfica de la existencia de sulfuros de cobre corresponde a la región de Cañada de Alvarez (Angelelli *et al.*, 1970). Con posterioridad Brodtkorb *et al.* (1981) presentaron una descripción mineralógica detallada de estas manifestaciones y efectuaron su primera interpretación genética. Recientemente Mutti *et al.* (1997 y 1998) elaboraron una reconsideración genética a partir de la correlación metalogenética de dichas manifestaciones con las ubicadas en el Cerro Azul y con otros yacimientos de metales base de edad neoproterozoica aflorantes en el centro sur de las Sierras de Córdoba.

GEOLOGÍA REGIONAL

La mina Fátima está ubicada en el ámbito geológico descripto por Kull y Methol (1979) para la región de Alta Gracia, comarca de José de la Quintana, de la Sierra Chica de Córdoba (figura 1). La región está integrada por esquistos micáceos (biotíticos) plagioclásicos y cuarzo-tonalíticos con gneises moscovíticos localmente inyectados, oftálmicos y arteríticos. Afloran además varios cuerpos concordantes y lenticulares de caliza, entre los que se destacan los del Valle de Buena Esperanza, Cerro Moro y San Agustín y cuerpos lenticulares de ortoanfibolita que definen una lineación de rumbo regional norte a nor-noroeste y que se restringen al sector occidental de las localidades de Alta Gracia, José de la Quintana y San Agustín. Los estudios litogeoquímicos realizados por Mutti y Di Marco (1998) definen para este sector de la sierra la existencia de una secuencia integrada por sedimentos pelíticos y subgrauváquicos con signos de fusión parcial, junto a la presencia de sedimentos carbonáticos de plataforma subordinados y de basaltos toleíticos de retroarco, además de ocasionales toleítas de tipo MORB que afloran por lo general en las cercanías de la falla de Calamuchita (figura 1). El conjunto, metamorfizado en facies de anfibolita a esquistos verdes, está plegado de acuerdo con la dirección de deformación dúctil D_2 (N 28° O) postulada por Dalla Salda (1984) para las Sierras de Córdoba. A diferencia de ello en la región de Cañada de Alvarez (La Calera) el metamorfismo alcanza la facies de anfibolita y existe un predominio de gneises granatíferos-tonalíticos y biotíticos con intercalaciones potentes de rocas carbonáticas y aislados metabasaltos de tipo MORB ; en la región de Atos Pampa predominan las migmatitas granatíferas y cordieríticas asociadas a granulitas, metatexitas y diatexitas (Gordillo y Lencinas, 1979 ; Kraemer *et al.*, 1995), junto a una conspicua participación de metagabros toleíticos transicionales y calcoalcalinos (Suya Taco, Inti Yaco, Champaquí), meta-anfibolitas calcoalcalinas y toleitas de arco-retroarco, además de ocasionales sedimentos carbonáticos de plataforma (figura 1). Las metamorfitas de la Sierra Grande poseen un rumbo nornoroeste-sursureste y muestran un fuerte plegamiento con figuras de interferencia complejas que se relacionan con las direcciones de deformación dúctil D_1 (E-O), D_2 (N28°O) y D_3 (N20°E) descriptas por Dalla Salda (1984).

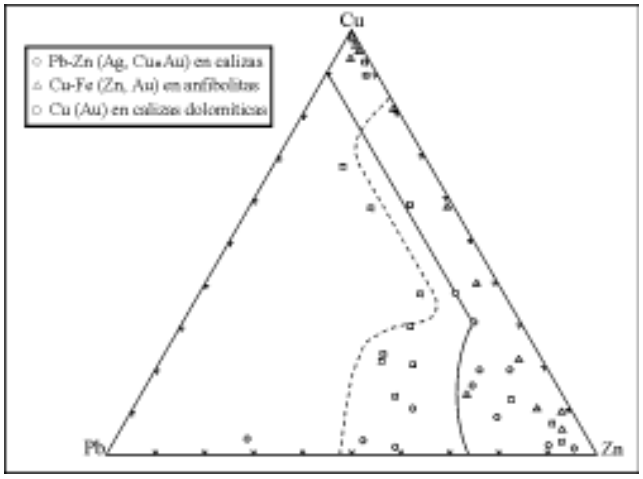


Figura 2. Diagrama de correlación para las menas metalíferas y rocas asociadas de las Sierras de Córdoba, con indicación de los campos composicionales de los depósitos volcanogénicos (trazo continuo) y volcano sedimentarios (trazo discontinuo).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

DISTRITO ALTA GRACIA

MINA FÁTIMA

LITOLOGÍA

Está integrada por lentes de caliza dolomítica de grano grueso que alcanzan los 10 m de potencia y un desarrollo norte-sur a nornoroeste-sursureste de hasta 180 metros. Presentan intercalaciones poco potentes de anfibolitas constituidas por tremolita, cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita y sillimanita. Las lentes de caliza se asocian a un gneis cuarzo-feldespato micáceo de alcance regional, que en la zona de contacto con la mineralización adquiere una importante participación de biotita y flogopita. La mineralización se relaciona principalmente a la zona de contacto gneis-caliza y a la presencia de un skarn de unos 20 a 50 cm de espesor que muestra un bandeamiento decimétrico representado por las asociaciones : epidoto + grosularia + cuarzo + actinolita + carbonatos; diópsido + olivina + hornblenda + cuarzo + clorita + serpentina + carbonatos y clorita + epidoto + apatita + cuarzo.

ESTRUCTURA

El Cerro Moro está integrado por cuerpos de caliza mineralizados dispuestos en concordancia con las metamorfitas arealmente asociadas de rumbo norte-sur a nornoroeste-sursureste e inclinación desde 70° a 85° en la dirección suroeste.

Las metamorfitas presentan un fuerte plegamiento y fracturamiento con rumbo noroeste-sureste, con planos de diaclasamiento inclinados 60° en dirección noreste. La mineralización expuesta por el laboreo se restringe a la zona de contacto gneis-caliza y a las zonas de fracturas y diaclasas de tensión.

Morfología

Los minerales de cobre se encuentran en concentraciones diseminadas y discontinuas de formas complejas a triextendidas que no superan el metro de espesor y que se desarrollan principalmente en los gneises. También se manifiestan en venillas y lentes de potencia inferior a los 50 cm asociados al skarn. Los minerales oxidados de cobre se localizan además como relleno de diaclasas y fracturas con un espesor menor a los 2 centímetros.

Alteración hidrotermal

Se vincula con la formación del skarn a partir de la introducción en el sistema químico gneis-caliza dolomítica de sílice, alúmina, hierro, manganeso y potasio junto a otros elementos tales como Cu, Zn, Cd, As, Ni y Ti, y con la redistribución del Mg, Ca, Ba, P y Sr aportados por los gneises, anfibolitas y calizas dolomíticas aledaños al skarn. El proceso de metasomatismo y recristalización determinó la formación de una mineralogía propia (ver punto 4.d.) indicadora de variaciones en el gradiente térmico, así como también la presencia de fases hidratadas.

Mineralogía

Se identificaron bornita, calcopirita, calcosina, covelina y pirita diseminados en granos allotriomorfos de tamaño fino a mediano, junto a escasas chispas de oro y de magnetita e ilmenita en individuos menores a los 50µm y en intercrecimientos laminares.

Los minerales secundarios están representados por malaquita, azurita, hematita, goethita y limonitas asociadas a mecanismos de relleno y de reemplazo principalmente de los sulfuros y óxidos primarios.

Los minerales de ganga están definidos por epidoto, grosularia, carbonatos, cuarzo, olivina, diópsido, hornblenda, actinolita, clorita, serpentina, apatita, biotita, flogopita, sillimanita y feldespatos.

DISTRITO CAÑADA DE ALVAREZ

CANTERAS OÑATE, MAERO, ACHALAY, LAS MARTAS, PALACIOS Y HERNÁNDEZ

Litología

La mineralización de cobre se alberga en un potente paquete dolomítico-calizo muy uniforme que tienen un desarrollo de 3.500 m y un ancho máximo de 600 m en la dirección noroeste-sureste. Las rocas primarias fueron predominantemente dolomitas y calizas magnesianas con niveles que marcan un alto contenido silíceo y alumínico. La paragénesis con calcita, dolomita, forsterita, flogopita, espinelo verde y tremolita las ubica en la facies de anfibolita del metamorfismo regional. Dentro del cuerpo de dolomías y calizas metamórficas se encuentran finos niveles aplíticos granatíferos con minerales opacos diseminados y estratos cuarzo feldespáticos con textura granoblástica mediana que no exceden los 0,40 m de espesor, integrados por microclino, cuarzo, biotita y sillimanita.

Estructura

Las metamorfitas forman un pilar tectónico que se hunde hacia el sudeste, flanqueado por fallas longitudinales inversas de carácter compresivo. Las dolomías y calizas cristalinas con tendencia homoclinal y buzamiento general hacia el este registran pliegues con rumbo N30° a 25°O y flexuras, presentando en los sectores norte y centro conspicuos niveles interestratificados de sulfuros de cobre con estructura crenulada (Figs. 2C y D) y que fue interpretada por Brodtkorb *et al.* (1981) como de origen algal. Los paquetes de roca carbonática están limitados en su base por un fino estrato cuarzo-feldespato micáceo y poseen una zonación típica que grada desde su base hasta su techo a través de variedades de color blanco, verde limón, rosado y gris.

Morfología

La mineralización de cobre es del tipo estratiforme y aparece siempre en la parte superior del paquete de calizas dolomíticas verde limón asociada a la variedad gris. La capa de sulfuros tiene un espesor variable entre algunos milímetros y 6 cm, presentándose con repetición de hasta cuatro ciclos y con alternancia de finos bancos calcáreos, alcanzando el conjunto entre 5 y 50 cm de espesor (figura 2C).

Mineralogía

La calcosina rómbica es el mineral predominante y está acompañada en muy escasa proporción por calcopirita, bornita, neodigenita, covelina, wittichenita, plata y oro. La calcosina se encuentra con textura kamacítica ocupando los espacios interminerales de la dolomita o incluida en el carbonato y /o en serpentina. Los restantes minerales se ubican como inclusiones redondeadas menores a los 20 µ, con excepción del oro que rara vez supera los 6 micrones.

Entre los minerales oxidados de cobre se destacan malaquita, pseudomalaquita, carnotita y dioptasa asociados a las capas de sulfuros y a diaclasas, además de limonita que ocupa clivajes rómbicos en la calcosina y en los bordes de los granos.

Como minerales de ganga se encuentran dolomita, calcita, diópsido, forsterita, flogopita, tremolita y serpentina.

Estudios geoquímicos

Los análisis químicos realizados indican para la caliza dolomítica blanca regional contenidos promedios en Cu

(154 ppm); Au (7 ppb); Ag (<0,4 ppm); As (<0,5 ppm); Se (< 5 ppm); Th y U (< 0,5 ppm); Cr (<5 ppm); La (<1 ppm) y Ba (< 50 ppm) que junto a los hallados en los elementos del grupo de las tierras raras permiten suscribir para los materiales carbonáticos un carácter sedimentario, afín con el hallado en ambientes marinos poco profundos. A diferencia de ello, los niveles portadores de mineralización cuprífera poseen además de un mayor contenido en Cu (cercanos a 14.000 ppm); Au (791 ppb) y Ag (4,5 ppm), notorios incrementos en As (4,6 ppm); Se (5 ppm); Th (2,1 ppm); U (2,4 ppm); Cr (7 ppm); La (26 ppm) y Ba (130 ppm); que los diferencian de los tenores hallados en la variedad blanca dominante en la región.

DISTRITO ATOS PAMPA

CANTERA CERRO AZUL

Litología

La roca de caja de la mineralizacón cuprífera corresponde a las calizas dolomíticas que afloran en el Cerro Azul. Estas rocas tienen grano mediano a fino y se extienden aproximadamente unos 250 m en la dirección N20°O para alcanzar un espesor de 70 metros. Se intercalan en concordancia en el gneis cuarzoso-tonalítico de la comarca y presentan niveles de anfibolitas cuyas potencias varian entre 1 y 4 metros. En los mármoles se destacan filones y venas cuarzo turmalínicas con epidoto y sectores de forma irregular definidos por la presencia de megacristales y microcristales diseminados de epidoto, feldespato y turmalina que determinan la yacencia de niveles de skarn. La caliza dolomítica presenta una zonación definida desde la base hacia su techo por variedades de color blanco, azul-verdoso, verde limón, gris, rosada, gris y blanca. Las de color blanco y azul son dominantes, adquiriendo la variedad azul una tonalidad intensa en los núcleo de las estructuras plegadas y flexuradas. En los frentes de cantera es frecuente observar además megacristales de hasta 10 cm de yeso azul con textura en cola de pescado, similares a los descriptos para el yacimiento Lockport (EEUU), aunque también se encuentra en diaclasas y en agregados intergranulares junto a los carbonatos.

Estructura

La información obtenida hasta el presente es escasa, pese a lo cual se puede señalar que el cuerpo de caliza dolomítica de rumbo nornoroeste-sursureste forma una estructura homoclinal que inclina entre 75° y 85° al NE y presenta una intensa deformación dúctil orientada en la dirección D_2 con flexuramientos menores. Las calizas dolomíticas afloran además en un área caracterizada por un intenso fracturamiento que se correlaciona con la manifestación norte del fallamiento prefamatiniano descripto para el bloque de Cañada de Alvarez.

Morfología

Los minerales de cobre forman un pseudoestrato aproximadamente continuo de unos 20 cm de espesor que se asocia al nivel de caliza dolomítica gris ubicado hacia el techo de los bancos y definen un depósito integrado por finas capas calcáreas con sulfuros diseminados que a veces adquieren aspecto crenulado, alternantes con bandas de caliza gris a blanca. Cada unidad portadora de cobre rara vez supera los 8 mm de espesor y su repetición puede alcanzar hasta 5 ciclos.

Alteración Hidrotermal

Los niveles pseudoestratificados portadores de sulfuros de cobre en las calizas cristalinas no presentan elementos diagnósticos relacionables con una alteración hidrotermal. No obstante ello la participación de epidoto, turmalina, cuarzo, feldespato y micas en sectores asociados con fracturamiento y en el contacto gneis-caliza magnesiana y anfibolita-caliza magnesiana se atribuyen a la circulación de fluidos hidrotermales póstumos con la consiguiente formación de un skarn.

Mineralogía

La calcosina rómbica es el mineral dominante y ocupa una posición intergranular. Está acompañada por neodigenita y covelina en textura kamacítica y por magnetita e ilmenita en agregados menores a los 5 mm que se localizan también en individuos aislados diseminados. Con frecuencia aunque con tamaño menor a los 5µm se observa pirrotina ocupando posiciones intergranulares con escasas chispas de oro.

Se destaca la presencia de limonita, malaquita y azurita junto a una abundante participación de yeso.

Los minerales de ganga son calcita, dolomita, forsterita, diópsido, serpentina, flogopita, epidoto e iddingsita.

Estudios geoquímicos

Los rasgos químicos presentados por los niveles portadores de cobre son comunes a los descriptos para el distrito Cañada de Alvarez, destacándose sólo en este depósito un mayor contenido de hierro asociado a los niveles mineralizados. Asimismo la variedad de caliza dolomítica azul que origina el nombre del cerro homónimo, refleja un alto contenido en Si (18%); Al (0,15%); Na y P (0,14%); As (>2ppm); Th (1,8 ppm) y Zn (> 55 ppm), que contrastan con los valores obtenidos para la variedad blanca local y regional.

MODELO GENÉTICO

Las manifestaciones del Cerro Azul se correlacionan desde un punto de vista mineralógico, textural, litológico, estructural y geoquímico con las manifestaciones cupríferas

del distrito Cañada de Alvarez. A este respecto las evidencias halladas permiten sustentar un origen común para el cobre, concentrado por la absorción de matas algales a partir de una sedimentación química y vinculado también con depositaciones arcillo-silíceas dentro de las calizas dolomíticas bajo condiciones reductoras en un ambiente de tipo sabkha desarrollado en una cuenca marina restringida ó costera (Brodtkorb *et al.*, 1981 y Mutti *et al.*, 1998). Asimismo los contenidos en elementos tales como La, Si, Al y Na junto a los valores hallados en S, P, As, Th y Zn sugieren para el distrito Cerro Azul una posición distal ó de cuenca marina menos profunda con relación a la posición ocupada por las calizas dolomíticas del distrito Cañada de Alvarez, en donde se registran los mayores espesores de la secuencia carbonática. Sin embargo la participación en los distritos de metabasaltos toleíticos de tipo MORB y de arco (figura 1) junto a los finos niveles de probable filiación volcanoclástica interestratificados en la secuencia carbonática, permitirían sustentar para estos depósitos una hipótesis de carácter sedimentario-exhalitivo (SEDEX). Esta propuesta estaría además avalada por el campo que surge de la correlación Cu-Zn-Pb (figura 3), pese a que hasta el presente tampoco se descarta una posible filiación con depósitos de tipo Zambia.

La acción metamórfica-hidrotermal sobreimpuesta en la región (ciclo Famatiniano) favoreció la formación de los skarns presentes en las zonas de fractura y contactos litológicos y generó una redistribución parcial de los elementos. A este último proceso también se asocia la escasa mineralización cuprífera hallada en la mina Fátima, cuyo origen se atribuye a la acción de aguas hidrotermales de probable filiación magmática-meteórica.

Pb - Zn (Ag, Cu ± Au) EN CALIZAS

INTRODUCCIÓN

Los principales yacimientos económicos de plomo de la provincia de Córdoba se ubican en los norteños departamentos Cruz del Eje y Minas (ver Capítulo correspondiente a distritos La Argentina y El Guaico), pese a lo cual la explotación plumbífera del distrito Atos Pampa (departamento Calamuchita), con las minas General San Martín, Benito Juarez, Director Pueyrredón y Abraham Lincoln, generó un importante polo de desarrollo en la región centro-sur de la provincia durante el período 1934-1955.

Ubicación

Las minas del distrito Atos Pampa se encuentran a unos 2 km al este-sudeste de la localidad de Atos Pampa, en el departamento Calamuchita (figura 1).

Leyes, reservas y producciones

Las labores existentes se realizaron con el objeto de extraer la mayor cantidad posible de mineral sin haberse efectuado trabajos de exploración detallados para localizar reservas. A pesar de ello a partir del muestreo de mineral realizado en cancha y en las labores, Müller (1948) y Lapidus y Arnolds (1952) presentan información referida a leyes y potencia que se sintetizan en la tabla 1. Asimismo estos últimos autores establecen un cálculo de reservas de 175.052 t de material en cancha, con un contenido de 35.633 t de Pb y 7.956 t de Zn, reportando la existencia de unas 50 t de mineral extraído y seleccionado de alta calidad. Los datos obtenidos por los autores de este capítulo a partir del análisis químicos sobre dos muestra de mena recolectadas en cancha de mina indican los siguientes contenidos en elementos metálicos: 2,28 % de Pb; 2,92 % de Cu; 1,27 % de Zn; 60,10 g/t de Ag; 140 ppm de Sb; 16 ppm de As; 5 ppm en Hg; 56 ppb de Au y <0,01 % de Cd.

Sistema de explotación

La rudimentaria extracción del mineral se efectuó mediante la confección de chiflones y galerías, dejando pilares y espacios rellenos para evitar desmoronamientos. El material extraído era acopiado en cancha luego de una primera selección manual, efectuándose con posterioridad a su venta una segunda selección también de tipo manual.

HISTORIA DEL DISTRITO

Los primeros registros de las manifestaciones del distrito Atos Pampa datan del año 1934 y corresponden a denuncios realizados por el hallazgo de cuarzo aurífero. El distrito comprende cuatro pertenencias con un campamento minero actualmente desmontado y numerosas labores de exploración consistentes en rajos a cielo abierto, trincheras y socavones que suman en totalidad unos 50 m, además de 87 m de avance entre chiflones y piques. La información editada indica que Müller (1948) confeccionó un informe para el Banco de Crédito Industrial Argentino y Lapidus y Arnolds (1952) realizaron un informe de detalle para la Dirección Nacional de Minería en virtud de una solicitud de la Compañía Minera Atos Pampa. Con posterioridad Lapidus y Fernández Lima (1953) incluyeron una síntesis acerca de las características del distrito en el informe referido a los yacimientos plumbozincíferos de las provincias de Córdoba y San Luis. Se destaca además que esta información fue consignada por Angelelli (1950) y Angelelli *et al.* (1970). Finalmente Mutti y Di Marco (1996) y Mutti *et al.* (1998) presentaron nuevas propuestas metalogenéticas a partir de determinaciones mineralógicas y evidencias litogeoquímicas de los yacimientos y su comarca de influencia.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos se encuentran en el macizo migmático de Atos Pampa (Gordillo y Lencinas, 1979) conformado por fajas meridianas a submeridianas de gneises de grado medio a alto con predominio de rocas atribuibles a la facies de anfibolita (zona de estaurolita-cianita y silimanita) junto a escasos afloramientos de granulitas hipersténicas hornblén-

dicas, kinzigitas y migmatitas cordieríticas (Bonalumi y Gigena, 1987; Martino *et al.*, 1994 y 1995).

Asociado al máximo térmico metamórfico de la región se identificaron episodios compresivos que generaron una fase de deformación principal orientada en dirección nornoroeste a noroeste (fase D_2 de Dalla Salda, 1984) y fajas de cizalla, corrimiento y emplazamiento de domos dúctiles de migmatitas (Dalla Salda *et al.*, 1993).

Los estudios geoquímicos efectuados hasta la fecha (Mutti y Di Marco, 1995 y 1998) avalan para los gneises y esquistos de la región un protolito de carácter sedimentario predominante homologable a subgrauvacas y pelitas precámbricas, junto con aislados litotipos de filiación ígnea calcoalcalina (figura1). Por otra parte la geoquímica de las anfibolitas de la región señala una afinidad con toleítas de retroarco, hallándose algunos términos de basaltos toleíticos y calcoalcalinos de arco, mientras que los metagabros de la comarca tienen una definida correlación con rocas de la serie calcoalcalina de arco principalmente (Mutti, 1998).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

DISTRITO ATOS PAMPA

MINAS GENERAL SAN MARTÍN, BENITO JUAREZ, DIRECTOR PUEYRREDÓN Y ABRAHAM LINCOLN

Litología

Las rocas asociadas a los depósitos integran una secuencia metamórfica que grada desde un gneis cuarzo feldespático en el oeste, a través de gneises cuarzo feldespato micáceos con intercalaciones de esquistos cuarzosos y biotíticos, rocas carbonáticas y calcosilicáticas, anfibolitas y filones cuarzosos y cuarzo turmalínicos en los aledaños a los depósitos, culminando con un gneis cuarzo feldespato-K en el sector oriental (Mutti y Di Marco, 1996). La mineralización se aloja principalmente controlada por el contacto roca carbonática (mármol)-esquisto cuarzo micáceo y ocasionalmente anfibolita, aunque en los gneises circundantes se observa escasa mineralización de sulfuros diseminados.

Estructura

La región de los depósitos se halla en una zona compleja de intersección de antiguas fracturas de rumbos noreste-suroeste a nornoroeste-sursureste y este-oeste, en donde la fracturación submeridiana relacionada con diques y filones cuarzo feldespáticos pone en contacto mediante cizallamiento al gneis migmático de alto grado con los gneises de grado medio asociados con la mineralización. Las lentes mineralizadas son concordantes a subconcordantes con la esquistosidad y foliación regional y se disponen con rumbo N10°O a N20°E e inclinación entre 40° y 60° en dirección este.

Procedencia	Ancho (m) (%)	Ley de Pb (%)	Ley de Zn (g/t)	Ley de Ag (g/t)	Ley de Au (g/t)
Mineral Cancha 1	-	17,01	4,90	34	-
Mineral Cancha 2	-	23,43	4,22	78	-
Mineral Cancha 3	-	33,60	4,60	260	vestigio
Muestra seleccionada	-	71,41	0,38	1.000	vestigio
Labor Nº 6	-	25,30	2,10	110	4
Labor Nº 3 - galería	0,49	48,29	1,35	159	3
Labor Nº 3 - chiflón S	0,70	29,72	vestigio	72	-
Labor Nº 3 - chiflón N	0,51	19,98	10,71	76	-
Labor Nº2 - chiflón	0,55	15,71	9,72	35	-

Tabla 1. Leyes y potencias de mineralizaciones del distrito Atos Pampa.

Morfología

La mineralización es del tipo estratoligado y los depósitos San Martín, Benito Juarez, Director Pueyrredón y Abraham Lincoln integran un conjunto de lentes con corridas variables entre 3 y 10 m y potencias que oscilan entre 0,60 y 1,20 metros. Se distinguen dos tipos de mena: una masiva en roca de caja carbonática y calcosilicática y otra brechosa en el contacto roca carbonática-esquisto con presencia de sulfuros en textura diseminada a masiva. A diferencia de ellas los gneises, esquistos y anfibolitas aledaños están pobremente mineralizados con escasa blenda, pirita y calcopirita diseminada.

Alteración hidrotermal

Las rocas de caja carbonáticas, esquistos, gneises y anfibolitas muestran en torno al yacimiento un intenso y progresivo nivel de alteración definido por el desarrollo de una zonación concéntrica caracterizada por el aumento en el porcentaje de biotita, clorita, sericita, arcillas y óxidos e hidróxidos de hierro hacia la mineralización. Esta transformación está acompañada por una conspicua silicificación, skarnificación y dolomitización de los niveles carbonáticos, por una retrogradación de la hornblenda a tremolita-actinolita y por la presencia de escasa antofilita en las anfibolitas junto a venillas concordantes de cuarzo y caolín. A este respecto Mutti y Di Marco (1996) presentan evidencias que suscriben la alteración hidrotermal observada en el distrito con la hallada en zonas del piso de los depósitos volcanogénicos.

Mineralogía

Los minerales secundarios o supergénicos están representados por escasa covelina y calcosina junto con abun-

dante limonita, hematita, goethita, malaquita, azurita y cerusita.

Los minerales de ganga corresponden al cuarzo con texturas de relleno y de reemplazo en tamaño de grano variable desde grueso a fino junto con carbonatos y yeso que desarrollan megacristales de hasta 2 centímetros.

Estudios geoquímicos

Los aportes efectuados por Mutti y Di Marco (1996) tendientes a caracterizar contenidos metálicos, protolitos y alteración de las rocas asociadas al distrito demuestran un enriquecimiento progresivo y variable en MgO, Al_2O_3, FeOT, K_2O, Ba, Sr, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cd, Au, As, Sb, Mo, Pb y Zn, desde los litotipos regionales hasta los niveles mineralizados, homologable al descripto en yacimientos de metales base vinculados a vulcanismo como los de Saxberget (Suecia) y Bleida (Polonia) entre otros.

MODELO GENÉTICO

Las primeras interpretaciones elaboradas por Müller (1948), Arnolds y Lapidus (1952) y Lapidus y Fernández Lima (1953) asignaron a la mineralización del distrito una edad Precámbrica y la identificaron como delgadas guías de carácter vetiforme producidas por el ascenso de soluciones mesotermales a través de planos de falla y diaclasas. Estas soluciones hidrotermales derivadas de intrusiones magmáticas habrían ocasionado un reemplazo selectivo en las calizas con la consecuente generación de potentes vetas de galena. Más recientemente Mutti y Di Marco (1996) y Mutti *et al.* (1998) sobre bases texturales, mineralógicas y litogeoquímicas consignaron para la mineralización un origen premetamórfico y pretectónico con relación al máximo térmico (M_2) y deformacional (D_2), atribuidos al ciclo Pampeano y establecieron su filiación con yacimientos de tipo SEDEX, vinculándolos con la actividad volcano-sedimentaria que afectó a la región. Esta actividad hidrotermal exhalativa que en su zona proximal generó los depósitos de Cu-Fe en anfibolitas de tipo VMS en un ambiente de cuenca de retroarco y en un antiguo margen continental (figura 3), estaría asociada principalmente a la participación de agua de mar junto a fluídos juveniles derivados de plumas de manto. Procesos póstumos de removilización y recristalización en condiciones metamórficas y/o tectónicas modificaron los caracteres primarios de los depósitos y determinaron su actual configuración.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. 1 Yacimientos Metalíferos. *Museo Bernardino Rivadavia, Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Geológicas, Ciencias Geológicas,* 2. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1983. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires,* 1. Buenos Aires.

Angelelli, V., J. C. Fernández Lima, A. Herrera y L. Aristarain, 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 15, 184 pp. Buenos Aires.

Ayala, R. y A. Karlsson, 1990. Estudio calcográfico de la mena cuprífera de "El Tío", Córdoba, Argentina. *1º Congreso Uruguayo de Geología, Actas,* 1: 145-148.

Ayala, R., A. Karlsson y C. Goncalvez, 1997. Presencia de oro en el yacimiento "Tío", Provincia de Córdoba, República Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 837-841.

Bianchi, A., 1974a. *Informe del estudio del yacimiento La Estrella de minerales de cobre, Pedanía Cañada de Alvarez, Departamento Calamuchita.* Dirección Provincial de Minería, Carpeta 19/580, inédito. Córdoba.

Bianchi, A., 1974b. Estudio Geológico-Minero del yacimiento cuprífero "Rita", Calmayo, Córdoba. *Asociación Geológica de Córdoba, Boletín,* 2 (3-4): 122-130, Córdoba.

Cayo, R., 1951. *Estudio Geológico-Minero del Distrito Cuprífero del Departamento Calamuchita en la Provincia de Córdoba*. Universidad Nacional de La Plata, tesis doctoral 175, 70 pp., inédito. La Plata.

Dalla Salda, L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39: 38-51.

Bonalumi, A. y A. Gigena, 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento Calamuchita, Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 : 73-81.

Brodtkorb, M. K., N. Hillar y S. Ametrano, 1981. Manifestaciones de cobre presentes en canteras de caliza de la Cañada de Alvarez, Provincia de Córdoba. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 851-861, Argentina.

Dalla Salda, L , R. Varela y C. Cingolani, 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el Orógeno Famatiniano. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 358-360. Mendoza.

D'Aloia, M. y A. Bianchi, 1971. Las intrusiones y la tectónica de la Sierra Chica del Sud de Córdoba y sus probables relaciones con las manifestaciones de minerales metalíferos. *Asociación Geológica de Córdoba, Boletín,* 1: 21-32. Córdoba.

Dawson, L., 1965. *Estudio preliminar sobre las manifestaciones de cobre "Fátima" en José de la Quintana, Pedanía San Isidro, Departamento Santa Rosa, Provincia de Córdoba.* Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 607, inédito. Buenos Aires.

Di Marco, A. y D. Mutti, 1991. *Mina Tío en la Provincia de Córdoba: Aspectos geoquímicos y ambiente de formación.* Instituto de Recursos Minerales (UNLP), Publicación N° 2: 91-98. La Plata.

Di Marco, A. y D. Mutti, 1992. Asociación Cu-Fe-Ti en el Depósito Estrella Gaucha en la Pcia. de Córdoba. *4º Congreso Nacional y 1º Latinoamericano de Geología Económica, Actas*: 51-57. Córdoba.

Di Marco, A. y D. Mutti, 1994 a. Carrolita, mineral de Co y Cu asociado a paragénesis de Cu-Fe-Ti en el yacimiento Tío, Provincia de Córdoba. *Instituto de Recursos Minerales (UNLP), Publicación,* 3: 663-666, La Plata.

Di Marco, A. y D. Mutti, 1994b. Carrolita. En "Las Especies Minerales de la República Argentina", Milka Brodtkorb (Ed). *Instituto de Recursos Minerales (UNLP), Publicación,* 12. La Plata.

Di Marco A. y D. Mutti, 1995. Los depósitos de Cu-Fe en anfibolitas de la Sierra Sur de Córdoba, Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 174-180. San Juan.

Di Marco, A. y D. Mutti, 1996. Los depósitos de Cu-Fe en anfibolitas de la Sierra de Cunuputo, Córdoba. *Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 5: 311-316. La Plata.

Gamble, J. y I. Wright, 1995. The southern Havre trough : Geological sructure and magma petrogenesis of an active backarc rift complex. En *Backarc Basins tectonics and magmatism,* Taylor (Ed), pp. 29-62. New York and London.

Gordillo, C. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 2: 577-650. Córdoba.

Kraemer, P., M. Escayola y J. Sfragulla, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. (30° 40'-32° 40'), Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 : 47-59.

Kull, V. y E. Methol, 1979. Descripción geológica de la Hoja 21 i, Alta Gracia. *Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería, Boletín,* 165. Buenos Aires.

Lapidus A. y A. Arnolds, 1952. *Informe sobre las minas General San Martín, Director Pueyrredón y Benito Juárez (Atos Pampa), Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba.* Dirección Nacional de Minería, Carpeta 226, inédita, Buenos Aires.

Lyons, P., P. Stuart-Smith y R. Skirrow, 1997. Informe geológico y metalogenético de las Sierras Septentrionales de Córdoba, Provincia de Córdoba. Proyecto de Cooperación Argentino - Australiano, Mapa Geocientífico de las Sierras Pampeanas, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.

Márquez, A. y A. Casanello, 1948. Estadística Minera de la República Argentina, año 1944. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación,* 136. Buenos Aires.

Martino, R., M. Escayola y A. Saal, 1994. Estructura del cuerpo de kinzigita del Río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49: 3-10.

Martino, R., P. Kraemer, M. Escayola, M. Giambastiani y M. Arnosio, 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32°S. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50: 60-77.

Massabie, A., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37 :153-173.

Muller, R.,1948. *Informe sobre las minas San Martín, Abraham Lincoln, Director Pueyrredón y Benito Juárez, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba.* Banco de Crédito Industrial Argentino, inédito. Buenos Aires.

Mutti, D., 1998. Rocas de arco en el Distrito San Lorenzo, Provincia de Córdoba. *4º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Máficas y Ultramáficas,* Bahía Blanca, en prensa.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1995. Interpretación del basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina, a partir de correlaciones litogeoquímicas. *1º Encuentro de Geología del Cono Sur, Actas:* 181-184, Brasil.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1996. Los depósitos de Pb-Zn (Cu-Ag) del Distrito Atos Pampa, Provincia de Córdoba. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 101-115, Buenos Aires.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1998. Discriminación litogeoquímica entre ambientes de arco y de retroarco en el centro y el sur de las Sierras de Córdoba, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología,* Buenos Aires, en prensa.

Mutti, D., A. Di Marco y S. Fernández, 1997. Neoproterozoic metallogenesis of the central-south Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentine. Mineral Deposits: Research and Exploration, Papunen (Ed), 863-866, Rotterdam.

Mutti, D., A. Di Marco y S. Fernández, 1998. Ore deposits in the Neoproterozoic arc-backarc system of the central-south Sierras de Córdoba, Argentina. *6º Congreso Nacional de Geología Económica,* Buenos Aires, en prensa.

Pastore, F. y E. Methol, 1953. Descripción geológica de la Hoja 19 i, Capilla del Monte, Córdoba. *Dirección Nacional de Minería, Boletín,* 79. Buenos Aires.

Pautassi, C., 1987. Minas Tío y Tacurú. Descripción de yacimientos cupríferos lixiviados. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 201-204. San Miguel de Tucumán.

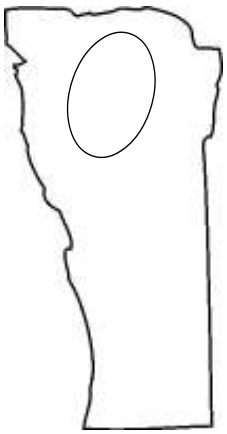
Quiroga, P., 1949. *Yacimientos de corindón, manifestaciones de molibdeno en la Sierra de Comechingones y mina Las Cuevas, Provincia de Córdoba.* Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito. Buenos Aires.

Rapela, C., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37: 313-330.

Rapela, C. y R. Pankhurst, 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba preFamatinian subduction ? and crustal melting. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5 : 491, Buenos Aires.

Soto, A., 1953. *Informe geológico minero preliminar sobre las Minas Aída, Aída Rosa y 25 de Mayo, Departamentos Santa María y Calamuchita, Provincia de Córdoba.* Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K. de y A. Ortiz Suarez, 1999. Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 227-231, Buenos Aires.



AMBIENTE GEOLÓGICO DE FORMACIÓN DE LOS YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO DE SAN LUIS

Milka K. de Brodtkorb[1] y Ariel Ortiz Suarez[2]

INTRODUCCIÓN GEOLÓGICA

Se da aquí una síntesis geológica para poder ubicar con un mejor conocimiento global los yacimientos que se localizan en esta sierra.

La Sierra de San Luis está conformada por un complejo igneo-metamórfico en los que se presentan rocas de bajo, medio y alto grado metamórfico intruídos por diferentes granitoides y rocas básicas y ultrabásicas, cuyas edades se encuentran entre el Proterozoico superior y el Paleozoico medio (figura 1).

Kilmurray y Dalla Salda (1977), Gordillo y Lencinas (1979) y Kilmurray y Villar (1981) realizaron los primeros bosquejos de la sierra y definieron tres épocas de eventos igneo- metamórficos que fueron denominados Ciclo Pampeano, Ciclo Famatiniano y Ciclo Gondwánico con las correspondientes manifestaciones ígneas G1, G2 y G3.

En la última década se agregaron numerosos estudios que permiten el mejor conocimiento de esta sierra. Los trabajos de Prozzi y Ramos (1988), Ortiz Suarez y Ramos (1990) , Ortiz Suarez *et al.* (1992), Fernandez *et al,*. (1991), von Gosen y Prozzi (1996), Hauzenberger *et al.* (1998) entre otros definieron aspectos de las rocas metamórficas y su estructura. Brodtkorb *et al.* (1984) estudiaron las metavolcanitas presentes en las fajas de bajo metamorfismo que Söllner *et al.* (1998) dataran en 529 ± 12 Ma. Llambías *et al.* (1991, 1996), Varela *et al.* (1994), Sato (1993), Sato *et al. (*1996), caracterizaron las intrusiones ígneas del ciclo Famatiniano. La faja de rocas básicas y ultrabásicas y sus mineralizaciones fue estudiada por Gonzalez Bonorino (1991), Brogioni (1991, 1993), Malvicini y Brogioni (1992), Gervilla *et al.,*1993, Bjerg *et al.* (1997). La geología de los yacimientos wolframíferos fue investigada por Brodtkorb y Brodtkorb (1975, 1979), Brodtkorb y Pezzutti (1991), Brodtkorb *et al.* (1982, 1984, 1985, 1995), Fernández *et al*. (1991), Clayton (1971), Llambías y Malvicini (1982), Leverato y Malvicini (1982), Malvicini *et al.* (1991), Sabalúa *et al.* (1981), Delakowitz (1987) y Hack (1987) además de otros trabajos y numerosos informes inéditos.

El conocimiento actual de la Sierra de San Luis permite decir que existe un ciclo Pampeano de probable edad proterozoica superior-cámbrica inferior (600- 530 Ma) y un ciclo Famatiniano de edad cámbrica media-devónica superior (510- 360 Ma). Recientemente Sims *et al.* (1997) consideran un ciclo Achavaliánico, que podría corresponderse con la fase chánica que vincula la acreción de Chilenia al márgen protogondwánico.

Sims *et al*. (1997) han denominado a las rocas de alto grado metamórfico ubicados en el sector oriental, Complejo Metamórfico Conlara, que se localiza en el valle de Conlara entre La Sierra de Comechingones y la zona de cizalla Río Guzmán, y a las del sector occidental, Complejo Metamórfico Nogolí ubicado al oeste y noroeste de Pancante; están formados por gneises y migmatitas. Las rocas de bajo grado metamórfico fueron denominadas Formación San Luis por Prozzi y Ramos (1988) y corresponden a filitas, metarenitas, metavaques, metaconglomerados y metavolcanitas, que se hallan en dos franjas de rumbo norte-sur (figura 1). Las metavolcanitas se presentan en bancos de pocos metros de espesor y varios cientos de metros de largo y son de composición riolítica a dacítica. Las rocas de grado metamórfico medio se encuentran en varias partes de la sierra, en especial bordeando las zonas de bajo metamorfismo. A la

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires. Universidad Nacional de San Luis.*

[2] *Universidad Nacional de San Luis.*

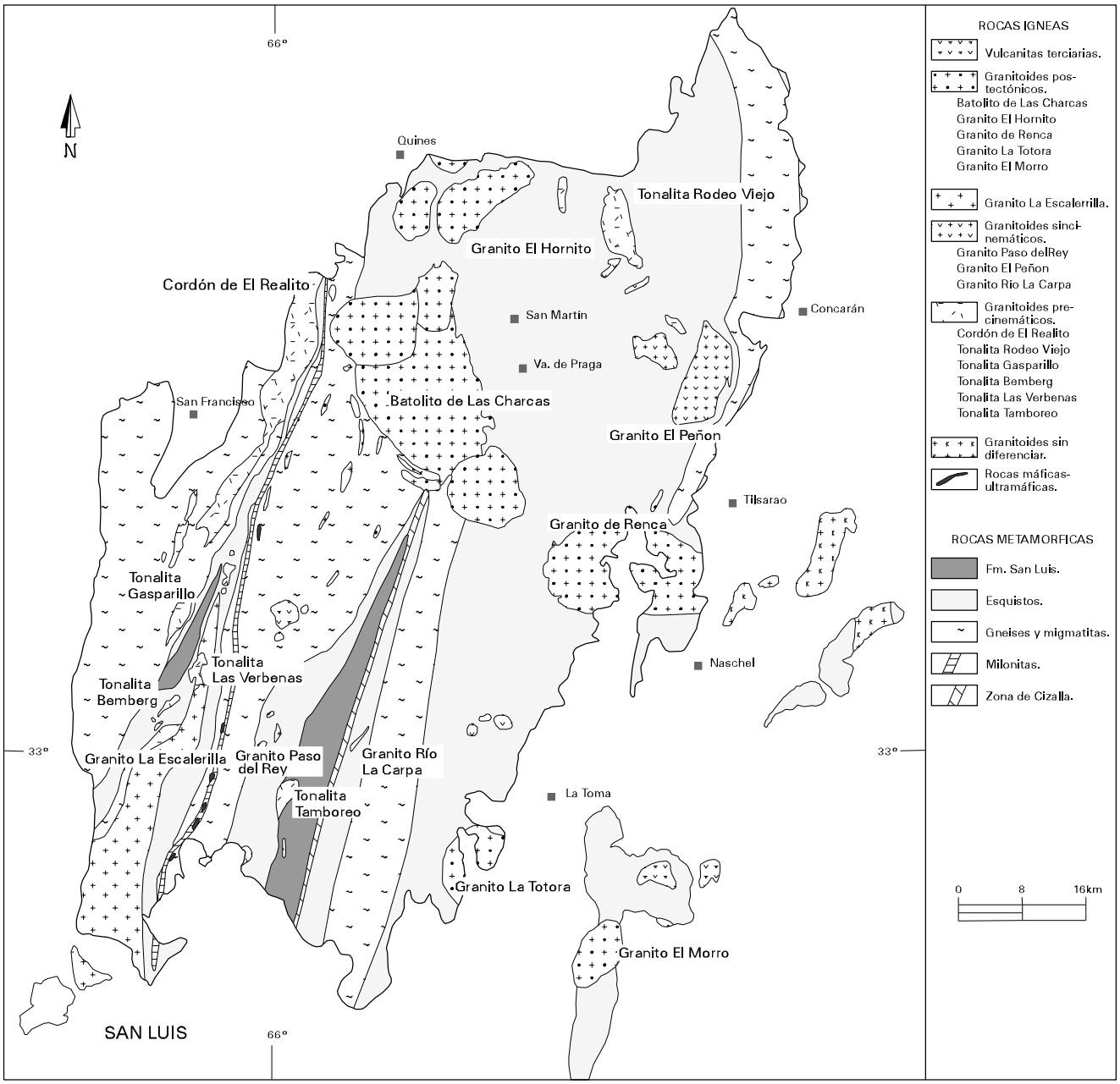


Figura 1. Bosquejo geológico de la Sierra de San Luis.

zona comprendida entre la Formación San Luis y el granito de La Escalerilla la denominan Formación Pringles.

El este de la sierra, dentro del Complejo Metamórfico Conlara se encuentra una faja de ortoanfibolitas asociadas a rocas calcosilicáticas que se extiende con interrupciones desde la Sierra del Morro y de Los Morrillos, pasando por el dique San Felipe hasta Villa de Praga, reapareciendo en Córdoba en la Sierra de Altautina, y más al norte en Ambul, Agua de Ramón, Capilla del Monte y Cosquín.

La interpretación de los diversos grados metamórficos originan fundamentalmente dos modelos desde una única secuencia sedimentaria con apretadas variaciones metamórficas y la sobreposición de niveles profundos con superficiales, a un modelo considerando discordancias entre las diferentes unidades.

La primera fase deformacional que se observa en los gneises ha sido atribuida al ciclo Pampeano y se encuentra asociada a un metamorfismo de facies anfibolita. La segunda fase deformacional se reconoce en los gneises, esquistos y filitas, presenta orientación norte-sur a nornoreste-sursuroeste y se atribuye al ciclo Famatiniano y más específicamente a la fase oclóyica. Se asocia a un metamorfismo que va de facies esquistos verdes a la subfacies más altas de la facies anfibolita.

El último evento registrado en el basamento de la región lo representan el desarrollo de zonas de cizalla que afectan a distintas litologías y que probablemente se encuentren asociadas a F3. Esta deformación muestran características de menor temperatura lo que estaría indicando un ascenso regional. La edad mínima de la zona de cizalla de Río Guzmán ha sido determinada en 350-360 Ma por el método Ar/Ar (Camacho e Ireland, en *Sims et al*., 1997).

Las rocas intrusivas fueron clasificadas por Ortiz Suarez *et al.* (1992) en pre-sin y pos-cinemáticas con respecto a la fase oclóyica del Ordovícico. Las intrusiones pre-cinemáticas se encuentran en el valle de Pancanta y en la Pampa del Tamboreo. En Pancanta fueron estudiadas las tonalitas Bemberg (Sanchez *et al*., 1995), Las Verbenas (Sato, 1993) y Gasparillo (Lambías *et al*., 1996b). En las cercanías de Nogolí, Sims *et al*. (1997) describen como pertenecientes a este grupo, a la monzonita Río del Molle. Por otra parte Camacho e Ireland (1997) dataron por el método U/Pb a la tonalita de Las Verbenas en 468±5 Ma y a la tonalita de Pampa del Tamboreo en 470 ±5 Ma. Los intrusivos del Valle de Pancanta son cuerpos de composición variable, si bien la roca predominante es la tonalita, se reconocen términos más básicos (gabros) en Bemeberg, muestran características de intrusiones epizonales afectadas por una deformación posterior desarrollada en condiciones de facies esquistos verdes. Su composición química las ubica en el campo calcoalcalino y pertenecen a un ambiente de arco magmático (Sato *et al*., 1996). La tonalita de Pampa del Tamboreo fue primeramente descripta por Zardini (1966) y es una intrusión oblonga cuyo borde oriental y austral se halla fuertemente tectonizado. Al noroeste de la sierra se han mencionado y descripto rocas semejantes de composición tonalítica en el cordón de El Realito (Brogioni *et al*.,1991). Por otra parte en la zona de Las Aguadas, al noreste de la sierra, se ha estudiado el complejo intrusivo de Rodeo Viejo (Ortiz Suarez, 1996), que de acuerdo a su edad y características podría estar relacionado a este grupo de granitoides (Ortiz Suarez y Ulacco, 1998).

No es clara la ubicación del granito de La Escalerilla que algunos autores han considerado como una intrusión previa a la fase deformacional ordovícica (Ortiz Suarez *et al*., 1992, Sato *et al*., von Gossen y Prozzi, 1996), aunque una edad U/Pb en circón arrojó un valor de 405 ±5 Ma, lo que ha llevado a interpretarlo como asociado a los granitoides devónicos (Sims *et al.,* 1997).

Las intrusiones sin-cinemáticas fueron estudiadas por Llambías *et al.* (1991, 1996a) y se encuentran en las cercanías de Paso del Rey, Cruz de Caña, río de la Carpa, Cerros Largos, La Tapera y Las Aguadas. Son pequeños cuerpos que se encuentran normalmente plegados acompañando la deformación de la caja esquistosa o gneisica. La composición petrográfica varía de leucogranitos, granitos y más escasa tonalitas. La composición química indica una importante componente cortical y un orígen de un ambiente de corteza engrosada (Llambías *et al.,* 1996a). Estas rocas están vinculadas a numerosos diques y filones pegmatíticos que las acompañan. Las dataciones realizadas han dado 454±21 Ma (Rb/Sr en roca total) y entre 372±20 y 391±9 Ma (K/Ar en biotita). Ambas edades han sido interpretadas como edades de enfriamiento (Varela *et al.,* 1993). En las cercanías de Concarán se ha descripto el granito El Peñón (Llaneza, 1997) que por sus características petrográficas y geológicas podría tener similitudes con estos cuerpos.

Las intrusiones pos-cinemáticas, con anterioridad consideradas pertenecientes al ciclo Gondwánico, son de formas redondeadas y se localizan al este y noreste de la sierra. El granito de San José del Morro fue estudiado por Lema (1980) y Quenardelle (1993,1995) y su emplazamiento datado en 380 ± 15 y 365 ± 15 Ma por el método K/Ar en biotitas y anfíboles. El granito de Las Chacras fue investigado por Brogioni (1987, 1991 y 1993) y su edad determinada por el método K/Ar sobre biotitas y anfíboles está comprendida entre 320 y 336 ± 17 Ma mientras que por Rb/Sr es de 317 ± 54 Ma-307 ± 72 millones de años. López de Luchi (1996) estudió el granito de Renca y le asigna una edad equivalente al de Las Chacras Más al norte del batolito de las Chacras se reconocen tres plutones denominados El Hornito, El Telarillo y La Población; estos cuerpos presentan características de los granitoides pos-cinemáticos (Ortiz Suarez *et al*., 1997).

Las rocas básicas y ultrabásicas se localizan en la zona milonítica La Arenilla (Ortiz Suárez *et al.,*1992) en afloramientos discontinuos de 80 km de longitud, asociados a gneises, anfibolitas y migmatitas. Fueron clasificadas como un complejo máfico-ultramáfico diferenciado y están constituídas por dioritas, noritas, piroxenitas, gabros, harzburgitas y dunitas (Brogioni, 1994, Brogioni y Ribot, 1994, Bjerg *et al.,* 1997). Los primeros dos autores interpretan los cuerpos de Las Aguilas, La Melada y La Gruta como cuerpos intruidos en un ambiente de retroarco. Camacho e Ireland (en Sims *et al*., 1997) dataron una segregación félsica del cuerpo de Las Aguilas en 478 ± 6 Ma (U/Pb en circón).

En una franja oestenoroeste-sursureste de aproximadamente 90 km de largo se localizan diferentes cuerpos volcánicos entre La Carolina y la Sierra del Morro cuyas edades corresponden desde el Mioceno superior al Plioceno superior. Se trata de domos independientes o en estructuras en rosario de composición andesítica-traquítica y fases volcaniclásticas que comprenden diferentes brechas y material piroclástico.

Durante el ciclo Andico la sierra fue cortada en bloques por fallas inversas de alto ángulo.

BIBLIOGRAFÍA

Bjerg, E. A., S. Delpino, L.Dimieri, J. Kostadinoff, A. Mogessie, G. Hoinkes, A. Hauzenberger, y A. Felfernig, 1997. Estructura y mineralización del área Las Aguilas-Virorco, San Luis, Argentina. *8° Congreso Geológico Chileno,* 2: 857-861.

Brodtkorb, M. K.de y A. Brodtkorb, 1975. Especulaciones sobre un orígen singenético-sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del nordeste de la provincia de San Luis. *6° Congreso Geológico Argentino.* 3: 37-50.

Brodtkorb, M. K.de , y A. Brodtkorb, 1979. Consideraciones genéticas de la scheelita presente en las metamorfitas de la provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34 (2): 131-140.

Brodtkorb, M. K.de, A. Brodtkorb y S. Ametrano, 1982. Tipología de los yacimientos wolframíferos de la provincia de San Luis. *5° Congreso Latinoamericano de Geología. Actas* 3: 177-185.

Brodtkorb, M. K.de, R. Fernandez, N. Pezzutti,. y S. Ametrano, 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. *3° Biennial SGA Meeting,* Prague. 221- 224.

Brodtkorb, M. K.de y N. Pezzutti, 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En: Brodtkorb, M. K.de (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata,* 1, 169-184.

Brodtkorb, M. K.de, N. Pezzutti y A. Brodtkorb, 1985. La franja con mineralización scheelítica entre el dique La Florida y Paso del Rey, provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40(1-2): 51-59.

Brodtkorb, M. K.de, N. Pezzutti, y L. Dalla Salda, 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. *9° Congreso Geológico Argentino,* 2: 181-190.

Brodtkorb, M. K.de, N. Pezzutti, A. Brodtkorb, y M. Schidlowaki, 1985. Tourmaline- schists and their relationship to precambrian scheelite deposits from the San Luis province, Argentina. *Monograph series on Mineral Deposits* 25: 151-160. Gebrüder Bornträger.

Brogioni, N., 1987. El batolito de Las Chacras- Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. *10° Congreso Geológico Argentino* 4: 115-118.

Brogioni, N., 1991. Característica petrográficas y geoquímica del batolito de las Chacras- Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. *6° Congreso Geológico Chileno,* 766-770.

Brogioni, N., 1993. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis, geocronología Rb/Sr y ambiente tectónico. *12° Congreso Geológico Argentino* y *2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 4: 54-60

Brogioni, N., P. Parrini, y E. Pecchioni, 1994. Magmatismo pre y sin-colisional en el cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno*. II: 962-966.

Brogioni, N. y A. Ribot, 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49(3-4): 269-283.

Clayton, R. 1971. Estudio petrológico de algunos yacimientos de tungsteno en la sierra del Morro y la sierra del Yulto, provincia de San Luis, Argentina. *Universidad Técnica del Estado. Contribución Ciencia y Técnica 2,* Santiago, Chile.

Delakowitz, B. 1987. Geologisch-geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframvorkommen in der Sierra del Morro Oeste, Provinz San Luis, Argentinien. *Tesis doctoral. Universidad de Munich.* Alemania, 199 pp.

Fernandez, R., N. Pezzutti, y M. K. de Brodtkorb, 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo-Paso del Rey-Santo Domingo, provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M.K.de (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata,* 1, 153-170

Gervilla, F. , P.Fenoll Hach-Ali,, R.Acevedo, R.Carillo y J.C.Sabalúa, 1994. Minerales de Pd, Pt, y Au del yacimiento de Ni-Cu de Las Aguilas, provincia de San Luis. *2° Jornadas de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de rocas ultrabásicas.*517-521.

González Bonorino, F. , 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 16: 61-106.

Gordillo, C. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias.* Córdoba.

Hack, M., 1987. Geologisch-geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframlagerstätten in der Pampa del Tamboreo, Provinz San Luis, Argentinien. *Tesis doctoral. Universidad de Munich,* Alemania. 106 pp.

Hautzenberger, Ch., A. Mogessi, G. Hoinkes, A. Felfernig, E. Bjerg, J. Kostadinoff, S. Delpino, L.Dimieri y A. Raniolo, 1998. Metamorphic evolution of the southern part of the Sierras de San Luis, Argentina.. *4° Reunión de Mineralogía y Metalogénesis :* 121-130.

Kilmurray ,J,O. y L. Dalla Salda, 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región Central y Sur de la sierra de San Luis. *Obra Centenario Museo de La Plata.* 4:167-179.

Kilmurray, J. O. y L. M. Villar, 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. Yrigoyen, M (de). *Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino,* 33-54.

Lema, H.,1980. Geología de los afloramientos del arroyo Peñas Blancas, sierra de Yulto, provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35:147-150.

Leverato, M. A. y Malvicini, L.,1982. Geología y génesis del yacimiento de wolframio El Duraznito, San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37: 369-383.

Lopez de Luchi, M., 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del batolito de Renca. *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 4: 42-53.

Llambías, E. J. y L. Malvicini, 1982. Geología de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37: 100-143.

Llambías, E. J., C. Cingolani, R. Varela, C. Prozzi, A. Ortiz Suarez, A. Toselli y J. Saavedra, 1991. Leucogranitos sincinemáticos ordovícicos en la sierra de San Luis. *6° Congreso Geológico Chileno.* 187-191.

Llambías, E. J., S. Quenardelle, A. Ortiz Suarez, y C. Prozzi, 1996a. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra Central de San Luis. *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 487-496.

Llambías, E. J., A. M. Sato, C. Prozzi, y V. Sanchez, 1996b. Los pendants de gneises en el plutón Gasparillo: Evidencias de un metamorfismo pre-famatiniano en las Sierras de San Luis. *13º Congreso Geológico Argentino* y *3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 5: 369-376

Llambías, E. J., A. M. Sato, A. Ortiz Suarez. y C. Prozzi, 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In : The proto-andean margin of Gondwana. Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.). *Special Publication of the Royal Geological Society of London.*

Llaneza, G., 1997. Geología y petrología del granito El Peñón, dpto. San Martín., San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. *Universidad Nacional de San Luis* (inédito). 56 pp.

Malvicini, L. y N. Brogioni, 1992. El yacimiento hidrotermal de niquel, cobre y minerales del grupo del platino, Las Aguilas Este, provincia de San Luis. *4° Congreso Nacional* y *1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica.* 93-102.

Malvicini, L., A. Ortiz Suarez, G. Sosa, H. Ulacco, y G. Ramos, 1991. El ciclo metalogenético Precámbrico- Paleozoico de la Sierra de San Luis, República Argentina. *6° Congreso Geológico Chileno,* 101:105.

Ortiz Suarez, A., 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 51 (4): 321-330

Ortiz Suarez, A. y G. Ramos, 1990. Estructura del perfil Santo Domingo- La Arenilla, provincia de San Luis, República Argentina. *11° Congreso Geológico Argentino* 2:387-390

Ortiz Suarez, A. y H. Ulacco, 1998. Edad y geoquímica del complejo intrusivo de Rodeo Viejo, Provincia de San Luis. *10° Congreso Latinoamericano de Geología* y *5° Congreso Nacional de Geología Económica*.

Ortiz Suarez, A., C.Prozzi. y E.J. Llambías, 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides.asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48 (5-6): 269-277. España

Ortiz Suarez, A., H.Ulacco, y G. Ojeda, 1997. Geología del granito El Hornito, provincia de San Luis, Argentina. *8° Congreso Geológico Chileno,* 2: 1413-1417.

Prozzi, C. y A. Ortiz Suarez, 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). *7° Congreso Geológico Chileno*. 2: 1167- 1171.

Prozzi, C. y G. Ramos, 1988. La Formación San Luis. *1ª Jornadas de trabajo de Sierras Pampeanas.* San Luis.

Quenardelle, S. M., 1993. Caracterización geológica- petrológica del granito San José del Morro, Provincia de San Luis. *12° Congreso Geológico Argentino* y *2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 4: 61-67.

Quenardelle, S. M., 1995. Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, Provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 229-236.

Sabalúa, J.C., Chabert, M. y G. Santamaría, G., 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y niquel en el cuerpo básico de Las Aguilas, Provincia de San Luis. *8° Congreso Geológico Argentino.* 4: 497-507.

Sanchez, V., A. Ortiz Suarez, y C. Prozzi, 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, Provincia de San Luis. *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 669-677.

Sato, A. M., 1993. Deformación de la tonalita precinemática de Las Verbenas, Sierra de San Luis, Argentina. *Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, 1, N° 25.* La Paloma, Uruguay.

Sato, A. M., A. Ortiz Suarez, E. J. Llambías, C. E. Cavarozzi, V. Sanchez, R. Varela, y C. Prozzi, 1996. Los plutones preoclóyicos del sur de la Sierra de San Luis: Arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 5: 259-272.

Sims, J., P. Stuart-Smith, P. Lyons, y R.Skirrow, 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Anales 28.*

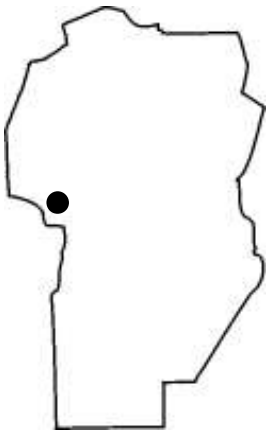
Söllner, F. , M. K.de Brodtkorb, H. Miller, N. Pezzutti y R. Fernández, 1998. Early Cambrian effusion of the metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina: evidence from U/Pb age determinations on zircons. *10° Congreso Latinoamericano de Geología* y *6° Congreso Nac. de Geología Económica* 2:387

Varela, R., E .J. Llambías, C. Cingolani, y A. M. Sato, 1993. Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. *7° Congreso Geológico Chileno,* 2: 1249- 1253.

Von Gosen,W. y C. Pozzi,1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 2:301-314

Zardini, R. 1966. Composición, estructura y orígen del plutón de la Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. *Acta Geológica Lilloana,* 8:50-73.

Ametrano, S., 1999. El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 233-239, Buenos Aires.



EL DISTRITO SCHEELÍTICO DE LA SIERRA DE ALTAUTINA, CÓRDOBA

Silvia Ametrano[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito scheelítico de Altautina se localiza en la sierra homónima, al oeste de la Sierra Grande, en la provincia de Córdoba dentro del departamento San Alberto. El área queda comprendida dentro de la Hoja Geológico-Económica 21 h, Cerro Champaquí, del Servicio Nacional Minero-Geológico (Olsacher, 1972). Este distrito abarca una superficie de cerca de 20 km de largo por 12 km de ancho y sus coordenadas son 65°04'y 65°13' de longitud oeste y 31°42'y 31°55'de latitud sur.

Se accede por la Ruta Provincial 15, que une Mina Clavero con Salsacate. Luego de atravesar la Cuesta de Cura Brochero se llega hasta el paraje Los Azulejos donde se dobla hacia el sur pasando por el poblado de Ciénaga de Allende hasta la cuesta de Altautina. Este camino consolidado, afectado por las lluvias del verano, sigue hacia Villa Dolores por el bloque inferior de la sierra, flanqueando varios depósitos y manifestaciones (figura 1). En el distrito existen unos 60 denuncios mineros (figura 2).

Leyes y producción

La actividad productiva fue escasa y cesó hace varias décadas. En la tabla 1 se indican los datos existentes.

Sistema de explotación

De acuerdo a Angelelli (1950, 1984) la mina San Ignacio fue explotada subterráneamente, habiéndose alcanzado un desarrollo horizontal de 1.000 m y de piques y chimeneas 462 metros. Los concentrados finales se realizaban en la planta de la mina Los Cóndores. Estas labores hoy se encuentran casi todas asentadas. La producción de la mina San Juan Bosco, trabajada por la compañía Sudamericana, inició en 1941 y se concentraba en una planta sobre el arroyo Chanquinchuna hasta 1942. En los años 50 se produjo un nuevo pulso de explotación en la que se abrió un chiflón maestro de 112 m y un nuevo nivel a –15 m, de 340 m de longitud. A mediados de esa década ya se había extraído casi todo el mineral entre -15 y -50, y se trabajaba el -75 y -90 por realce. La mayoría de los restantes depósitos fueron explotados subterráneamente por realce y algunos en trincheras a cielo abierto. La mina El Salto contaba con numerosos piques y galerías.

El distrito brindó alguna expectativa en las décadas del 40 y 50 por la alta demanda, pero sus bajas leyes y dimensiones acotadas han paralizado la actividad minera en la zona.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y exploración. Propietarios

La primera mención sobre las mineralizaciones del distrito Altautina corresponde a la mina San Ignacio (Brackebusch, 1879), que es vuelta a citar por Beder (1916) como el hallazgo más antiguo en Córdoba. A partir del incremento de la demanda, a raíz de la segunda guerra mundial se comienzan a realizar nuevos hallazgos en el distrito desde 1937. Fueron hechos sobre la base de esfuerzos individua-

[1] *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales.*

les, sin planificación, merecen destacarse los de los señores J. Altamirano y A. Mariojouls. Las tareas de exploración se realizaban a medida que avanzaba la explotación. Quizás el Grupo Las Ensenadas resultó objeto de una exploración pevia más adecuada a través de Canteras y Minas San Carlos.

Fueron numerosos los dueños de los denuncios, que hoy se encuentran caducos.

GEOLOGÍA REGIONAL

El ámbito geológico correponde a las Sierras Pampeanas Orientales. La Sierra de Altautina (figura 1) está integrada por un basamento plutónico-metamórfico compuesto por metamorfitas (Proterozoico superior-Paleozoico inferior), eventos intrusivos graníticos (Devónico inferior) y abundantes pegmatoides y aplitas de diferentes generaciones, la última vinculada a los episodios intrusivos. El cuadro geológico se completa con un relleno moderno. Esta sierra corresponde a uno de los bloques más occidentales de las Sierras Pampeanas de Córdoba, limitado al oeste por la falla inversa de Altautina. Durante el metamorfismo se registran en el área varios episodios de metamorfismo y deformación. La edad mínima del pico máximo de metamorfismo es de 640 Ma (Cingolani y Varela, 1975; Kraemer *et al.*, 1995). La deformación, en tres episodios fundamentales, se registra secuencialmente en estructuras de orientación este-oeste (evento D1), nornoroeste (evento D2) y nornoreste (evento D3), coincidente con el esquema deformacional propuesto por Dalla Salda quien tipificó estos tres dominios de deformación (1984 a, 1984 b, 1987). En la Sierra de Altautina el dominio D1 se pone en evidencia a través de las figuras de interferencia, bandeamiento luego deformado; el D2 se refleja en la esquistosidad/foliación, ejes de pliegues y figuras de interferencia y el D3 sólo aparece en algunas estructuras planares del tipo *strain slip*. El fallamiento postmetamórfico fue influenciado por los episodios deformacionales. La falla de Altautina, de rumbo nornoroeste, limita el bloque superior, en el que se encuentran prácticamente todos los depósitos (algunos expuestos en su escarpa), del labio inferior en cuya porción austral se localiza alguna manifestación.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

El basamento metamórfico está dominado por esquistos y gneises migmáticos (albita-biotita-almandino) acompañados por metacuarcitas micáceas y escasas anfibolitas. Los leucosomas deformados son abundantes. En esta secuencia se intercalan concordantemente abundantes lentes de mármol de variable espesor (hasta un máximo de 50 m) que se ubican en una dirección dominante nornoroeste, y cerca de la falla de Altautina. Sus longitudes máximas llegan a 150 m y fueron objeto de explotación para cal. Se apartan de esta orientación algunas lentes en la zona de la mina El Salto, producto de una intensa superposición de las

MINA	LEY / PRODUCCIÓN / RESERVA
San Ignacio	*< 1 % WO_3 (von Keyserling, 1909) *Prod.: 1939-45 = 146.126 kg de concentrado con 65% WO_3 (Sominar en Angelelli, 1950)
San Juan Bosco	*0,57 –1,40 % WO_3 *Reservas medidas: 7.365 t *Reservas probables: 24.983 t (Sister y Jutoran, 1955 a)
El Misterio	*Prod. 1941-46 = 3,5 t de concentrado con 0,5% WO_3 (Martínez Ferrer, 1946)
San José y La Gringa	*Prod.: 1942-46 = 800 t de broza. Los concentrados contenían 0,6-1,2 % scheelita (Martínez Ferrer, 1946)
La Carlota	*Prod.: 1943 = 1700 kg/mes con 0,5-1 % scheelita (Martínez Ferrer, 1946)
El Salto	*Ley: 1 % WO_3 *Prod.: 1942-46 = 82.632 kg de concentrado con 65-71 % WO_3. (Oliveri *et al.*, 1953)
Las Ensenadas	*Ley: 0,5 % WO_3 (Sister y Jutoran, 1955 b)
La Totito	*Concentrado con 1-1,5 % scheelita (Martínez Ferrer, 1946)
La Hilda	*Concentrado con 0,5-1 % scheelita (Martínez Ferrer, 1946)

Tabla 1. Minas, leyes y producción.

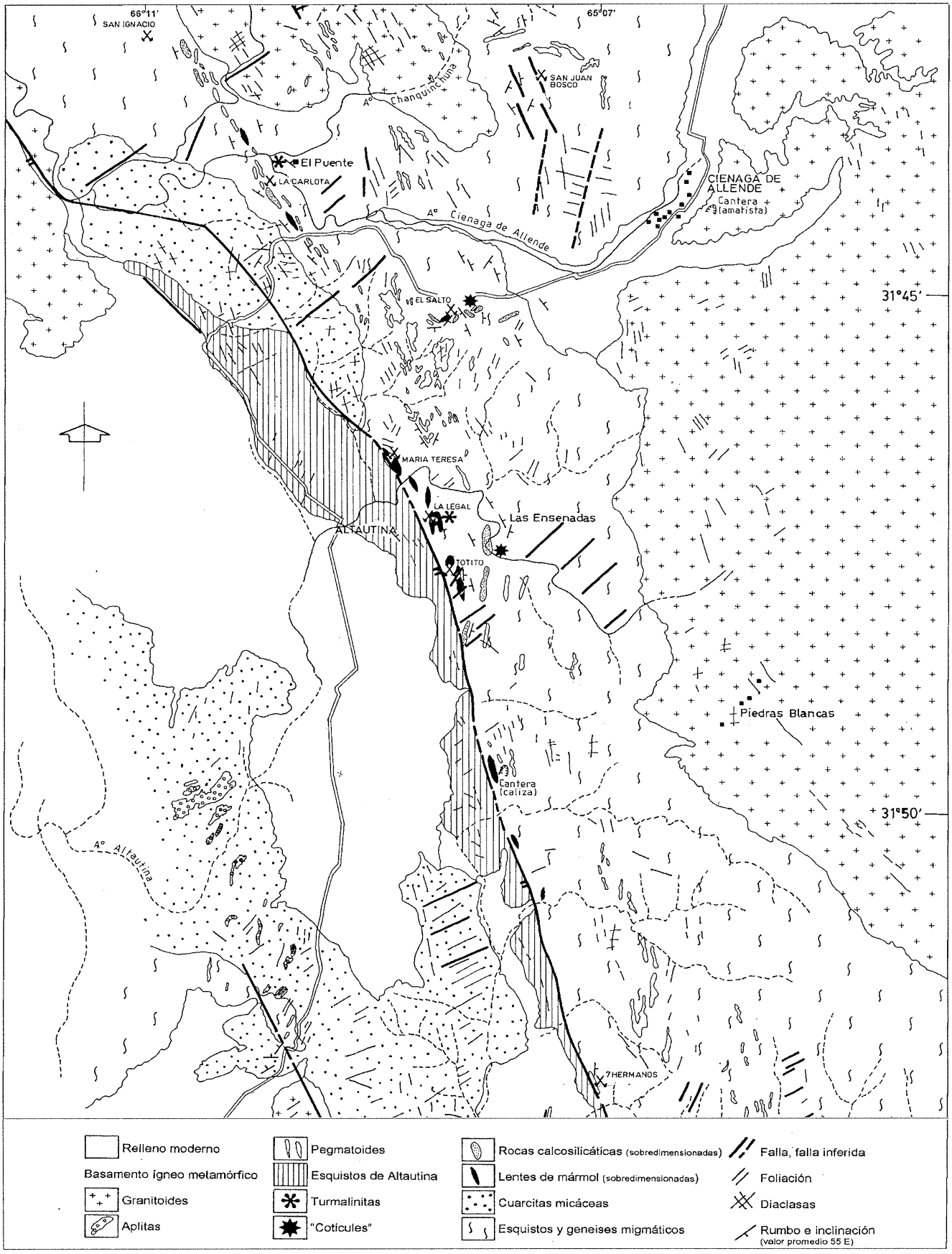


Figura 1. Mapa geológico del distrito de la Sierra de Altautina.

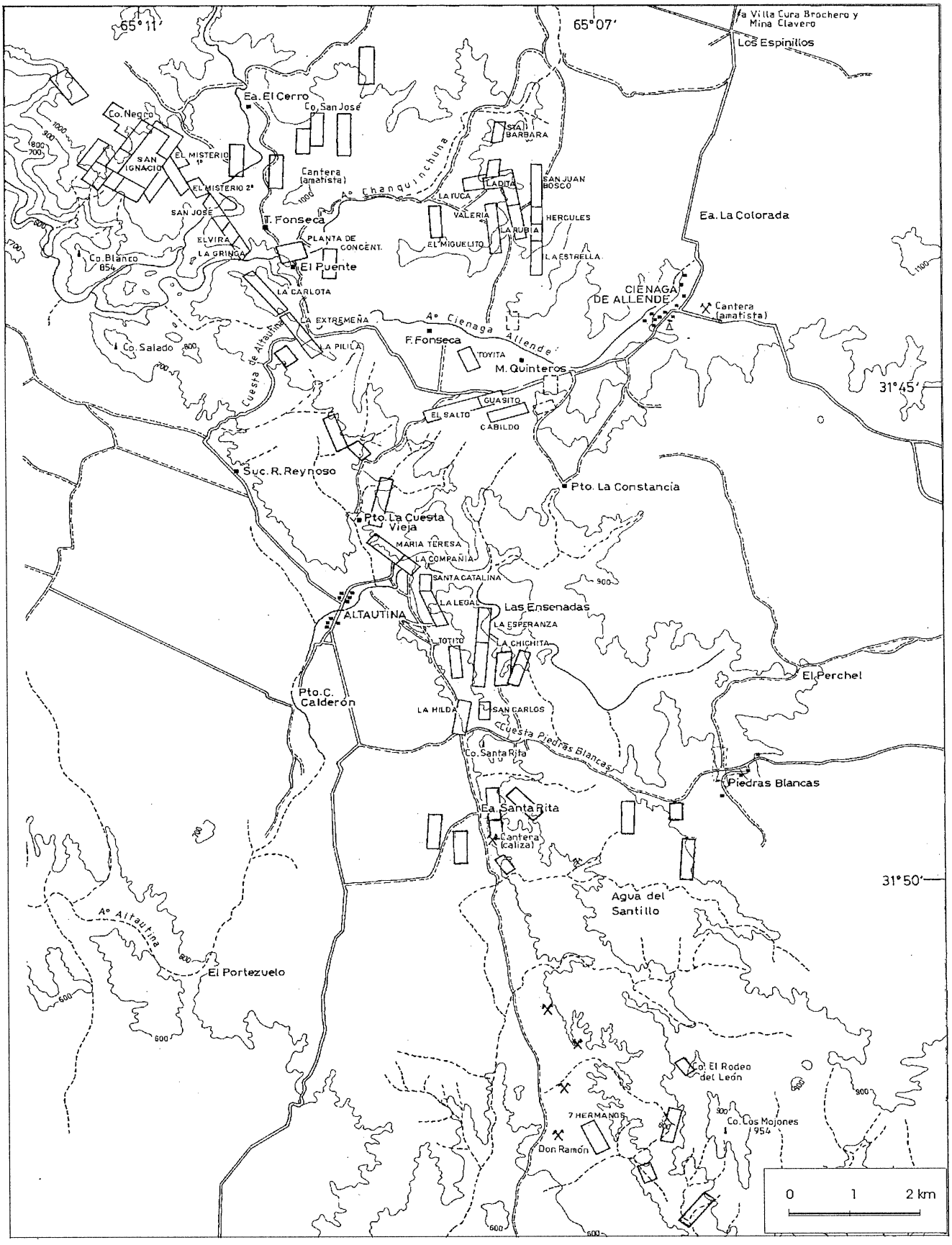


Figura 2. Denuncios mineros, Sierra de Altautina (según Delegación Regional de Minería de Villa Dolores, provincia de Córdoba, 1988).

deformaciones de los eventos D1 y D2 (Ametrano, 1997). Las lentes de mármol están normalmente acompañadas (en espesores variables entre 1 y 3 m) de un conjunto de metamorfitas integradas por anfibolitas, rocas calcosilicáticas y biotititas flogopíticas, de los cuales las rocas calcosilicáticas son la única litología siempre presente mientras que las otras pueden faltar. Las rocas calcosilicáticas están formadas por calcita, tremolita, hornblenda, epidoto/clinozoisita, flogopita, clorita y presentan una zonación de los componentes. La mineralogía y zonación de esta litología pone en evidencia procesos de difusión metamórfica en condiciones de metamorfismo regional, o skarn de reacción. Su diferente competencia ha generado, en respuesta a la deformación, un conspicuo *boudinage* de esta litología.

En varios sectores se hallan, en estrecha vinculación a las lentes de mármol y la asociación antes mencionada, expresiones de menor magnitud correspondientes a exhalitas como los esquistos turmalínicos, turmalinitas y cuarcitas espessartíticas de alto contenido en manganeso.

En el bloque inferior de la falla de Altautina, y constituyendo una delgada franja de unos 20 km, se encuentran esquistos biotíticos afectados por un menor grado metamórfico, los llamados Esquistos de Altautina. El grado metamórfico alcanzado en el bloque superior corresponde a la facies anfibolita con migmatización de diferente magnitud en distintos sectores.

Las evaluaciones geoquímicas y petrográficas han permitido reconocer algunas características de los protolitos (Ametrano, 1997). Entre ellas, y como más significativas, se señala un aporte ígneo de magnitud no valorable durante la precipitación química de los mármoles; indicadores de componentes ígneos básicos en las anfibolitas y biotititas flogopíticas; y aportes exhalativos ácidos para los esquistos turmalínicos, turmalinitas y cuarcitas espessartíticas (*coticules*). En cuanto a los tres stocks graníticos del área, San José, La Yeya y Cóndor Huasi (el primero en el bloque superior y los otros en el inferior), corresponden a leuco-monzogranitos altamente evolucionados, especializados, con cristalización en alta fugacidad de oxígeno y colisionales. Los stocks se han emplazado en el basamento metamórfico con posterioridad al segundo evento de deformación. El stock San José fue datado por Ametrano (1997), mediante Rb/Sr, en 395 ± 3.6 millones de años. Los pegmatoides se diferencian entre aquellos de origen migmático y los últimos que parecen vinculados a los intrusivos graníticos.

Morfología y estructura

La mineralización de wolframio en este distrito está ampliamente distribuida, existiendo unos 60 denuncios mineros que se observan en la figura 2, con una distribución coincidente con los aspectos deformacionales del mapa geológico.

Se reconocen dos tipos de depósitos minerales:

1- scheelita en lentes y *boudines* de rocas calcosilicáticas. Comprende las minas El Misterio, San José y La Gringa, La Carlota, La Extremeña y La Pilila, El Salto, Guasito, Las Ensenadas, María Teresa, La Legal, La Totito, La Hilda, 7 Hermanos y Pampa de Condorhuasi Noguerol.

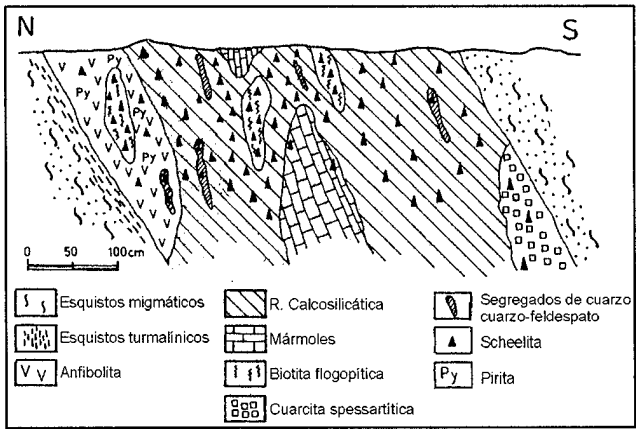


Figura 3. Sección esquemática, mina El Salto.

2- scheelita en mantos concordantes a subconcordantes de cuarzo-turmalina, con acompañamiento de biotititas flogopíticas en lentejones en las cajas y también como caballos. Incluye las minas San Ignacio, Sana Bárbara, San Juan Bosco, Hércules, Dita, La Rubia, Valeria y La Toyita.

El tipo 1 se localiza siguiendo la franja de lentes de mármol. Se hallan con carácter estratoligado a esta secuencia litológica ya descripta, que en la Sierra de Altautina se distribuyen por unos 500 m de espesor. En ella la scheelita se encuentra diseminada esencialmente en las rocas calcosilicáticas y anfibolitas en cuerpos lentiformes, afectados por *boudinage*, de tamaños variables. La morfología está controlada por la deformación. En las biotititas flogopíticas se presenta una mayor concentración de scheelita. En los mármoles y esquistos la scheelita es ocasional. Las *coticules* en la mina El Salto son portadoras de scheelita como así también de minoritarias esfalerita y calcopirita. En la figura 3 se presenta una sección esquemática tipo de estas mineralizaciones, correspondiente a un nivel portador de scheelita en la sección este de la mina El Salto.

Los depósitos del tipo 2 se concentran al este del cerro San José (mina San Juan Bosco y otras). Se trata de mantos concordantes con la foliación regional dominante, constituidos de cuarzo-turmalina y alojados en las metamorfitas próximas a los contactos con el stock granítico. Conforman corridas paralelas según planos correspondientes a la segunda deformación que alcanzan los 600 m de longitud y potencias entre 0, 30 a 0,80 metros. En este sector el basamento metamórfico no incluye lentes de mármol ni las asociaciones litológicas que normalmente lo acompañan. La expresión más austral de este tipo corresponde a la mina Toyita ubicada al sur del cerro San José. Las biotititas flogopíticas que se encuentran como caballos o en las cajas contienen abundante turmalina y concentran notoriamente

la proporción de scheelita. En antiguos informes mineros se menciona la presencia de minerales de bismuto. La turmalina posee una composición química (Ametrano, 1998) similar a la que tiene en los esquistos turmalínicos y turmalinitas. Este sector es el que mayores expectativas mineras despertó durante el período posterior a la segunda guerra mundial. La mina San Ignacio se ubica al oeste del cerro mencionado. En sus entornos no existen lentes de mármol y el manto subconcordante de cuarzo no posee turmalina en abundancia, en cambio la pirita es mucho más frecuente con desarrollo de grandes cristales.

Mineralogía

La scheelita es el mineral portador de W en el distrito. En los depósitos del tipo 1 se la encuentra diseminada en los cuerpos lensoidales de rocas calcosilicáticas. Las relaciones texturales de la scheelita con los demás componentes de las litologías de la secuencia fértil la señalan como un mineral petrogenético de cristalización hasta postcinemática y sincrónica con granates y epidotos, por lo tanto previa al pico de mayor metamorfismo. La scheelita se presenta diseminada y es de grano fino a medio. El color de fluorescencia es blanco azulado. En la mina El Salto se hallan en forma accesoria algunos sulfuros y escasa fluorita. En estos depósitos se observan concentraciones de scheelita en segregados félsicos. En mármoles y esquistos la scheelita es escasa.

La scheelita de los mantos de cuarzo-turmalina se presenta en grano grueso a muy grueso, diseminada heterogéneamente dentro del cuarzo.

Los minerales secundarios, ocres de tungsteno, son muy escasos. Se reconoció la presencia de tungstita. Los minerales de ganga en los depósitos tipo 2 son cuarzo y turmalina, en tanto que en el tipo 1 son los constituyentes mineralógicos de las litologías portadoras.

Geoquímica

La composición química de la scheelita es similar para ambos tipos de depósitos, con valores despreciables de molibdeno (Ametrano, 1997).

Las metamorfitas del área presentan contenidos de W superiores a los normales para estas litologías (2,3 a 6,8 ppm W, a excepción de las filitas grafíticas que pueden alcanzar 22 ppm; según Wedepohl, 1974). El Sn se encuentra como trazas y sólo presenta valores elevados (entre 8 y 1.000 ppm) en las biotititas flogopíticas que poseen una mineralogía apta para la captura de este elemento. No existe correlación entre W y Sn, a excepción de los esquistos turmalínicos en los cuales hay correlación positiva. Los contenidos de W ofrecen una muy elevada dispersión en coherencia con efectos de redistribución que sin duda ocurrieron durante el metamorfismo. Los únicos contenidos anómalos en Cu y Zn se hallan en *coticules* y biotititas flogopíticas. Las *coticules* presentan indicadores geoquímicos claros de aporte hidrotemal, como su patrón de ETR o la relación Fe/Ti *vs* Al/(Al+Fe+Mn). El granito San José posee valores de W coincidentes con los del tipo especializado sin descartarse una posible contaminación del mismo.

MODELO GENÉTICO

El tipo 1 de mineralización se considera vinculada a procesos volcánicos exhalativos sucedidos durante la sedimentación clástica en una cuenca marina, considerada de edad proterozoica hasta paleozoica inferior. Además incluyen los siguientes caracteres:

-Estratoligada a una porción del basamento metamórfico y en estrecha vinculación a una secuencia litológica específica que se intercala en el mismo. En esta porción del basamento se incluyen testimonios de actividad ígnea básica como las anfibolitas, de afinidad geoquímica con basaltos tholeíticos de arcos de islas y también las biotititas flogopíticas. A su vez la actividad exhalativa ácida está representada por esquistos turmalínicos, turmalinitas y cuarcitas espessartíticas (Ametrano, 1997).

-Metamorfizada en el sentido de Vokes (1995), pues no se ha podido determinar si la mineralización se formó por recristalización de material preexistente o si se formó como una directa consecuencia del metamorfismo regional.

-Con removilizaciones metamórficas (e hidrotermales ?).

-El control de la concentración de la mineralización es litológico y deformacional.

El tipo 2 puede caracterizarse como mantiforme, atendiendo estrictamente a su geometría. A ello debe adicionársele:

-Metamórfica o post-metamórfica ? en virtud de sus vínculos con el encajante metamórfico.

-Su emplazamiento está controlado por la dirección de la deformación D2 y/o un fallamiento posterior según esa misma dirección. Se destaca la ausencia de la "secuencia fértil" en su entorno inmediato.

Las evidencias de las relaciones texturales en la scheelita del tipo 1 y la edad del stock San José señalan que no existe relación genética entre ambos. En las manifestaciones tipo 2 no se descarta que los procesos póstumos relacionados al granito San José hayan intervenido en su emplazamiento y pudieran considerarse removilizaciones metamórficas e hidrotermales del tipo 1. La precipitación de la scheelita en el tipo 1 pudo haber estado vinculada a los elementos protolíticos básicos o ácidos, estimándose a éstos últimos como más favorables. Respecto del origen del W se carecen de elementos para indicarlo. No obstante, la fuente primaria de tungsteno se debe hallar en procesos acaecidos con anterioridad al máximo pico metamórfico. El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina presenta numerosos elementos geológicos, y en parte geoquímicos, similares a otros distritos de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba que también se presentan en este libro.

Entre los modelos ya propuestos para mineralizaciones similares -sin vinculación con procesos pirometasomáticos- el distrito Altautina posee una gran aproximación con el modelo tungsteno-boro (tipo Morille, Arribas *et al.*, 1990). Los yacimientos de Morille, España, están asociados a rocas calcosilicáticas en lentes y *boudines*, la scheelita presenta cristalización simultánea con el granate, se encuentran turmalinitas estratiformes asociadas como así también removilizados de cuarzo-turmalina-scheelita.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S., 1997. Los yacimientos de tungsteno de la Sierra de Altautina, Provincia de Córdoba. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, tesis doctoral,* inédita.

Ametrano, S., 1998. Turmalinas de la Sierra de Altautina, Provincia de Córdoba. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. MINMET´98- EDIUNS:* 1-8

Angelleli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. *Museo Bernardino Rivadavia, Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales, Revista, Ciencias Geológicas,* 2. Buenos Aires.

Angelleli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *2º Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.* La Plata.

Arribas, A., A. Arribas Jr., F. Galibert, J. Mangas, A. Martín-Izard, y R. Reguilón, 1990. Genesis of strata-bound and vein scheelite deposits in metasediments of western Spain. *10º IAGOD Symposium, Abstracts, Otawa, Canadá.* pp. 258-259.

Beder, R., 1916. Los yacimientos de minerales de wolfram en la República Argentina. *Dirección General de Min., Geol. e Hidrog., Boletín,* 12 Serie B (Geología). Buenos Aires.

Brackebusch, L., 1879. Las especies minerales en la República Argentina. *Sociedad Científica Argentina, An.* 7 y 8. Buenos Aires.

Cingolani, C. y R. Varela, 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. *2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica,* 1: 9-35. Buenos Aires.

Dalla Salda, L., 1984a. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39 (1-2). Buenos Aires.

Dalla Salda, L., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2:191-203.

Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics*, 6 (3): 249-260.

Kraemer, P., M. P. Escayola, y R. D. Martino, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32° 40'), Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 47-59. Buenos Aires.

Martínez Ferrer, J., 1946. Los minerales de scheelita en la Sierra de Córdoba. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* tesis doctoral, inédita.

Oliveri, J., H. Lucero y J. Terrero, 1953. Estudio geológico-minero del yacimiento de Scheelita "El Salto", Departamento San Alberto, Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería,* informe 426, inédito.

Olsacher, J., 1972. Descripción geológica de la hoja 21 h, Cerro Champaquí, Provincia de Córdoba. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín,* 133. Buenos Aires.

Sister, R. G. y A. Jutorán, 1955a. Informe del Grupo Minero "Las Ensenadas", minas de scheelita "La Esperanza" y "La Chinchita", Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería, Informe,* 559.

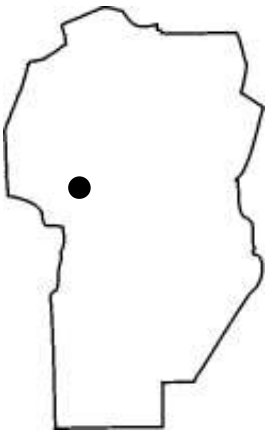
Sister, R. J. y A. Jutorán 1955b. Informe de las minas "San Juan Bosco y la Dita", Departamento San Alberto, Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería, Informe,* 563.

Vokes, F. M., 1995. Metamorphosed ores. A retrospective overview. En: Pasava, Kríbek & Zak (Eds.), *Mineral Deposits,* Balkema, Rotterdam, 1018 pp.

Von Keyserling, O., 1909. Argentinische Wolframerzlagerstätten. *Zeitschrift für prakt. Geologie*: 156-165.

Wedepohl, K. H., (Ed.), 1974. Handbook of Geochemistry. 2 (4). *Springer-Verlag.* Berlín.

Herrmann, C. J., 1999. Los yacimientos de wolframio de la región de Santa Rosa, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 241-246, Buenos Aires.



LOS YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO DE LA REGIÓN DE SANTA ROSA, CÓRDOBA

Carlos J. Herrmann[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La región de Santa Rosa se ubica 30 km al norte de la localidad de Cura Brochero, en el departamento San Alberto de la provincia de Córdoba, inmediatamente al oeste de la Sierra Grande, entre ésta y Pampa de Pocho. La altura sobre el nivel del mar oscila entre 1.100 y 1.500 metros.

La región está comprendida entre las coordenadas 31°30' y 31°33' de latitud sur y 64°59' y 65°02' de longitud oeste. Dista 35 km de Mina Clavero y 90 km de Villa Dolores. El poblado más cercano es Ambul, que se encuentra a unos 8 km al noroeste de los principales yacimientos.

La región de Santa Rosa se encuentra inmediatamente al sur de la región wolframífera de Ambul, con la cual - no obstante su cercanía- se diferencia notablemente en las características de sus yacimientos. La mineralización wolframífera de los depósitos de la región de Santa Rosa es exclusivamente scheelítica, alojada en rocas calcosilicáticas, mientras que en la región de Ambul la gran mayoría de los depósitos presentan mineralización de scheelita y wolframita en vetas de cuarzo y turmalina.

La región wolframífera de Santa Rosa cubre una superficie aproximada de 40 km^2 a la cual se accede desde el caserío homónimo. El área de los principales yacimientos está circuncripta, al norte, por las denominadas Lomas del Medio, y al sur por la Cuesta del Rincón (figura 1).

Comprende los siguientes yacimientos: María Alicia, La Lina, Lito, César Augusto, La Virginia, San Pedro, Ermelinda y La Negrita.

La Planta; Julio César; La Perla y Virgen del Valle son antiguos denuncios mineros, sin labores reconocidas.

Leyes, reservas y producción

Se trata de un distrito minero completamente inactivo en la actualidad, con la totalidad de sus yacimientos en estado de abandono. Los datos de leyes, reservas y producción que se presentan a continuación son, por lo tanto, históricos.

El yacimiento María Alicia, durante el año 1953, produjo unos 1.100 kg de concentrado de mineral scheelítico, desconociéndose su recuperación.

Bassi (1957) practicó un muestreo orientativo del que se obtuvieron leyes mínimas de 0,40 % WO_3 y máximas de 1,30 % WO_3 para potencias muestreadas de 0,54 m y 0,65 m respectivamente.

De los yacimientos Lina, Lito y César Augusto no existen registros de explotación ni datos sobre sus leyes. En antiguos informes mineros se menciona su explotación durante los primeros años de la década del '50.

Sistema de explotación

Todos los yacimientos fueron explotados a cielo abierto, mediante rajos de anchos variables entre 2 y 8 m y profundidades que alcanzaron hasta 20 metros.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La explotación de la mina María Alicia, el principal depósito de la zona, se inició en 1939 y continuó sin inte-

[1] *Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.*

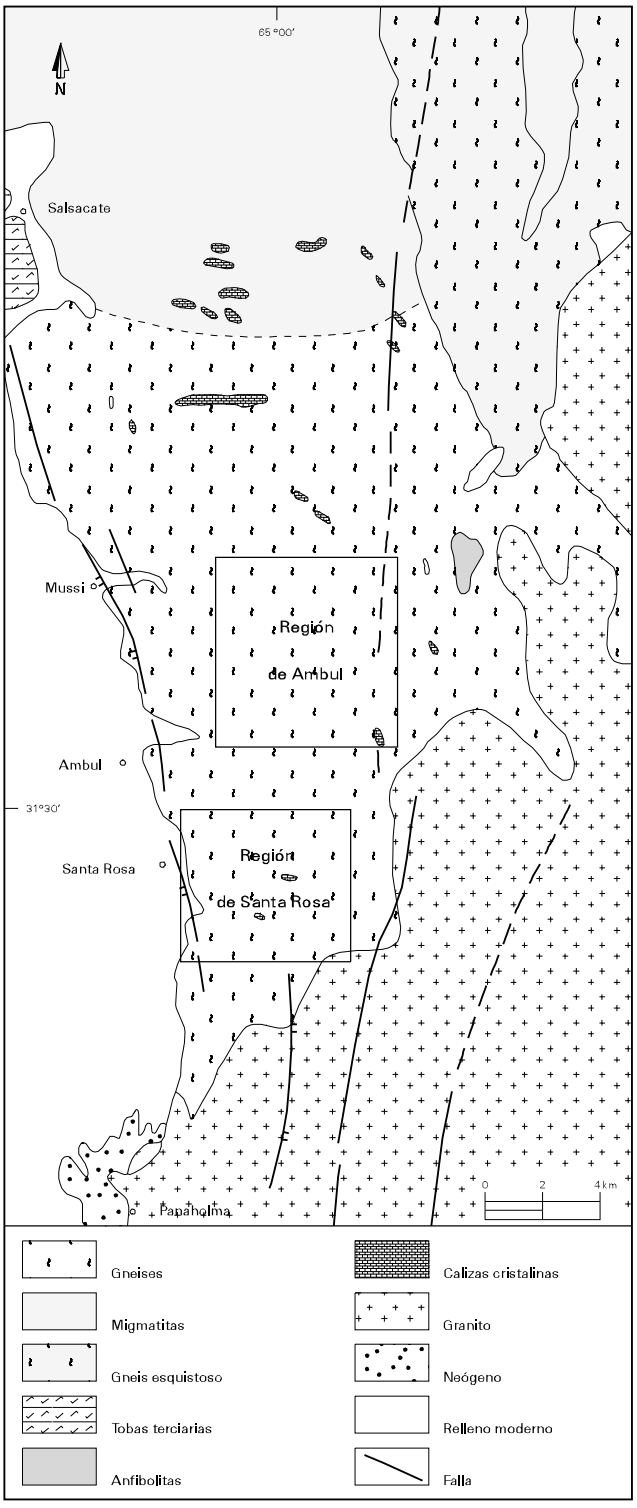


Figura 1. Mapa geológico con indicación de las regiones wolframíferas de Ambul y de Santa Rosa (modificado de Olsacher, 1960, 1972).

rrupción hasta el año 1945, período en el que se ejecutaron la mayor parte de las labores mineras a cielo abierto existentes. Estas consistieron en angostos rajos de explotación (entre 3 y 5 m de ancho), con longitudes de hasta 60 m continuos y profundidades variables.

Un segundo período de explotación comenzó en 1952 y concluyó -definitivamente- alrededor de 1960. Durante esos años se llevó a cabo un programa más o menos racional de laboreo subterráneo, simultáneamente con la explotación del yacimiento. Las labores subterráneas totalizaron 360 metros.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región se emplaza en la unidad morfoestructural Sierras Pampeanas Orientales, en las estribaciones occidentales de la Sierra Grande de Córdoba, en un marco de basamento cristalino integrado principalmente por esquistos y gneises de edad proterozoica a paleozoica inferior.

Gordillo y Lencinas (1979) resumen que la Sierra de Córdoba está integrada esencialmente por un basamento plutónico-metamórfico compuesto en su mayor parte por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica, posteriormente intruídas en el Paleozoico inferior por batolitos graníticos.

La mayoría de las metamorfitas se encuentran en el grado medio o facies de anfibolita, incrementándose en sectores hasta facies de alto grado metamórfico. Subordinados con respecto a las litologías anteriores afloran cuerpos de mármoles, anfibolitas, metacuarcitas, esquistos filíticos y fajas discontinuas de rocas básicas y ultrabásicas (Kraemer *et al.*, 1995)

En los últimos años fueron reconocidos ortogneises en varios sectores de la sierra cordobesa, tanto en la Sierra Chica como en la Sierra Grande. En general, se trata de pequeños plutones de composición granítica a granodiorítica, biotíticos y hornbléndicos.

Las formaciones sedimentarias del Paleozoico superior constituyen relictos aislados de areniscas, pelitas y conglomerados, de escasa significación areal y reducido espesor, completando la cubierta complejos volcano-sedimentarios del Cretácico inferior.

Las formaciones terciarias comprenden depósitos detríticos continentales de poca difusión y espesor, generalmente relleno de bolsón, y volcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos asociados en la Pampa de Pocho (Kay y Gordillo 1990).

Los depósitos pleistocénicos tienen escaso desarrollo en el ambiente de la sierra, adquiriendo importancia en los valles longitudinales o transversales mayores.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

En el región de Santa Rosa se presenta la siguiente litología: gneises, metacuarcitas, anfibolitas, rocas calcosilicáticas, calizas cristalinas, esquistos turmalínicos y pegmatitas (Herrmann, 1997) (figura 2).

Las rocas calcosilicáticas presentan una mineralogía integrada mayoritariamente por la serie tremolita-actinolita, a la cual se agregan epidotos, granate, carbonatos y flogopita. Minoritariamente aparecen hornblenda, plagioclasa y cuarzo y como accesorios scheelita, carbonatos, moscovita, titanita, talco, fluorita, clorita, apatito y minerales opacos. Son rocas de color verde, sin esquistosidad. Debe señalarse la ausencia de minerales indicativos específicos de metamorfismo de contacto, como vesuvianita o hedenbergita. En función de su geoquímica y mineralogía fueron divididas en tres variedades. De acuerdo con su quimismo las que derivaron de sedimentos carbonáticos más puros son fuertemente magnesianas.

La caliza cristalina posee escasa o nula mineralización scheelítica y está integrada mayoritariamente por calcita; posee sílice microcristalina y brucita como elementos minoritarios y como accesorios presenta anfíbol, moscovita y limonitas. Su presencia es común a todos los yacimientos estudiados, donde constituye un elemento litológico destacable.

Las anfibolitas, uno de los elementos litológicos de mayor interés para definir el modelo genético de los yacimientos al probar su filiación volcánica, presenta dos variedades. Una bandeada, compuesta por anfíboles hornblenda y actinolita y plagioclasa (con epidotos minoritarios) y otra maciza, granoblástica, gris verdosa, con presencia únicamente de hornblenda -en elevado porcentaje- y plagioclasa. Se presenta en bancos de 1 a 4 m de espesor, siendo más potentes los de la segunda variedad. Merece señalarse la semejanza que presenta con las anfibolitas de la Sierra del Morro, en la provincia de San Luis, donde se ha definido el perfil tipo.

Se halló en la zona estudiada un esquisto turmalínico, de emplazamiento concordante con el gneis regional, que presenta una alternancia de bandas muy delgadas, oscuras, compuestas por cristales de turmalina bien desarrollados, con otras claras compuestas por cuarzo, plagioclasa y moscovita (Tourn y Herrmann, 1997). También se han encontrado fragmentos de roca turmalínica, incluidos a modo de clastos en el gneis regional, compuestos por bandas de turmalina de algunos centímetros de espesor en una matrix cuarcítica.

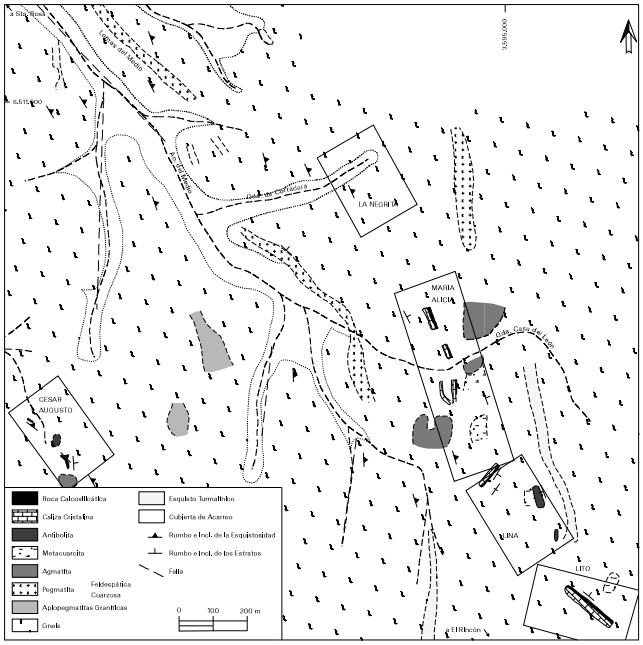


Figura 2. Geología de la región wolframífera Santa Rosa.

ESTRUCTURA

Las estructuras más importantes pertenecen al campo deformacional dúctil. Más de una fase deformacional afectó la asociación litológica de rocas calcosilicáticas mineralizadas - calizas cristalinas - anfibolitas. Sufrieron plegamiento según dos direcciones principa-

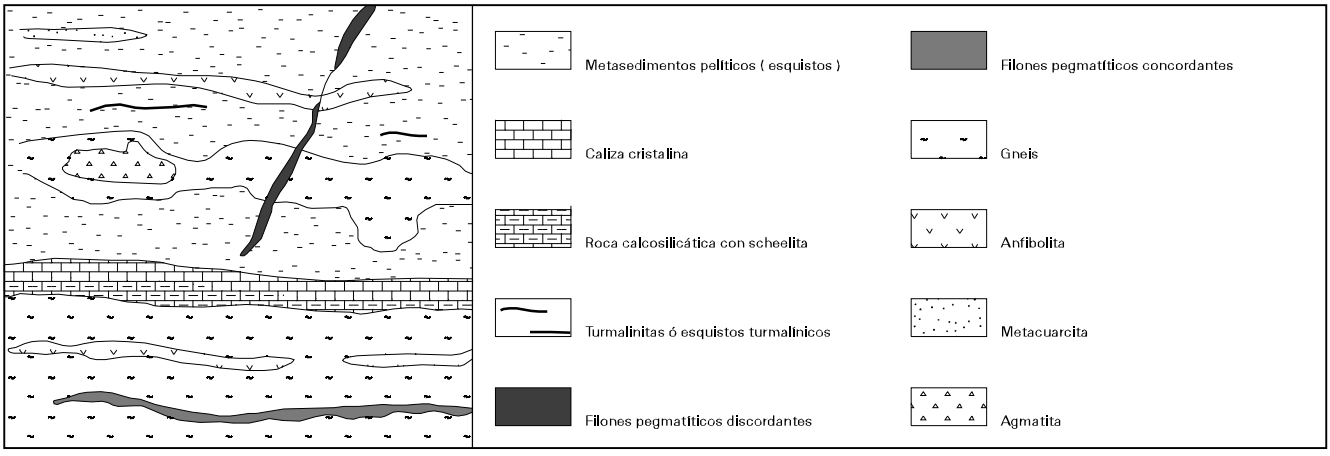


Figura 3. Relaciones litológicas en la región wolframífera Santa Rosa.

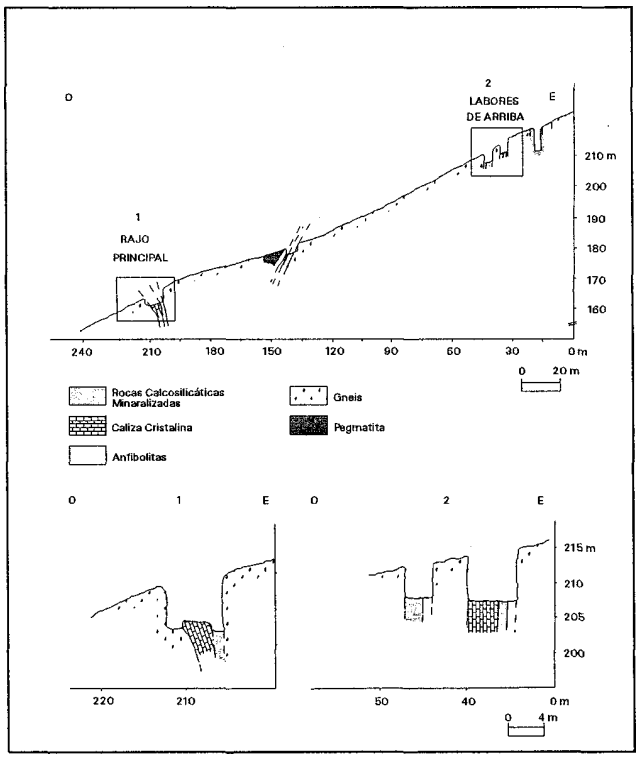


Figura 4. Yacimientos Lina: perfil general y perfil de tallado.

les de esfuerzo (Ciclo Pampeano y Ciclo Famatiniano) y luego fracturación. Los ejes de plegamiento en diversos yacimientos son noroeste-sureste y nornoreste-sursuroeste, generalmente con leves buzamientos. Esta direcciones son coincidentes con los dominios D2 y D3 de Dalla Salda (1984). En algunos casos se observan los efectos sobreimpuestos de ambas fases de deformación.

Existe coincidencia entre ejes de plegamiento de varios yacimientos con la dirección principal de fábrica producida, de acuerdo con Dalla Salda (1984), por un evento temporalmente ubicado en la finalización del Precámbrico (640-580 Ma), con lo cual puede asimilarse -con reservas- al Ciclo Pampeano. Esta observación puede aportar un dato para la temporalidad de la mineralización, situándola previamente al primer evento plegante.

Morfología

En la región wolframífera de Santa Rosa la mineralización de los depósitos es exclusivamente scheelítica, incluída en bancos definidos y delimitados de rocas calcosilicáticas que yacen íntimamente relacionadas con calizas cristalinas y anfibolitas, presentando geometrías lentiformes (figuras 4 y 5). Las dimensiones de estos bancos son casi exiguas para la observación regional -al extremo que casi nunca anteriormente a este trabajo fueron mapeadas y pocas veces mencionados- y su presencia se repite con semejantes características en áreas que distan decenas de kiló-

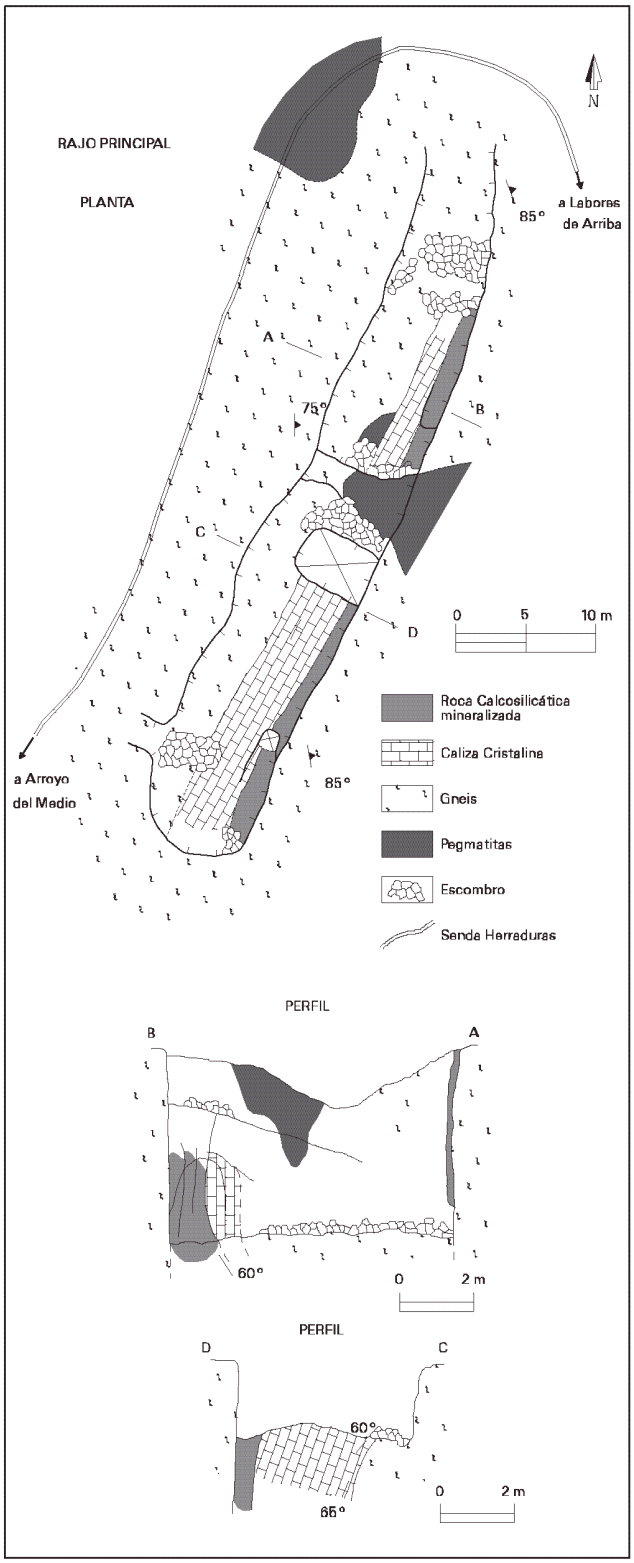


Figura 5. Yacimiento Lina. Rajo principal y perfiles.

metros, por ejemplo los distritos Agua de Ramón, 70 km al norte de Ambul; Altautina, 35 km al sur (Ametrano, 1997) y Sierra del Morro Oeste, en la provincia de San Luis, 180 km al sursuroeste, siempre en el ambiente de Sierras Pampeanas Orientales.

Mineralogía

La mineralización de wolframio se presenta como scheelita, que integra rocas calcosilicáticas compuestas mayoritariamente por anfíboles de la serie tremolita-actinolita, epidoto, granate, carbonatos y flogopita. Minoritariamente acompañan hornblenda, talco, plagioclasa y cuarzo; y como accesorios moscovita, titanita, talco, fluorita, clorita, apatito y minerales opacos.

La scheelita se observa en granos en general milimétricos, aunque los hay hasta de 2 cm de lado, de color blanco amarillento, detectables bajo luz U.V. debido a su fluorescencia celeste. Se presenta generalmente como cristales xenomorfos, diseminados o bien alineados en una o varias capas de algunos milímetros de espesor. También se aloja en diaclasas y charnelas de pliegues de orden menor. En forma saltuaria es acompañada por fluorita, pirita y titanita.

Estudios geoquímicos

Los estudios geoquímicos (Herrmann, trabajo doctoral en preparación) realizados a anfibolitas favorecen la interpretación de su posición geotectónica como pertenecientes a un arco de islas y a estas rocas derivadas del vulcanismo básico submarino de dicho ambiente. Son de características subalcalinas, tholeiíticas, con alto magnesio.

Los gneises destacan su ubicación original como metasedimentaria, con un protolito de grauvacas-subgrauvacas.

Las rocas calcosilicáticas derivaron de sedimentos carbonáticos dolomíticos, más o menos impuros debido a los aportes silicoclásticos, en algunos casos también muy aluminosos.

MODELO GENÉTICO

Hasta algunas décadas atrás se asignaba a los yacimientos de la región Santa Rosa una génesis debido a procesos de reemplazo metasomático.

Al momento actual de su estudio, no existen evidencias que permitan relacionar la mineralización scheelítica con intrusivos ácidos (batolito de Achala); tampoco las hay de metasomatismo, ni de caminos de fluídos mineralizantes considerados necesarios en una eventual hipótesis epigenética.

La asociación de rocas calcosilicáticas con calizas cristalinas y anfibolitas presenta a escala regional muy pequeña representatividad volumétrica pero gran continuidad y dispersión. Se observan como bancos concordantes con la esquistosidad y foliación de los gneises regionales. El resto de la litología del ambiente regional se compone de aislados y delgados bancos de metacuarcitas y un cuerpo de agmatita (brecha gnéisica) de singulares características.

Basados en las evidencias geológicas, petrológicas y mineralógicas, se ve favorecido el carácter estratoligado de la mineralización scheelítica en la región de Santa Rosa del distrito wolframífero Ambul. La mineralización de tungsteno está controlada estratigráficamente, encajada principalmente en sedimentos metagrauváquicos precámbrico-paleozoicos depositados durante épocas de sedimentación carbonática creciente, sin que existan evidencias de relación con actividad plutónica félsica (granítica).

De acuerdo con su geoquímica y petrología, las anfibolitas son exponentes de una filiación básica y su mineralogía indicaría que son el producto de un metamorfismo regional de presión y temperatura medias, que alcanzara una facies anfibolita baja (zona granate de metapelitas asociadas).

Con respecto a la presencia de turmalinitas, existen antecedentes de investigaciones que relacionan la presencia de esta litología con procesos exhalativos en un ambiente volcánico-sedimentario, con lo cual pueden tener relación con la mineralización scheelítica singenética, específicamente en el transporte del tungsteno en soluciones hidrotermales de origen exhalativo-submarino.

El modelo genético propuesto, de acuerdo con el avance logrado en el estudio de la región, se resume como sigue:

La geoquímica de las anfibolitas apoya la presencia de un vulcanismo de arco de tipo basáltico-tholeiítico. Asociado a este vulcanismo, en forma transicional habría comenzado una depositación carbonática -cálcica en primer lugar- junto con la acción de fluídos hidrotermales submarinos derivados del vulcanismo, los que aportan wolframio y otros elementos como boro, flúor y zinc. Un cambio en el régimen puede haber provocado en la cuenca una sedimentación cada vez más magnesiana en detrimento de la cálcica, mientras continúa el aporte de elementos transportados por la fase fluída hidrotermal. Finalmente, retorna con menor intensidad y en fase póstuma el aporte fluido, con introducción al ambiente sedimentario -ahora nuevamente silicoclástico- de boro, tungsteno y otros elementos. El metamorfismo regional sobreimpuesto a toda la secuencia provocó removilizaciones locales de la mineralización.

Siguiendo la clasificación propuesta por Brodtkorb (1991) para los yacimientos wolframíferos de las Sierras Pampeanas Orientales de nuestro país, el subdistrito o región de Santa Rosa presenta semejanzas con la tipología definida como yacimientos estratoligados, volcanogénicos exhalativos, metamorfizados, alojados en rocas calcosilicáticas relacionadas a anfibolitas derivadas de vulcanismo básico.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S., 1997. Los yacimientos de tungsteno de la Sierra de Altautina, provincia de Córdoba. *Universidad de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,* tesis doctoral, inédita.

Bassi, H., 1957. Estudio de la mina de wolframio María Alicia. Departamento San Alberto. Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería, Anales,* 7.

Bassi, H. y J. Terrero, 1954. Plan integral de trabajos públicos. Año 1954. Wolframio en Córdoba. Zona Ambul. Informe previo. *Dirección Nacional de Minería,* Carpeta 819. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K. de, 1991. Geología de Yacimientos de Wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Ed: Milka K. de Brodtkorb. *Universidad de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 1.

Brodtkorb, M. K. de y N. Pezzutti, 1991. Yacimientos scheelíticos asociados a rocas calcosilicáticas, provincias de Córdoba y San Luis. En: Geología de Yacimientos de Wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Ed: M.K. de Brodtkorb. *INREMI, Universidad Nacional de La Plata. Publicación,* 1: 169-184.

Dalla Salda, L. H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39 (1-2): 38-51.

Kay, S. M. y C. E. Gordillo, 1990. Pocho volcanic rocks in the Sierra de Cordoba. Melting of depleted continental lithosphere above a shallow subduction zone. *10° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 60-63. San Juan.

Gordillo, C. y Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias, 2º Simposio de Geología Regional Argentina,* 2: 577-650. Córdoba.

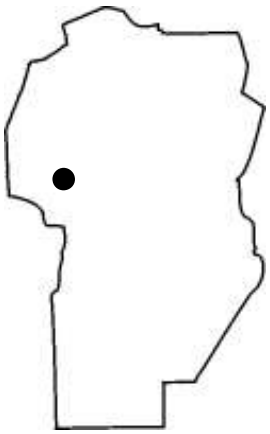
Herrmann, C. J., 1997. Estudio geológico del distrito wolframífero Ambul. *Universidad de Buenos Aires, Beca de Iniciación a la Investigación,* informe final, inédito.

Kraemer, P. E., M. Escayola y R. Martino, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'S). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 47-59.

Olsacher, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 21 h Cerro Champaquí, Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 133. Buenos Aires.

Tourn, S. y C. J. Herrmann, 1997. Hallazgos de turmalinitas relacionadas con mineralización wolframífera en la provincia de Córdoba. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1184-1188.

Herrmann, C. J., 1999. Los yacimientos de wolframio de la región de Ambul, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 247-250, Buenos Aires.



LOS YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO DE LA REGIÓN DE AMBUL, CÓRDOBA

Carlos J. Herrmann[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La región de Ambul se ubica 35 km al norte de la localidad de Cura Brochero, en el departamento San Alberto de la provincia de Córdoba, inmediatamente al oeste de la sierra Grande, entre ésta y la pampa de Pocho. La altura sobre el nivel del mar oscila entre 1.300 y 2.200 metros.

Está comprendida entre las coordenadas 31°25'30'' y 31°30'00'' de latitud sur y 64°57' y 65°00' de longitud oeste. Dista 35 km de Mina Clavero y 90 km de Villa Dolores.

Geográficamente, es posible integrar los yacimientos de wolframio de la región de Ambul con aquellos de la región denominada Santa Rosa, inmediatamente al sur de aquélla, resultando un área de 100 kilómetros cuadrados. Pero debido a las diferencias en las características de los yacimientos de ambos sectores, se ha convenido la división en dos sectores: la región de Ambul y la región de Santa Rosa. En la región de Ambul la gran mayoría de los depósitos de wolframio presentan mineralización de scheelita y wolframita en vetas de cuarzo y turmalina.

El área es de aproximadamente 35 km^2 y se encuentra ubicada unos 10 km hacia el este-noreste de la población de Ambul. Sus yacimientos más septentrionales distan 12 km en recorrido recto de los pertenecientes a la zona Santa Rosa (Herrman, este volumen)

En el mapa geológico de la página 242 se indican los yacimientos de la región de Ambul.

Comprende los siguientes yacimientos: Unión, San Juan Bautista, Santuzza, Indiana I y II, Arauco, El Cairo, Victoria, Chile, El Hornito, Lautaro, La Blanca, El Quito.

En la figura 1 se muestra la geología y ubicación de los yacimientos más importante de la región de Ambul.

Leyes, reservas y producción

Se trata de un distrito minero completamente inactivo en la actualidad, con la totalidad de sus yacimientos en estado de abandono, sus labores de explotación aterradas y/o derrumbadas, y acceso impedido a su interior. Los datos de leyes, reservas y producción que se presentan a continuación son, por lo tanto, históricos.

Para las minas Unión y San Juan Bautista, Bassi y Terrero (1957) citaron un producido de 4.470 kg de concentrados con ley promedio 67% WO_3 para el año 1952; 4.344 kg para el año 1953 y 4.690 durante la mitad del año 1954.

Las leyes mínimas *in situ* son de 0,10% WO_3 y las máximas 5% WO_3, para potencias siempre exiguas, del orden de 0,05 a 0,20 metros. El promedio de ley sería inferior a 0,50% WO_3.

Sistema de explotación

La última reactivación de los yacimientos, sucedida en la década del '50, pareciera ser la única en la que se desarrollara una explotación medianamente racional, ya que las anteriores fueron completamente "de pirquén". Al año 1957 se registraban unos 8 km lineales de labores "a cielo abierto" y 830 m de labores subterráneas (piques, galerías,

[1] *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.*

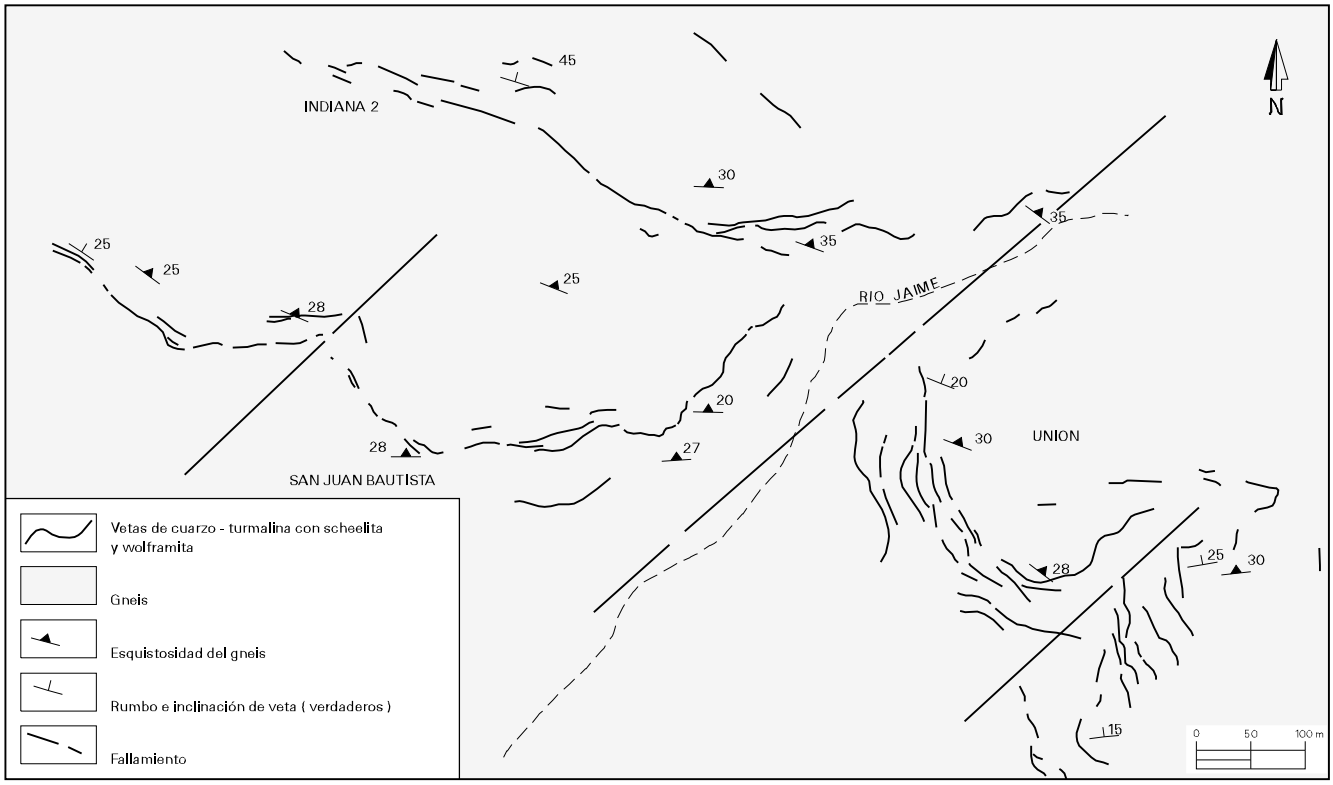


Figura 1. Geología y ubicación de los yacimientos más importantes de la región de Ambul.

cortavetas y chimeneas), lo cual da una idea de la magnitud del distrito.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La explotación tuvo tres etapas de actividad, desde su comienzo en el año 1914. La primera se prolongó hasta el término de la Primera Guerra Mundial; el segundo período tuvo lugar desde 1935 a 1942, mientras que la última reactivación sucedió en 1951 hasta el cierre definitivo a comienzos de la década del ‘60. Todas estas etapas marcan simultaneidad con períodos bélicos y de rearme mundiales, lógicamente en función del destino del metal del mineral extraído, wolframio, en ferroaleaciones para elementos blindados.

En la tabla 1 se presenta un resume de las características de las vetas de la región de Ambul.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito wolframífero Ambul se emplaza en la unidad morfoestructural Sierras Pampeanas Orientales, en las estribaciones occidentales de la sierra Grande de Córdoba, en un marco de basamento cristalino integrado principalmente por esquistos y gneises de edad proterozoica a paleozoica inferior.

Gordillo y Lencinas (1979) resumieron que la sierra de Córdoba está integrada esencialmente por un basamento plutónico-metamórfico compuesto en su mayor parte por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica, posteriormente intruidas en el Paleozoico inferior por batolitos graníticos.

La mayoría de las metamorfitas se encuentran en el grado medio o facies de anfibolita, incrementándose en sectores hasta facies de alto grado metamórfico. Subordinados con respecto a las litologías citadas afloran cuerpos de mármoles, anfibolitas, metacuarcitas, esquistos filíticos y fajas discontinuas de rocas básicas y ultrabásicas. (Kraemer *et al.*, 1995)

En los últimos años fueron reconocidos ortogneises en varios sectores de la sierra cordobesa, tanto en la sierra Chica como en la sierra Grande. En general, se trata de pequeños plutones de composición granítica a granodiorítica, biotíticos y hornbléndicos.

Las formaciones sedimentarias del Paleozoico superior constituyen relictos aislados de areniscas, pelitas y conglomerados, de escasa significación areal y reducido espesor, completando la cubierta complejos volcano-sedimentarios del Cretácico inferior.

Las formaciones terciarias comprenden depósitos detríticos continentales de poca difusión y espesor, generalmente rellenos de bolsón, y volcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos asociados en la pampa de Pocho (Kay y Gordillo, 1990).

Los depósitos pleistocenos tienen escaso desarrollo en el ambiente de la sierra, adquiriendo importancia en los valles longitudinales o transversales mayores.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

La litología predominante en el área de los yacimientos es un gneis, encajonante de las vetas mineralizadas con scheelita y wolframita. También se han reconocido anfibolitas, y, más alejados, mármoles, aunque no rocas calcosilicáticas.

El gneis denota foliación sólo en cortes frescos, más destacable todavía en afloramiento, pero ésta se pierde en muestra de mano. Su coloración es gris castaño y adquiere, por efecto de la meteorización, una textura de "ojos" dada por los granos blanquecinos redondeados de plagioclasa. Presenta disposición isorientada de biotita, y folias de minerales leucocráticos de espesores menores de 3-4 milímetros.

Al microscopio se destaca la textura granoblástica, con una composición mayoritaria de cuarzo, en cristales medianos y grandes, granulados. Los blastos mayores son de plagioclasa, fresca o levemente sericitizada. Biotita es abundante y se presenta isorientada, con evidencias de deformación, pasaje a clorita y moscovita, y formación de minerales opacos ferrosos. Como minerales accesorios integran la roca circón y apatita.

Estructura

En general, las estructuras del campo de deformación frágil tienen en el área mayor desarrollo que aquellas pertenecientes al estadio dúctil.

Los depósitos Unión, San Juan Bautista e Indiana 2 son vetas de rumbo predominante este-oeste y escasa a mediana inclinación (15 a 45°) hacia el norte y noreste, emplazadas de modo en general subconcordante en el gneis. El tratamiento estadístico (n=44) de la orientación de las vetas en el área ocupada por los tres depósitos mencionados señala un 83 % del total de mediciones promediando N290°/24°NE (Herrmann, trabajo doctoral en preparación).

Yacimiento (denominación	Actitud de las vetas Azimut/Inclinación	Potencia (cm) y Corrida (m)	Mineralogía
Unión-San Juan Bautista (incluyen Chica y Miguel)	N270°/ 20°N	Entre 25 y 40 cm/ 1200 m	Scheelita; wolframita Pirita; calcopirita; molibdenita (?) Cuarzo; turmalina (abundante).
Indiana II	N290°/ 50°NE	10 cm/280 m	Scheelita; wolframita. Pirita. Cuarzo; turmalina
Indiana I	N300°/83°SO	5 cm / 200 m c/interrupciones	Scheelita; wolframita cuarzo; turmalina;
Santuzza	N270°/85°S	10 cm / 600 m s/interrupciones	Scheelita; wolframita; pirita; calcopirita. Cuarzo; turmalina
La Blanca	N270°/70°al N y al S hasta verticales	< 4 cm / Varias guías en un área de 600 m x 200 m	Scheelita. Cuarzo; turmalina
Arauco-Lautaro	N240°/50°SE	10 cm/600 m s/interrupciones	Scheelita; wolframita (escasa). Cuarzo; turmalina (escasa);
Hornito	N270°/60°S	7 cm/150 m s/interrupciones + guías paralelas	Scheelita; wolframita; pirita. Cuarzo; turmalina.
Victoria	N270°/55°S	10 cm/250 m + guías paralelas	Scheelita; wolframita Cuarzo; turmalina.
El Cairo	N265°/70°S	10 cm/250 m s/interrupciones + guía paralela a 4 m	Scheelita; wolframita. Pirita (escasa). Cuarzo; turmalina.

Tabla 1. Características de las vetas con mineralización de wolframio del distrito Ambul.

En el yacimiento Santuzza las vetas presentan una orientación general este-oeste e inclinación prácticamente vertical. En el diagrama de distribución de dichos valores, aunque con bajo número de mediciones, el 53,6% indicó una actitud N278°/84° S, lo cual señala prácticamente una concordancia con el rumbo de la esquistosidad del gneis en el cual se alojan, pero discordancia con referencia a su inclinación. El valor tan elevado de inclinación, si bien difiere con el de los yacimientos colindantes Unión, San Juan Bautista e Indiana 2, es semejante al de otros depósitos del distrito de ubicación más alejada.

La esquistosidad del gneis encajonante en el área ocupada por los yacimientos Unión, San Juan Bautista e Indiana señala -en el tratamiento estadístico- una fuerte concentración de datos en la dirección N290°. La inclinación es baja, entre 15 y 30°, en general hacia el noreste. Esta dirección de inclinación no difiere mayormente de la evidenciada en la zona Santa Rosa, al sur del distrito Ambul, pero los valores angulares son inferiores en este último.

En el área del yacimiento Santuzza la esquistosidad del gneis mantiene el mismo promedio que en el área de los restantes depósitos mencionados, aunque aquí existe diferente relación angular entre la esquistosidad del gneis encajonante y la actitud de las vetas.

El principal cambio de rumbo en el diseño general de las vetas de los yacimientos mencionados responde a una tectónica de fallamiento muy posterior, de rumbo noreste-suroeste, cuyo exponente geomorfológico más destacado es el actual cauce del río Jaime, con un valle de más de 150 m de desnivel.

Morfología

Los yacimientos San Juan Bautista, Unión e Indiana II, se emplazan en una superficie de 1 km^2 , surcada con rumbo noreste-suroeste por el curso del río Jaime.

Consisten en varias vetas de estructura masiva, de las cuales las más importantes presentan longitudes aflorantes de casi 1 km, con mediana aunque variable inclinación. Exponen siempre muy reducido espesor, con máximos de 25 cm y mínimos tan menores que resultan prácticamente guías.

Mineralogía

Los minerales primarios que integran la mena son scheelita y wolframita, acompañados por pirita, calcopirita, molibdenita y esfalerita; los secundarios son óxidos de cobre y de hierro. La ganga, abundante, se compone de cuarzo y turmalina.

El contenido de turmalina es muy abundante y en ocasiones supera al de cuarzo; se presenta en general como cristales aciculares formando "soles" de varios centímetros de radio.

Estudios geoquímicos

Los análisis químicos por elementos mayoritarios, minoritarios y trazas sobre dos muestras del gneis encajonantes, indicarían un protolito de grauvaca-subgrauvaca. No presenta mayores diferencias geoquímicas con los gneises que alojan las rocas calcosilicáticas mineralizadas en los depósitos de la cercana región de Santa Rosa, salvo la ausencia de contenidos de wolframio.

MODELO GENÉTICO

Algunas décadas atrás la génesis de las vetas del distrito Ambul era atribuida a procesos desde pegmatítico hasta hidrotermal.

Un estudio actual (Herrmann, trabajo doctoral en preparación) contempla como hipótesis la derivación de cuarzo de reacciones propias del metamorfismo como movilizaciones/segregaciones, así como también un origen previo del tungsteno, que podría estar vinculado con el de turmalina, y su posterior removilización debida a metamorfismo. El emplazamiento de las vetas constituye un aspecto fundamental; las primeras observaciones *in situ* no indican concluyentemente emplazamiento intrusivo.

BIBLIOGRAFÍA

Bassi, H. y J. Terrero, 1954. Plan integral de trabajos públicos. Año 1954. Wolframio en Córdoba. Zona Ambul. Informe previo. Carpeta 819. *Dirección Nacional de Minería.* Buenos Aires.

Bassi, H. y J. Terrero, 1957. Estudio de la mina de tungsteno Unión y San Juan Bautista. Dpto San Alberto, prov. de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería, Anales*, 8.

Brodtkorb, M. K. de, 1991. Geología de Yacimientos de Wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Milka K. de Brodtkorb (Ed.). *Instituto de Recursos Minerales, Universidad de La Plata, Publicación,* 1. Prefacio.

Dalla Salda, L. H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39 (1-2): 38-51

Herrmann, C. J., Estudio geológico del distrito wolframífero Ambul, provincia de Córdoba. *Tesis Doctoral en preparación.*

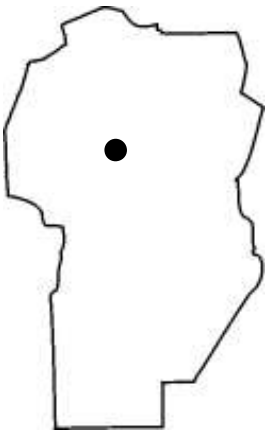
Kay, S. M. y C. E. Gordillo, 1990. Pocho volcanic rocks in the Sierra de Cordoba. Melting of depleted continental lithosphere above a shallow subduction zone. *10° Congreso Geológico Argenetino, Actas,* 1: 60-63. San Juan.

Kraemer, P. E., M. Escayola y R. Martino, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'S). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 47-59.

Gordillo, C. y Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias, 2° Simposio de Geología Regional Argentina,* 2: 577-650. Córdoba.

Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20 h Los Gigantes, provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 90. Buenos Aieres.

Gamba, M. T., 1999. Distrito sheelítico Pampa de Olaen, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 251-256, Buenos Aires.



DISTRITO SCHEELÍTICO PAMPA DE OLAEN, CÓRDOBA

María T. Gamba[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El área se encuentra ubicada en el departamento Punilla, Pedanía San Antonio, en la pampa de Olaen, en campos de propiedad de la Fundación del Hospital San Roque y a 18 km al noroeste de Cosquín. Corresponde al sector noroeste de la Hoja 20i; Córdoba (Pastore, 1932); y al extremo noreste de la Hoja Geológica 3166-IV Villa Dolores, en ejecución (Bonalumi *et al.*, 1997). La latitud es de 31°10'-31°13' sur y la longitud de 64°30'- 64°38' oeste a una altura aproximada de 1.100 m sobre el nivel del mar.

El acceso se realiza a partir de la Ruta Nacional 38 por el camino provincial secundario que va desde Molinari a Villa de Soto; de allí sale un camino en dirección al suroeste que conduce al campamento Los Guindos.

En la figura 1 se muestra el plano geológico y croquis de ubicación de las minas de scheelita.

Leyes, reservas y producción

La explotación minera del distrito scheelítico, de modo organizado a través de SOMINOL (Sociedad Minera e Industrial de Olaen), comenzó en el año 1943 finalizando en 1963.

Los datos de producción de concentrados se indican en la tabla 1.

Los tonelajes extraidos de cada mina son, según Jutorán (1965), Mogotes de la Picaza: 10.000 t; Nahuel: 3.000 t; Los Rodeítos: 3.500 t y La Cubierta: 1.500 toneladas.

Sistema de explotación

La mayoría de las minas fueron explotadas a cielo abierto y algunas pocas en galería (Mogotes de la Picaza es la mayor de estas últimas), encontrándose también numerosos socavones que no se profundizan (Nahuel, Cubierta, etc).

HISTORIA DEL DISTRITO

Los primeros informes acerca de la existencia y potencialidad de las mineralizaciones de wolframio en las Sierras Pampeanas datan de fines del siglo pasado. Pertenecen a Bodenbender (1894) las menciones iniciales de wolframio en la provincia de Córdoba y a Beder (1916) la sistematización de estos yacimientos en todo el país.

En los años ‘50 dado el alza que sufre el precio del metal en el mercado internacional, se producen la mayoría de los informes geológico-económicos encargados en general por la Dirección Nacional de Minería y Geología (Oliveri *et al.*, 1953; Sister, 1954; Sister y Jutorán, 1955a y 1955b; Jutorán,1965). Otros estudios corresponden a Hillar (1971) y Cabanillas (1984).

GEOLOGÍA REGIONAL

El sector está localizado en las Sierras Pampeanas Orientales donde predomina un basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica-paleozoica compuesto esencialmente por esquistos micáceos, gneises, migmatitas, esquistos cuarzo-biotíticos, micacitas, micacitas gnéisicas, gneises tonalítico-biotíticos y gneises migmatíticos.

Stuart-Smith *et al.* (1996) determinaron al menos tres eventos de deformación regional, magmatismo y metamorfismo:

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR.*

Año	Entregas concentrado kg	Ley media % de WO_3
1952	15.763	69,0
1953	7.951	69,0
1955	3.290	69,0
1956	1.752	69,0
1958	3.821	69,0
1959	2.926	69,0
1960	3.217	67,0
1961	942	69,5
1962-1963	219	73,0

Tabla 1. Producción de concentrados del distrito Pampa de Olaen.

D1: Proterozoico tardío a Paleozoico temprano. Deformación compresiva asociada localmente a fajas de cizallas. Metamórficamente alcanza facies anfibolita y en sectores granulita (700°C y 6-7 kbars). Las estructuras primarias se encuentran obliteradas. Asociadas a estos eventos se producen intrusiones graníticas.

D2: Paleozoico temprano. Deformación extensional. Facies esquistos verdes a anfibolitas. Confinadas principalmente a zonas de cizallamiento dúctil. Numerosas intrusiones graníticas, tonalíticas y pegmatíticas.

D3: Paleozoico temprano a medio. Deformación compresiva. Asociada a zonas de cizallas.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

El sector se encuentra ubicado en el Complejo Metamórfico La Falda (Lyons y Stuart-Smith, 1997), constituido por paragneises, ortogneises, anfibolitas, rocas calcosilicáticas, mármoles y pegmatitas (figura 1).

La estructura presenta un rumbo general norte-sur que coincide con el de las Sierras Pampeanas, con una inclinación de 10º a 35º hacia el este, mostrando variaciones locales.

La fracturación del área metamórfica tiene rumbos dominantes noroeste-sureste con fracturas asociadas noreste-suroeste que en algunas zonas se cruzan ortogonalmente (proximidades del cerro Olaen). El aspecto general del área es homoclinal, con suaves plegamientos, sin observarse en ella discordancias notables.

Los paragneises presentan composición pelítica y protolito turbidítico originado en un prisma acrecional formado durante el Cámbrico (Kraemer *et al.,* 1995) y vinculado a la orogenia Pampeana (Rapela *et al.,* 1998); muestran un bandeamiento grosero con bandas de hasta 2 cm de espesor y mineralogía típica cuarzo + biotita + feldespatos ± cordierita ± sillimanita.

Las variedades migmatíticas tienen una distribución areal irregular, aumentando en desarrollo y potencia hacia el oeste. Se emplazan por lo general en el gneis formando fajas de poco espesor y tendencia estromatítica. El leucosoma se encuentra compuesto por feldespatos + cuarzo ± granate ± cordierita ± sillimanita y el melanosoma de biotita ± cordierita + granate ± sillimanita. Se considera que se originaron por la movilización de la fracción cuarzo-feldespática debida a procesos anatécticos.

Otra litología de importancia son los ortogneises intrusivos metaígneos de composición general tonalítica a granodiorítica. Presentan color grisáceo, grano fino, moderada foliación, siendo normales la presencia de xenolitos de paragneises y esquistos.

Los mármoles y rocas calcosilicáticas tienen una distribución areal importante y espesores variables; se disponen en bancos con plegamientos internos de geometría lentiforme y orientados según dirección noroeste. Miden desde centímetros hasta metros y es común observar dentro de los mármoles niveles calcosilicáticos y bancos de anfibolitas.

En el distrito Los Guindos las calizas están constituidas básicamente por calcita y dolomita variando los porcentajes entre ambas. Presentan color blanco con variaciones locales a tonos rosados y celestes. La base de las calizas son los esquistos micáceos totalmente alterados y paragneises. Es frecuente la presencia de esfalerita y martita. La potencia máxima observada en la cantera Tres Campanas es de 20 metros.

Las rocas calcosilicáticas ocupan gran parte del sector en estudio y a ellas se asocia la mineralización scheelítica. Su aspecto es mantiforme; su actitud estructural es concordante con otras litologías y paralela a la foliación general. Su espesor máximo medido es de 20 metros. Presentan colores rosados grisáceos y un bandeamiento grosero; mineralógicamente están compuestas por calcita, diópsido, zoisita, granate y algo de tremolita. Como accesorios hay apatita, titanita, rutilo, blenda, pirita y calcopirita acompañados a veces por scheelita y fluorita. El equilibrio existente entre calcita + tremolita + zoicita indica facies metamórfica epidoto-anfibolita, habiéndose calculado una temperatura de metamorfismo entre 500 y 650°C.

Las anfibolitas tienen una distribución arealmente importante en la zona en estudio; sin embargo los afloramientos presentan poco espesor y se encuentran íntimamente relacionados con los gneises (orto y parageneises), donde muestran su mejor desarrollo y en menor grado con rocas calcosilicáticas e incluso, dentro de las calizas cristalinas. La composición mineralógica es sustancialmente diferente según el ambiente en el que se manifiestan.

Los afloramientos de anfibolitas son macizos compactos y presentan marcada esquistosidad y bandeamiento variable. El tamaño de grano es medio, fino a muy fino y suelen presentarse en fajas largas y angostas que se disponen concordantemente con la estructura de los gneises; los espesores no superan los 3 metros. Frecuentemente se vinculan a procesos migmatíticos y se encuentran a menudo cruzadas por venas de cuarzo de inyección y pegmatitas.

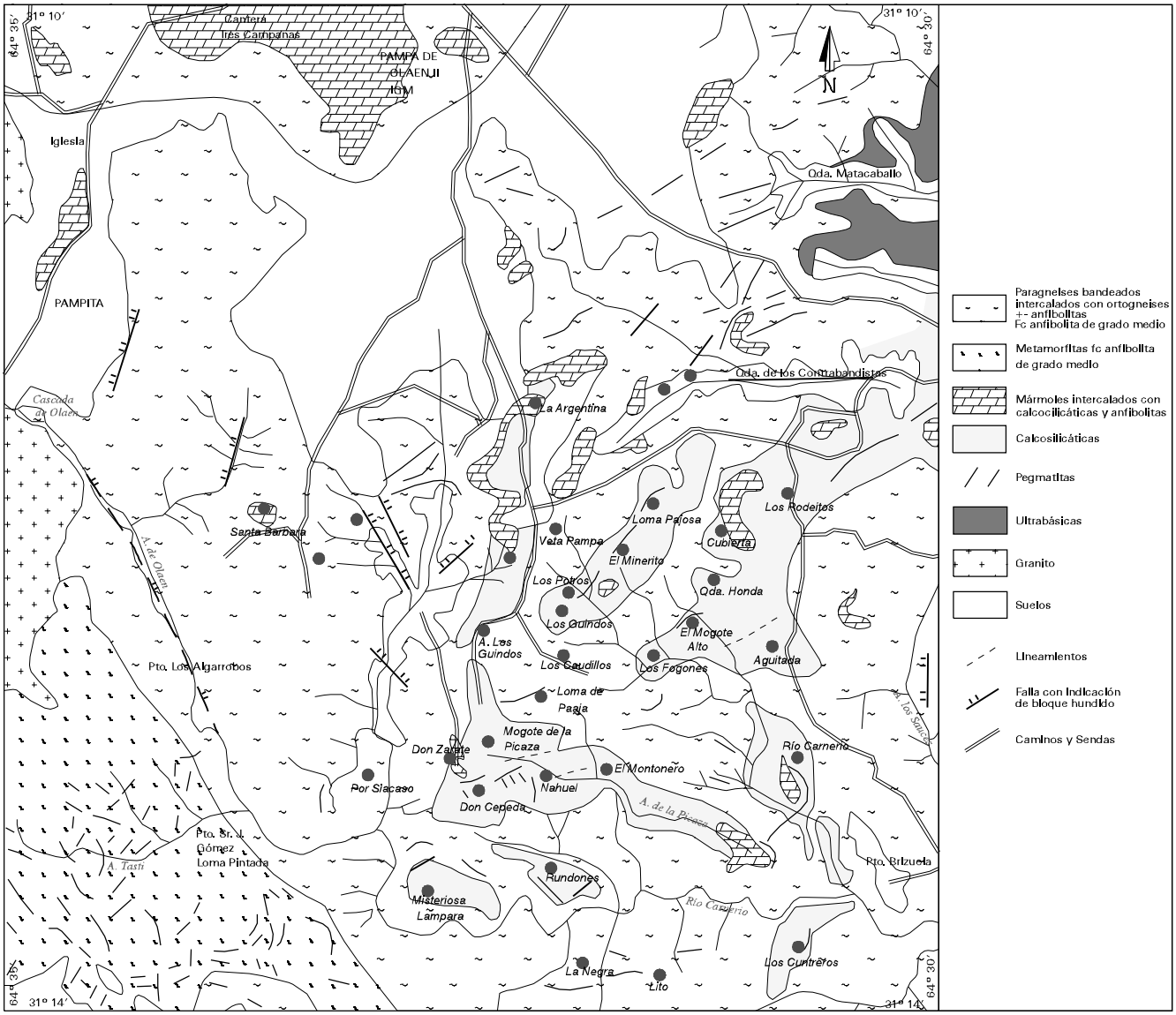


Figura 1. Plano geológico y croquis de ubicación de las minas de scheelita.

Genéticamente se reconocen orto- y para-anfibolitas. Las primeras no presentan bandeamiento; son macizas y de grano medio a fino. Los colores varían de verde a negro o verde muy oscuro. Afloran formando bancos alargados de centímetros a 2 m de espesor. Tienen textura granoblástica a granolepidoblástica. Están formadas por cristales de hornblenda normal, plagioclasas, cristales relícticos de piroxenos y como minerales accesorios apatita, epidoto, esfena y minerales opacos.

Las para-anfibolitas muestran bandeamiento producido por la alternancia de bandas ricas en anfíboles con otras donde predominan el cuarzo y la plagioclasa. La participación de félsicos *vs.* máficos es variable. Afloran asociadas a paragneises y esquistos. Forman bancos estrechos y alargados o se presentan como bochones en masas migmatíticas; raramente superan los 2 m de espesor. Mineralógicamente están formadas por hornblenda, plagioclasa, zoisita, epidoto, sericita, titanita y apatita. La textura es granonematoblástica a nematoblástica.

Son normales las lentes de anfibolitas dentro de las calizas cristalinas; la posición es ubicua pudiendo ser lateral, marginal o en paquetes adyacentes. La geometría es variable presentando eventualmente bordes desflecados de rocas calcosilicatadas

Los protolitos de las ortoanfibolitas determinados a partir de la interpretación de datos geoquímicos indican que las mismas son derivados de basaltos tipo N-MORB que se vinculan tectónicamente al magmatismo básico de la etapa de rift; el uso de discriminantes tectónicos las tipifica como arco de islas (Gamba, 1999).

Al oeste del distrito minero Pampa de Olaen, aflora un plutón granítico de importantes dimensiones considerado una apófisis del Batolito de Achala. Se trata de una intrusión de contactos netos y discordante localmente que co-

rresponde a un granitoide post-orogénico (Rapela *et al.*, 1998).

El granito se encuentra profundamente fracturado y fallado. Las direcciones de fracturación más importantes son noroeste-sureste y sursuroeste-nornoreste con direcciones secundarias este-oeste. Las fallas más importantes tienen rumbo aproximado norte-sur.

Vinculados a esta intrusión hay enjambres de diques pegmatíticos que en su mayoría no muestran deformación presentando un rumbo general norte-sur y una tendencia subvertical. Los diques pegmatíticos pueden también pertenecer a distintas generaciones los más antiguos, que forman lentes sumamente deformadas, se vinculan con la orogenia Pampeana y fueron deformados y plegados por la Famatiniana. Dataciones sobre moscovita de una pegmatita asociada a un ortogneis tonalítico ubicada en el Complejo Metamórfico La Falda arroja una edad K/Ar de 428± 2 Ma (Camacho, 1997).

La geometría de los cuerpos de pegmatitas es tabular, lenticular y, en sectores, ovalada. Su espesor varía desde decímetros a metros. Hay variedades homogéneas y zonales, presentándose en ocasiones fracturadas y plegadas. En el sector se encuentra más de una generación de pegmatitas, siendo más recientes las zonales.

A continuación se describen las minas mayores del distrito y otros sectores de importancia y potencialidad que requieren de una prospección detallada.

MOGOTES DE LA PICAZA

Es la mina más importante del sector; ha sido explotada a cielo abierto, contando también con dos niveles de galerías cortas de más de 3 m de ancho y 2 de alto y una gran escombrera. La mineralización de scheelita se presenta diseminada en una roca calcosilicática, verdosa, compacta, de grano fino, con alteración sericítica blanquecina y bandas ligeramente rosadas de granates. La textura es granoblástica; mineralógicamente está compuesta por cuarzo, biotitas desferrizadas y flexuradas, feldespatos potásicos muy alterados y desnaturalizados, plagioclasa sumamente alterada donde las maclas polisintéticas son difícilmente observables y carbonatos muy pequeños que son producto de una recristalización posterior.

Numerosos cuerpos pegmatíticos y vetas de cuarzo separan los distintos cuerpos mineralizados. La mineralización scheelítica se presenta diseminada en las rocas calcosilicáticas; el techo de la misma lo delimita una importante veta de cuarzo blanco de más de dos metros de espesor, por encima de la cual no se ha continuado la explotación. En sectores en el techo de la galería principal se observan con luz UV pequeños cristales de scheelita dispuestos en forma de bandas.

Los granos de scheelita son muy pequeños, difícilmente diferenciables del cuarzo salvo por el peso de los cristales y el aspecto que adquieren cuando son mojados. No se encuentran cristales bien desarrollados salvo raras excepciones.

Otras mineralogías asociadas con la mineralizacion en las rocas calcosilicáticas son los grandes cristales de granate, epidoto y calcita similares a los reventones de cristales que superan los 60 cm de diámetro.

En las vetas de cuarzo y en las pegmatitas es frecuente observar cristales de granate en forma de geodas, lo que indica un origen hidrotermal, obteniéndose por lo tanto más de una generación de granates y permite presumir una removilización de scheelita sinsedimentaria a partir de los eventos hidrotermales vinculados a la generación de las pegmatitas.

NAHUEL

Esta mina se encuentra a 1 km al sureste de Mogotes de la Picaza; en la loma, los afloramientos son aislados, lo que determina varios laboreos separados. Las labores son subterráneas, sin gran desarrollo. Se evidencia un notable cambio petrográfico respecto de otras minas; la scheelita se encuentra en la roca calcosilicática limitada por una pegmatita de cuarzo muy potente. No se observa cuarzo ni granate en las rocas de caja, encontrándose en la escombrera en menor cantidad a la usual, junto a epidoto. Hay una importante alteración a óxidos de hierro que conforman un sombrero. Es notable la aparición de sulfuros (esfalerita, posiblemente pirrotina) y wolframita que no están presentes en otras minas próximas de este distrito. En las escombreras se han producido hallazgos de helvina. Las rocas calcosilicáticas de Nahuel poseen un rumbo general N20°O. Están compuestas por andesina, moscovita, calcita, cuarzo, clorita, biotita y erráticamente granate y epidoto.

Inmediatamente a continuación de Nahuel siguen las pertenencias de Los Montoneros, por lo tanto en el campo es difícil separar una escombrera de otra.

LOMA PAJOSA Y LOS CAUDILLOS

Estas minas se caracterizan por presentar una importante mineralización de sulfuros asociados a las rocas calcosilicáticas donde se encuentra la mineralización scheelítica diseminada. La roca de caja está formada por ortogneises, cuerpos irregulares de anfibolitas de rumbo promedio N25°O y enjambres de pegmatitas. Los sulfuros presentes son: matildita, kesterita, bismutina, esfalerita y marmatita, que se ubican en una veta mineralizada de potencia variable (Gamba, 1996).

La mina Loma Pajosa se encuentra a 400 m al sur del camino que corre por el filo que separa el campamento Los Guindos de la quebrada de los Contrabandistas.

Los laboreos consisten en una labor principal excavada en forma circular de unos 13 m de diámetro y varias excavaciones menores. Próximas a esta mina se encuentran las pertenencias de Los Caudillos, que consisten en pequeños destapes y piques.

Se han reconocido anomalías de W, Cu, Mo, Bi y Sn.

OTRAS MANIFESTACIONES

LOS GUINDOS NORTE

Este laboreo frente a Los Guindos es una corrida de 20 m por 5 m de ancho. La roca de caja es calcosilicática compuesta por granate, epidoto, cuarzo, fluorita y calcita; se caracteriza por presentar grandes cantidades de cuarzo blanco y granates alterados de tamaño medio (aproximadamente 0,50 cm de alto). La calcita se presenta en cristales euhedrales bien desarrollados de color blanco.

LOS RODEITOS

Mineralización scheelítica diseminada en rocas calcosilicáticas. En algunos sectores la coloración es más verdosa debido a la presencia de grandes masas de epidotos. También es importante la cantidad de granates asociados a las pegmatitas.

El yacimiento tiene 120 m de largo y 10 m de ancho. La roca calcosilicática muestra bandeamientos de rumbo N40ºE que coincide con la dirección de la faja mineralizada.

QUEBRADA HONDA

Es un socavón enterrado de 10 m de frente, las vetas de cuarzo en el techo delimitan la mineralización y tienen hasta 1 m de potencia. Se encuentra gran cantidad de cuarzo y granates sin epidoto. Los granates son más pequeños y masivos que en otras minas y no se observa calcita.

LA CUBIERTA

Se localiza al noreste de la anterior. Hay gran cantidad de material removido, aunque en los datos figuran sólo 1.500 t de rocas trabajadas. Las rocas calcosilicáticas portadoras de la mineralización muestran cristales de cuarzo, grandes granates y calcita, encontrándose cristales bien desarrollados de epidoto.

QUEBRADA DE LOS CONTRABANDISTAS

Esta quebrada, llamada también del Contrabando, tiene rumbo este-oeste y es una de las más profundas del sector, con laderas empinadas que llevan a un valle estrecho originado por fallamiento donde hay un curso de agua temporario. A medida que se avanza hacia el este el carcavamiento lateral se profundiza. La característica distintiva de la mineralización el tamaño de grano de los cristales de granate y epidoto extraordinariamente desarrollados (reventones de cristales). La quebrada muestra mineralización exclusivamente en su ladera norte, mientras que en la sur predominan los ortogneises y hay evidencias de fallamiento de rumbo norte-sur.

El área mineralizada se localiza en una corrida expuesta de rocas calcosilicáticas meteorizadas que afloran en forma de bloques fracturados y diaclasados orientados N56ºE.

En todo el sector se observan grandes cantidades de cristales de granate y epidotos acompañados por calcita y fluorita.

Las rocas calcosilicáticas portadoras de la mineralización están compuestas por granate, calcita, epidoto, piroxeno, titanita y apatita.

Hacia Los Sauces, en el sector norte las rocas calcosilicáticas son prácticamente monominerales. Están compuestas por hornblenda (tremolita-actinolita) acompañada por epidoto, titanita, calcita, clorita y clinozoisita y como accesorios biotita, moscovita, scheelita y fluorita.

Hacia el oeste se observa una bocamina de 2 m de frente por 11 m de profundidad donde la scheelita se presenta en rocas calcosilicáticas cruzadas por enjambres de pegmatitas muy moscovíticas.

En la ladera opuesta la petrografía es totalmente distinta. Se trata de un ortogneis blanquecino, compacto, con gran aporte moscoviítico, cuyo corte petrográfico mostró una roca de características plutónicas relícticas. La mineralogía observada está compuesta por feldespatos potásicos absolutamente desnaturalizados que presentan nidos de sericita. La moscovita forma grandes cristales límpidos de origen secundario; las plagioclasas se encuentran totalmente alteradas con maclas polisintéticas prácticamente desdibujadas, y son observables relictos de cristales de biotita con una textura granosa media a gruesa, alterados a óxidos de hierro.

MODELO GENÉTICO

El distrito scheelítico Pampa de Olaen responde a un origen singenético-sinsedimentario relacionado a actividades volcanogénicas exhalativas que producen depósitos de tipo estratoligado. Brodtkorb y Pezzutti (1991), al analizar los depósitos de San Luis y Córdoba relacionados a rocas calcosilicáticas y anfibolita, incluyeron en esta categoría a los de Pampa de Olaen.

Las características principales de la mineralización es su amplia distribución areal donde la schelita aparece diseminada en cuerpos calcosilicáticos siempre relacionados a anfibolitas, mármoles y pegmatitas sobre el basamento metamórfico formado por para y ortogeneises con una actitud estructural concordante y geometrías lentiformes. La mineralización primaria data del Precámbrico-Paleozoico inferior y se relaciona directamente a la orogenia Pampeana (rocas calcosilicáticas de Villa del Soto arrojan una edad U/ Pb de 509±2 Ma; Fantini *et al.*, 1998), con ambientes de plataforma carbonáticos y derrames de basaltos toleíticos de tipo arco de isla e intrusivos graníticos tipo “S”. Estudios geocronológicos fueron también realizados por Sims *et al.* (1998).

La evolución tectónica posterior de las Sierras Pampeanas produce distintos eventos de deformación; para Skirrow y Sims (1998) estos depósitos se asocian a la deformación extensional D2 del Paleozoico temprano. En la última

etapa de la orogenia Pampeana y durante la Famatiniana tienen lugar eventos deformativos dúctiles que traen aparejados plegamientos y segregación de distintas generaciones de pegmatitas que removilizan a la scheelita, produciéndose concentración en aquellos sectores de mayor segregación, generalmente vinculados a las charnelas y zonas de debilidad de los pliegues; finalmente la orogenia Achaliana encuentra prácticamente exhumado el sector mineralizado provocando deformación frágil y cizallamiento. Por lo tanto a la génesis sin-sedimentaria se le suman factores magmáticos-hidrotermales.

BIBLIOGRAFÍA

Beder, R., 1916. Los yacimientos de minerales de wolfram en la República Argentina. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín, 12 Serie B (Geología).* Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1894. Die wolfram-minen der Sierra von Córdoba in der Argentinischen Republik, *Zeitschrift f. praktische Geologie, Jahrg*. II.

Bonalumi, A., R. Martino, E. Boldo, J. Zarco, J. Sfragulla, C. Carignano, P. Kraemer, M. Escayola y A. Tauber, 1997. Hoja Geológica-Villa Dolores-3166-IV. Segundo informe de avance. *Servicio Geológico y Minero Argentino.*

Brodtkorb, M. de y N. Pezzutti, 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfibolitas. Provincias de San Luis y Córdoba. En Brodtkorb, M. K.de (Ed.). *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba.Argentina. Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales,* 1: 169-184.

Cabanillas, A., 1984. Investigación de minerales de fondo de batea en el Grupo Minero Los Guindos. Departamento Punilla. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* tesis de licenciatura, inédito.

Camacho, A., 1997. ^{40}Ar-^{39}Ar and Rb-Sr geochronologie, final report. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine-Australia Cooperative Project. *Servicio Geológico Minero Argentino*, inédito.

Fantini, R., P. Gromet, C. Simpson y C. Northrup, 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina; implications for Laurentia-Gondwana interactions. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*, 2: 388-392.

Gamba, M., 1996. Minerales de Ag, Bi y Sn en la mina Loma Pajosa, Distrito minero scheelítico Los Guindos, Córdoba, Argentina**.** *Universidad Nacional de La Plata, Publicación del Instituto de Recursos Minerales, 3º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas,* 5: 119-121.

Gamba, M. T., 1999. Vinculación volcanogénica de los yacimientos de scheelita de Pampa de Olaen, córdoba. Argentina: interpretación geoquímica de los protolitos metamórfizados. *1º Simposio de Vulcanismo y Ambientes Associados, Boletin de Resumos:* 96.

Hillar, N., 1971. Planta de beneficio de minerales en cuatro distritos mineros. Provincia de Córdoba. *Consejo Federal de Inversiones.*

Jutorán, A., 1965. Geología del distrito minero Los Guindos. Pampa de Olaen. Córdoba. *Instituto Nacional de Geología y Minería. Secretaría de Minería,* inédito.

Kraemer, P., M. Escayola y R. D. Martino, 1995, Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40´LS-32°40´LS). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 47-59.

Lyons, P. y P. Stuart-Smith, 1997. Geology of the Sierras Septentrionales de Córdoba. Mapa 1:250.000. Provincia de Córdoba. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine- Australia Cooperative Project. *Servicio Geológico Minero Argentino, Anales,* 27.

Oliveri, J., H. Lucero y J. Terrero, 1953. Estudio geológico-minero del yacimiento de Scheelita "El Salto", departamento San Alberto, provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería*, informe 426. inédito.

Pastore, F., 1932. Hoja 20i del Mapa Geológico de la Argentina, región oriental y media de la Sierra de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 36: 1-67. Buenos Aires.

Rapela, C., R. J. Pankhurst, C. Casquet, E. Baldo, J. Saavedra y E. Galindo, 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Cordoba. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.) *The Proto-Andean margin of South America. Geological Society (London), Special Publication.*

Sims, J., T. Ireland, A. Camacho, P. Lyons, P. Pieters, R. Skirrow, P. Stuart-Smith y R. Miró, 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin, En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.) *The Proto-Andean margin of South America. Geological Society (London), Special Publication.*

Sister, R., 1954. Plan integral de trabajos públicos- Año 1954. Wolframio en la Prov. de Córdoba. Zona de Altautina. Informe Nº 500. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito.

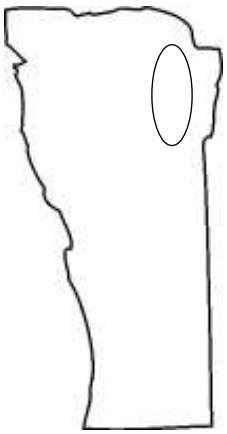
Sister, R. y A. Jutorán, 1955a. Informe del Grupo Minero "Las Ensenadas", minas de scheelita "La Esperanza" y "La Chinchita", Provincia de Córdoba. Informe 559. *Dirección Nacional de Geología y Minería.*

Sister, R. y A. Jutorán, 1955b. Informe de las minas "San Juan Bosco y la Dita" Departamento San Alberto, Provincia de Córdoba. Informe 563. *Dirección Nacional de Geología y Minería.*

Skirrow, R. y J. Sims, 1996. Mineral Deposit Styles and Settings in the southern Sierras Pampeanas, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3:137.

Stuart-Smith, P., R. Miró, P. Pieters, P. Lyons, J. Sims y A. Camacho, 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 2: 147.

Brodtkorb, M. K. de y A. Brodtkorb, 1999. Yacimientos de scheelita asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 257-269, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE SCHEELITA ASOCIADOS A ANFIBOLITAS Y ROCAS CALCOSILICÁTICAS, SAN LUIS

Milka K. de Brodtkorb[1] y Alejo Brodtkorb[2]

INTRODUCCIÓN

Se describen los yacimientos de scheelita asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas de la provincia de San Luis; el distritos Morro Oeste, Morro Este, Yulto, San Felipe y las manifestaciones Sierra de La Estanzuela y Villa de Praga (figura 1).

DISTRITO MORRO OESTE

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Al este y sudoeste de la ciudad de La Toma, provincia de San Luis, se encuentra un importante distrito scheelítico que puede subdividirse en dos franjas paralelas norte-sur: Sierra del Morro Oeste y Sierra del Morro Este, la primera de unos 14 km y la segunda de 4 km de largo. En la figura 2 se pueden observar las principales pertenencias de estos distritos. Hacia el norte y el sur los afloramientos rocosos se hunden debajo de la cubierta cenozoica.

En la corrida de la Sierra del Morro Oeste, el extremo norte corresponde al cateo Lucifer que se ubica sobre la ruta que une las localidades de La Toma con La Esquina. Los yacimientos entre Lucifer y Don Ricardo están unidos por caminos mineros, ahora abandonados, y los yacimientos entre La Prudencia y Erica Luisa se comunican también entre sí entrando por la estancia La Guillermina

Los yacimientos se centran alrededor de los 65°30' de longitud oeste y 33°10' de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

De las épocas de las guerras no se conocen datos de leyes (se extrajeron las partes más ricas) ni producción. Minera TEA (1971) y Llambías y Malvicini (1981) resumieron datos de leyes y reservas que se pueden observar en la tabla 1.

Con el detallado estudio geológico realizado por Delakowitz (1987) se pueden inferir reservas más importantes para este distrito, en especial en Loma Blanca, La Prudencia y El Peje. En Loma Blanca el banco mineralizado fue explotado solo hasta los 25m sobre unos 200 m de extensión. Un chiflón de exploración cercano ha mostrado la continuación del banco en unos 125 m sin disminución de la ley. Las carerísticas geológicas de esta zona parecen indicar un banco con mineralización scheelítica de algunos cientos de metros de largo con varias repeticiones por plegamiento y escasa fracturación (ver en la descripción de cada yacimiento). En La Prudencia, según los mineros de la zona, la mena tenía frecuentemente 2% de ley de WO_3. La explotación terminó por falta de demanda pero no por falta de buena ley. Se considera que el distrito Morro Oeste es uno de los distritos más promisorios como reserva de wolframio de la Argentina.

Sistema de explotación

En general fueron explorados y explotados siguiendo la inclinación de los bancos mineralizados. Dependiendo de su inclinación local las labores son entre achiflonadas y

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires. Universidad Nacional de San Luis.*

[2] *Geólogo consultor.*

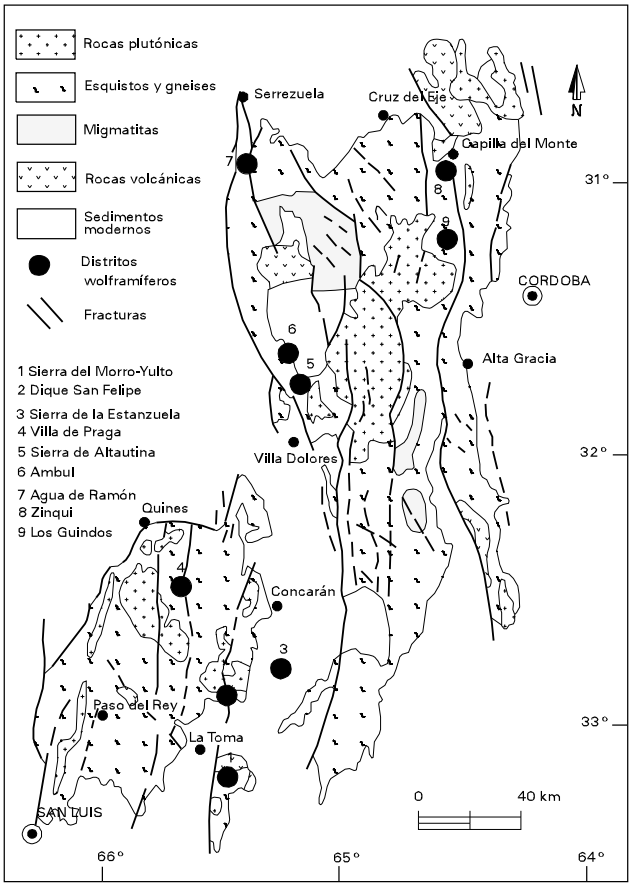


Figura 1. Ubicación de los yacimientos de wolframio asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas de las provincias de San Luis y Córdoba.

piques subverticales. Por ejemplo en Loma Blanca se explotó la mineralización por el método de cámara y pilares en un plano inclinado de aproximadamente 35° y en La Prudencia en rajos subverticales. Algunos fueron explotados a cielo abierto, como Los Rodeos y El Peje.

Para la concentración se instalaron numerosas pequeñas plantas (1 a 4 mesas gravitacionales) cerca de los yacimientos y fuentes de agua.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Según los lugareños los primeros yacimientos fueron encontrados por mineros españoles a principios de siglo.

En este distrito se realizaron solamente trincheras exploratorias.

GEOLOGÍA REGIONAL

Como se dijera, la Sierra de San Luis está constituida por un basamento compuesto por una asociación de diferentes rocas metamórficas y granitoides de diferentes composiciones y edades, atribuidos al Proterozoico superior-Paleozoico medio. Se establecieron dos ciclos metamórfico-magmáticos: el ciclo Pampeano (Proterozoico superior-Cámbrico inferior, 580-540 Ma) y el ciclo Famatiniano (Cámbrico inferior -Devónico superior, 530-360 Ma). Sims *et al.,* (1997) propusieron el nombre de Complejo Metamórfico Conlara a la región del Valle de Conlara, al que pertenece este distrito.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DEL DISTRITO

Litología

Uno de los primeros trabajos de esta zona fue realizada por Smith y Gonzalez Stegmann (1947).

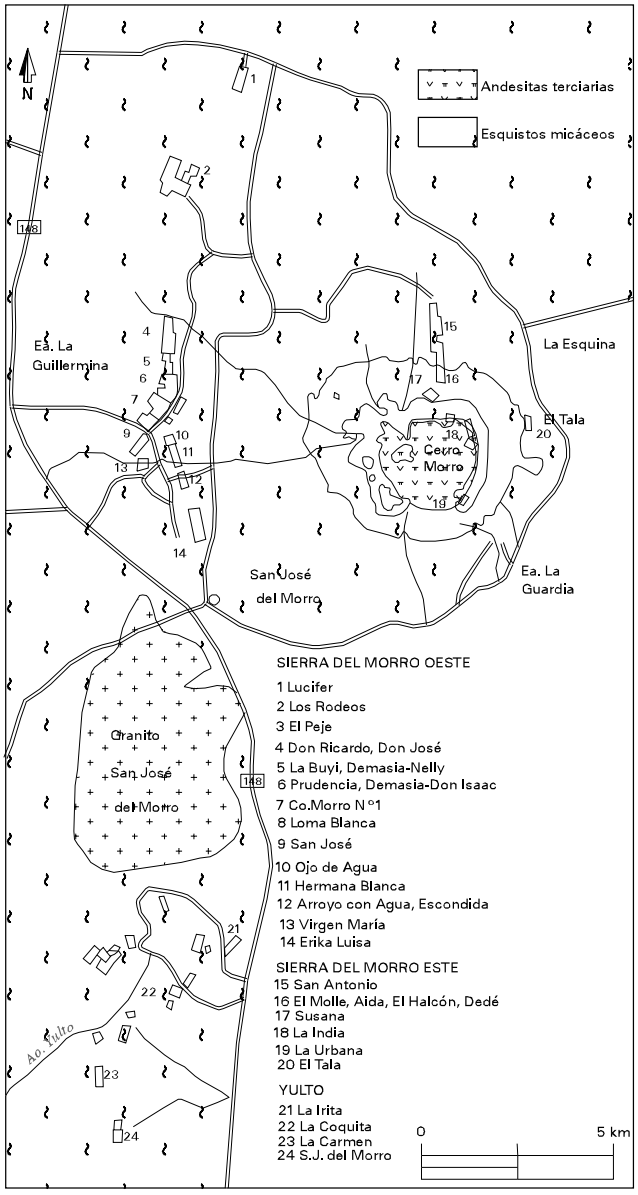


Figura 2. Ubicación de cateos y minas de wolframio de la Sierra del Morro Oeste, Este y Yulto.

Yacimiento	Valores de WO_3 Leveratto y Llambías, 1977	Reservas probables Minera TEA, 1971
La Buyi	prom. 0,38%	
corrida O	máx. 0,55%	
corrida E	prom 0,44%	
	máx. 0,65%	
La Prudencia		
zona norte	prom. 0,65%	12.700 t
corrida oeste	máx. 1.45%	
zona sud	prom .0,42%	3.500 t
corridas O y E	máx. 0,59%	
Estaca Oeste	prom. 0,49%	3.400 t
La Prudencia	máx. 0,90%	
San José	prom. 0,51%	5.400 t
	máx. 0,99%	
Co.Morro N°1	prom. 0,61%	5.600 t
corrida O	máx. 0,92%	
corrida E	prom. 0,47%	2.000 t
	máx. 0,92%	
zona sud	prom. 0,57%	16.300 t
corrida O	máx. 0,99%	
corrida E	prom. 0,51%	9.600 t
	máx. 1,28%	
Loma Blanca 30.000 t rajo abierto		
cuerpo 3	prom. 0,59%	9.400 t
	máx. 1,43%	
Cuerpo S. José	prom. 0,42%	5.400 t
	máx. 0,80%	

Tabla 1. Leyes y reservas del Distrito Morro Oeste.

La litología de la zona del Distrito Sierra del Morro Oeste está constituida por las siguientes unidades: esquistos biotíticos, rocas calcosilicáticas, mármoles, ortoanfibolitas, pegmatoideos de orígen metamórfico, pegmatitas sincinemáticas y poscinemáticas, y vetas de cuarzo-turmalina. Para mayores detalles se remite al lector a Llambías y Malvicini (1982) y Delakowitz *et al*. (1991). Además, pero sin relación espacial se encuentran las intrusiones andesíticas miocenas en el centro de la estructura del Morro y sus rocas piroclásticas.

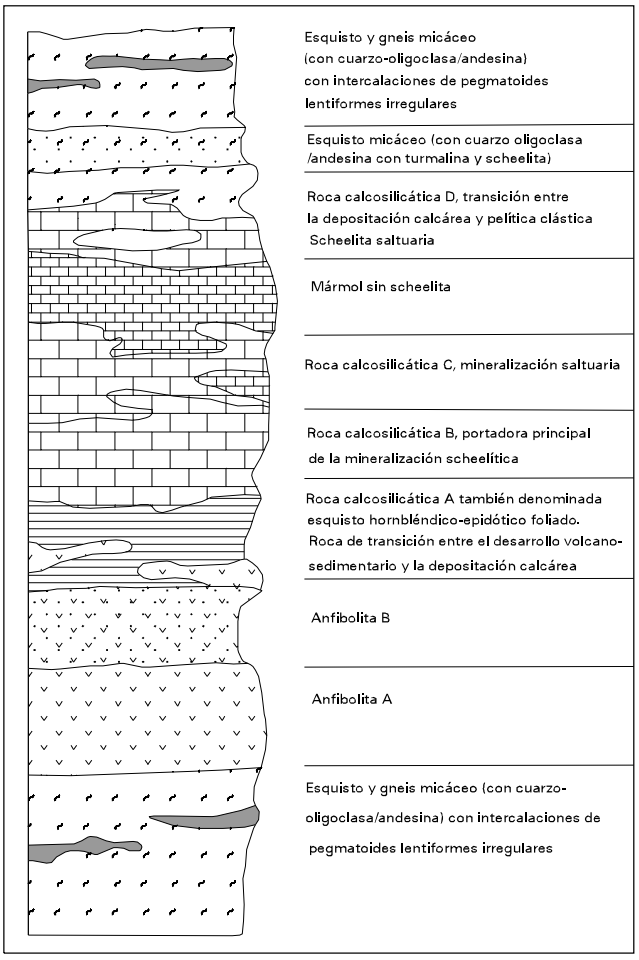


Figura 3. Secuencia litológica especial.

Los esquistos y gneises biotíticos, dominantes en la región, son de color pardo-grisáceo, de grano mediano a grueso, foliadas en capas claras formadas por cuarzo-oligoclasa/andesina, y otras oscuras, ricas en biotita. La esquistosidad es paralela a $sf_{2.}$ En áreas cercanas a los bancos mineralizados se pueden observar estratos ricos en turmalina.

Las rocas calcosilicáticas, los mármoles y las anibolitas han sido denominadas por Höll (1982) "secuencia litológica especial" (figuras 4 y 5), en razón de su estrecha relación a la mineralización y su origen común, ya que se trata de un evento característico, de corta duración, dentro de la monótona sedimentación clástica regional. En general presentan espesores de 6-10 metros.

Las anfibolitas se clasificaron en A y B, teniendo las del grupo A menores cantidades de K_2 O, Rb y Cs y mayores de CaO y tierras raras. Las anfibolitas y esquistos anfibólicos del grupo A forman la base de la secuencia litológica especial, que debido a los plegamientos isoclinales pueden simular mayores espesores y alternar con rocas calcosilicicas y mármoles. La mineralogía está conformada por plagioclasa y hornblenda magnesiana con tendencia tschermakítica, en menor cantidad cuarzo, epidoto/clinozoisita,

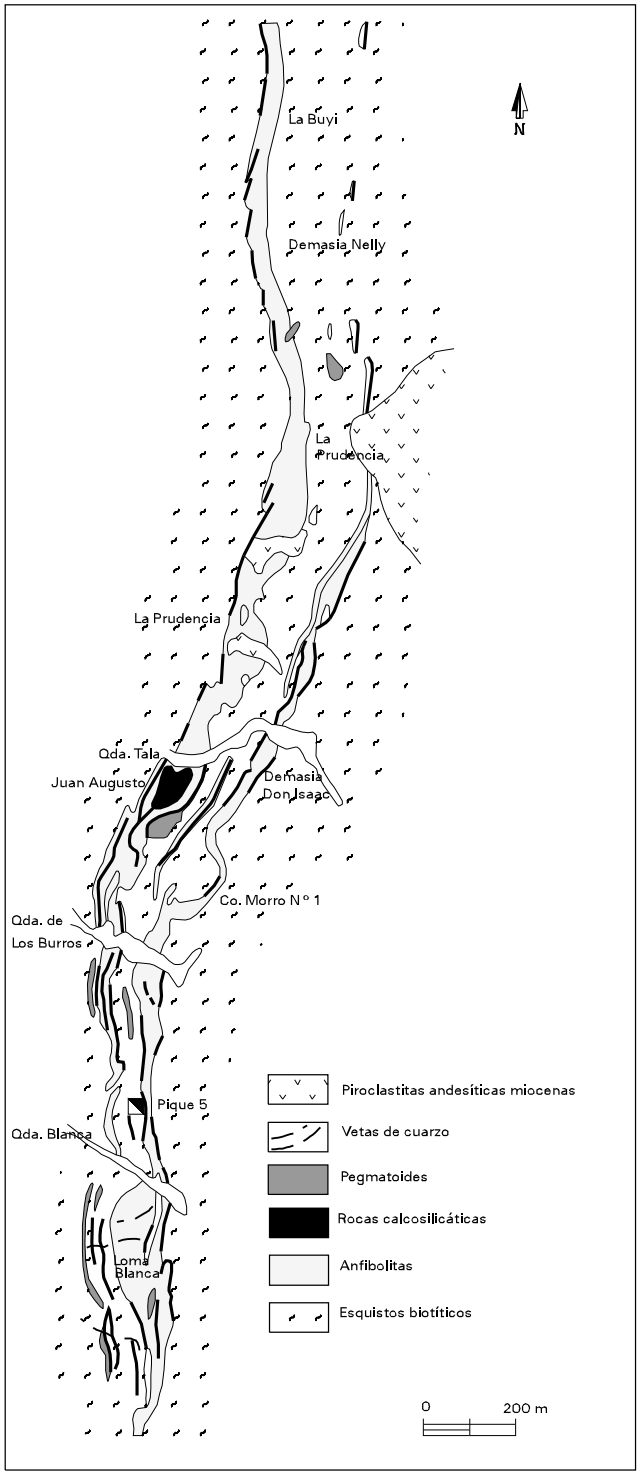


Figura 4. Principales unidades litológicas de la parte central del distrito del Morro Oeste

biotita y como accesorios apatita, titanita, hornblenda tremolítica-actinolítica, clorita y zircón. La anfibolita B se encuentra estratigraficamente por encima de las anteriores, son mas bandeadas y esquistosas y se diferencian de la A por la mayor participación de epidoto/clinozoisita verde amarillenta y hornblenda tremolítica-actinolítica verde clara, ademas por la presencia de scheelita. Los análisis químicos demuestran una alteración de agua de mar en la que posiblemente se produjo la transformación de biotita y hornblenda en clorita.

En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) las anfibolitas se ubican en el campo de magmas tholeíticos.

Las rocas calcosilicáticas fueron definidas por Newberry *et al.,* (1986) como producidas por metamorfismo regional por sus características texturales como ser bandeamiento, textura paralela, ordenamiento mineral, foliación y ausencia de minerales específicos, de las de metamorfismo de contacto. que son masizas y de grano grueso. Fueron clasificadas en este distrito en A,B,C y D en razón de sus variaciones químicas. No siempre se pueden observar todas estas variedades, en especial en los yacimientos en que los bancos son de poco espesor.

Las de tipo A son rocas de transición entre los esquistos infrayacentes y las del tipo B. La composición mineralógica está dada por hornblenda tremolítica -actinolítica, epidoto/clinozoisita, y hornblenda común; en menor cantidad plagioclasa (oligoclasa/andesina), clorita, calcita y como accesorios cuarzo, talco, biotita, muscovita, diópsido, zircón, apatita, titanita , además de scheelita, fluorita, esfarelita, pirita, calcopirita, pirrotina, magnetita e ilmenita. La scheelita se presenta xenoblástica y se encuentra diseminada u ordenada paralela a la esquistosidad.

La roca calcosilicática de tipo B es la principal portadora de scheelita. Forma bancos de 0,4 a 2 m de espesor, macizos, sin esquistosidad ni bandeamiento. Está conformada por hornblenda tremolítica -actinolítica (hasta un 90%), epidoto/clinozoisita y calcita, en menor cantidad hornblenda común y clorita y como accesorios talco, biotita, muscovita, diópsido, apatita, titanita, además de scheelita, fluorita, pirita, pirrotina, calcopirita y esfarelita. La scheelita se encuentra en granos xenoblásticos en forma diseminada u ordenada paralela a subparalelamente.

La roca del tipo C se caracteriza por el aumento de calcita y disminución de hornblenda tremolítica-actinolítica y scheelita , y son transición a los mármoles libres de scheelita.

Los mármoles están formados por granos de calcita (CaO= 40,1% y MgO= 10,9%) que presentan maclas polisintéticas debidas a presiones mecánicas.

Las rocas del tipo D se caracterizan por el aumento de cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y una disminución de los minerales calcosilicáticos. Las rocas de este grupo representan el pasaje de la depositación carbonática a la silicoclástica.

Los pegmatoideos son rocas de poca potencia y se localizan generalmente paralelas a subparalelas a la esquistosidad sf_2 . Se ubican en los contactos de anfibolitas con rocas calcosilicáticas o de estas con esquistos biotíticos y pueden encontrarse plegadas. También se ha reconocido blastesis feldespática.

Las pegmatitas sincinemáticas fueron descriptas por Llambías y Malvicini (1982); se presentan como delgadas venillas concordantes con la esquistosidad, siguiendo los

plegamientos. A veces no son contínuas sino que tienen texturas de boudinage, en particular en las charnelas de los pliegues. Las pegmatitas poscinemáticas son cuerpos netos, relacionados seguramente a a intrusión del granito de San José del Morro. En general no contienen scheelita.

Las vetas cuarzo-turmalínicas son relativamente abundantes en esta zona. Donde cruzan a los bancos calcosilicáticos suelen presentar mineralización scheelítica.

Estructura

Un denominador común en la Sierra del Morro Oeste es la superposición de los ejes de plegamiento del ciclo Pampeano y del ciclo Famatiniano (figura 5). Esta superposición da figuras de interferencia de fuerte deformación destrozando el banco mineralizado en escamas y lentes. Es común observar flancos largos intactos de mayor tamaño y flancos volcados rotos, que frecuentemente significan la terminación de un cuerpo de mena.

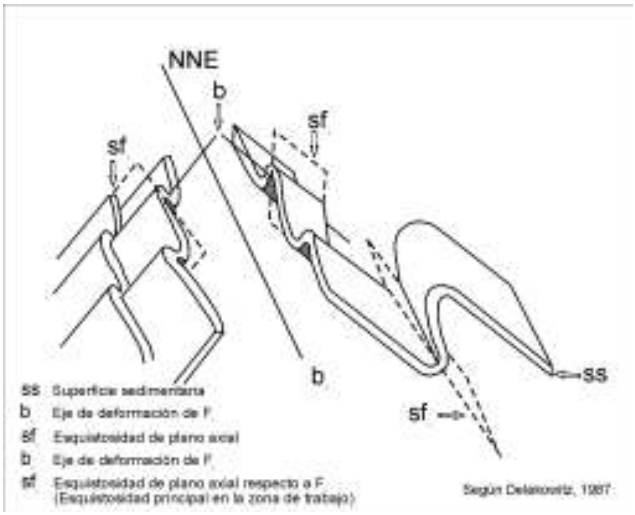


Figura 5. Estructuras de plegamiento debidos a los ciclos Pampeano y Famatiniano.

Morfología

Se presentan dos tipos de mineralizaciones. La más importante es estratoligada donde la scheelita se presenta en las rocas calcosilicáticas, en especial en el horizonte B y en las anfibolitas de tipo B , y en menor grado scheelita o wolframita en vetas de cuarzo-turmalina.

A continuación se describen de norte a sud los diferentes yacimientos, pudiendose observar su ubicación en la figura 2.

LUCIFER

Fue explorada mediante varias trincheras y destapes. En la labor 9 se realizó un chiflón de unos 60 m al este. En sus niveles -9 y -46 , que son de rumbo norte-sud, se explotó el mineral sobre rumbo, teniendo las dos galerías en conjunto unos 270 m de largo.

La mineralización se ubica en una roca calcosilicática de poco espesor (0,5 a 1,5 m), de color gris-verdoso, que se encuentra acompañada por anfibolitas y esquistos hornbléndico-epidóticos. En este yacimiento es común la blastesis feldespática que localmente forman lentes pegmatoideos. A la entrada de la labor 9 se encuentran dos bancos de rocas calcosilicáticas mineralizadas en las que se intercala un banco de esquistos hornbléndico-epidóticos. Se trata de un plegamiento isoclinal con eje oestenoroeste-estesureste (ciclo Pampeano) de un solo banco. A consecuencia de otro pliegue isoclinal de eje nornoreste-sursuroeste (Ciclo Famatiniano) el banco calcosilicático se presenta también en un flanco tectonizado de ese plegamiento, en lentes trozadas.

Las rocas presentan una esquistosidad principal con 10-40° E. Dominan los ejes de deformación B1= 90-120° / 35-55° ESE (Ciclo Pampeano) y B2 = 0-20°/ 4-15 °S (Ciclo Famatiniano). En la sobreposición de los ejes de plegamiento con flancos subhorizontales largos y flancos volcados muy deformados, se encuentran en este yacimiento las complejas estructuras mencionadas.

LOS RODEOS

Este depósito se encuentra a unos 2 km al sur de la mina Lucifer. Los trabajos mineros constan de una cantera a cielo abierto de aproximadamente 35 m de diámetro y dos chiflones de unos 30 m que se hicieron sobre el buzamiento de la roca calcosilicática mineralizada y que tienen cortas galerías sobre el rumbo de la mena. A unos 200 m al este y a 400 m al suroeste (camino a El Peje) se encuentran dos destapes exploratosios. En este yacimiento faltan las anfibolitas de tipo A. Las rocas presentes son esquistos hornbléndicos-epidóticos y rocas calcosilicáticas epidotóticas, ambas portadoras de mineralización, y un banco de mármol estéril, observándose un pliegue de tamaño decamétrico. Son comunes pegmatoides y vetas de cuarzo-turmalina paralelos a discordantes con la esquistosidad. Estos últimos tienen scheelita en los lugares donde cruzan los bancos mineralizados.

En los bancos occidentales los esquistos tienen un rumbo norte-sur y un buzamiento subhorizontal al este. Hacia el norte cambian a rumbo norte-sur. Hay un predominio de ejes de plegamiento al este y sureste. Los laboreos occidentales se encuentran en un flanco largo, los otros se ubican en el flanco volcado muy deformado.

EL PEJE-LA ESCABROSA

El yacimiento El Peje se encuentra al suroeste de Los Rodeos y fue una de las minas más importantes. La mena se explotó en una cantera de unos 60 x 80 m de diámetro y unos 20 m de profundidad. Desde allí también se extrajo mineral en desarrollo subterráneo (figura 6). Otros destapes se encuentran a 60 m al oeste y 100m al sur, y en La

Escabrosa, 1 km al al suroeste. Las rocas de El Peje están fuertemente deformadas tectonicamente y boudinadas. Las deformaciones según ejes del ciclo Pampeano y especialmente del ciclo Famatiniano (con una vergencia predominante al oeste) configuran un dibujo de interferencia tectónico con un trozado en lentes y escamas, especialmente al sud del yacimiento.También aquí la scheelita se encuentra en el esquisto hornbléndico-epidótico y en la roca calcosilicática. La tectonización ha producido una fuerte removilización con concentraciones muy ricas en scheelita, en planos tectónicos y en charnelas de los pliegues. Estas fueron el principal objetivo de la explotación y la tradición oral menciona "puros" de hasta 2000 kg.

DON RICARDO , DON JOSE, LA BUYI, DEMASIA NELLY

A unos 4 km al sur de El Peje se encuentra esta serie de cuatro minas no encontrándose aflorante entre La Escabrosa y Don Ricardo la " secuencia litológica especial". A partir de Don Ricardo aparece a lo largo de unos 5 km una corrida de rocas anfibólicas y calcosilicáticas que presentan numerosos destapes de exploración y rajos de explotación. La Buyi y Don José son chiflones sobre la inclinación de los bancos y galerías en el rumbo de los mismos. Los chiflones tienen entre 10 y 15 m de profundidad en La Buyi y 70 m en Don José. La roca de caja, el esquisto biotítico tienen rumbo aproximado norte-sur e inclinación subvertical hacia el este. La "secuencia litológica especial" comprende de este a oeste , anfibolitas, esquistos hornbléndico-epidóticos laminados, rocas calcosilicáticas y mármoles. Unos 200-240 m al este se encuentra otra corrida que aflora solo saltuariamente y cuya secuencia litológica está invertida Se trata de un plegamiento isoclinal con rumbo norte-sur del eje.

Además de la mineralización en los esquistos hornbléndico-epidóticos y en las rocas calcosilicáticas, se obervan concentraciones scheelíticas removilizadas en diaclasas y planos de fallas.

LA PRUDENCIA, (ESTACA OESTE LA PRUDENCIA, DEMASIA DON ISAAC)

La corrida de los depósitos mencionados anteriormente sigue hacia el sud con la mina La Prudencia que presenta junto a Estaca oeste La Prudencia y Demasía Isaac una longitud de 750 m. La mina La Prudencia fue una de las grandes explotaciones del área. Viniendo desde el norte prosiguen las dos corridas mineralizadas en dirección norte-sur y a una distancia de 160 m. Hacia el sur su rumbo cambia a nornoreste y simultaneamente la corrida occidental presenta dos hileras de trabajos mineros en una distancia de 20-30 m y la corrida occidental también presenta una doble hilera de los cuales la más oriental tiene sólo unos pocos destapes, (figura 7).

Las labores de explotación son chiflones siguiendo la inclinación de los bancos mineralizados como así también galerías en el rumbo de los mismos. Su profundidad es frecuentemente de 15-25 m y localmente de hasta 80 metros. Al norte la corrida occidental presenta las rocas calcosilicáticas y el mármol del lado oeste de la secuencia, mientras que la corrida oriental, en el lado oriental. Más hacia el sur los bancos se duplican en ambas corridas debido a plegamientos isoclinales según ejes nornoreste debidos al ciclo Famatiniano pero también se presentan deformaciones según ejes oestenoroeste producidas por el ciclo Pampeano . Los dibujos de interferencia son observables tanto aquí como en el cerro Morro N° 1 y Loma Blanca.

CERRO MORRO N° 1 (ESTACA AUGUSTO)

Desde La Prudencia hacia el sur y cruzando la quebrada Tala, se encuentran estas minas en una longitud de 600 m en dirección nornoreste. En estos yacimientos fue intensa la exploración y explotación. Las labores mineras y destapes siguen las cuatro corridas mineralizadas, (figura 8). También aquí son chiflones que siguen la inclinación de los bancos calcosilicáticos y galerías sobre rumbo. Sus profundidades son desde 15 a 25 m y en el denominado Pique N° 5 hasta 100 metros. En la parte sur de estos cateos se encuentran trincheras siguiendo vetas de cuarzo turmalina discordantes. En esta zona los bancos de rocas calcosilicáticas y mármoles son más potentes. No solo debido a efectos de plegamiento y boudinage, sino a su mayor depositación primaria. Con motivo de plegamientos isoclinales con dirección de los ejes al nornoreste en la corrida occidental afloran aquí tres flancos con rocas calcosilicáticas portadoras de scheelita y mármoles estériles.

La sobreposición de la dirección de los ejes y de los dos plegamientos ha producido deformaciones muy marcadas en estos depósitos. Los dibujos de interferencia tectónica produjeron un trozamiento con fromación de lentes y escamas que se ven reflejadas en la forma de las labores.

Paralela o subparalelamente a la esquistosidad principal, como así también discordantemente, se ubican pegmatoideos turmalínicos en dirección aproximada este-oeste. La mineralización también se presenta en planos de fallas y de diaclasas, y en las salbandas de las zonas de cruce de vetas cuarzo-turmalínica con bancos calcosilicáticos.

LOMA BLANCA

Siguiendo hacia el sur y cruzando la quebrada Blanca, se llega a las pertenencias de Loma Blanca (figura 9). Aquí la zona de labores ocupa una franja de 300 m de largo. La labor minera principal es una cantera a cielo abierto, de unos 100 m en dirección norte-sur, 60 m este-oeste y una profundidad de unos 15 metros. Desde la cantera se realizaron trabajos subterráneos, de los cuales sólo son accesibles algunos en la parte oriental. Inclinan 35-40° E siguiendo dos bancos de rocas calcosilicáticas (cuerpos 1 y 2) y estan comunicados por galerías. Treinta metros al oeste se encuentra el cuerpo tres, cuya labor tiene 200 m en sentido nornoroeste; desde ella se extrajo mineral con el sistema de cámara y pilar, según una inclinación de 35-40° al este, una

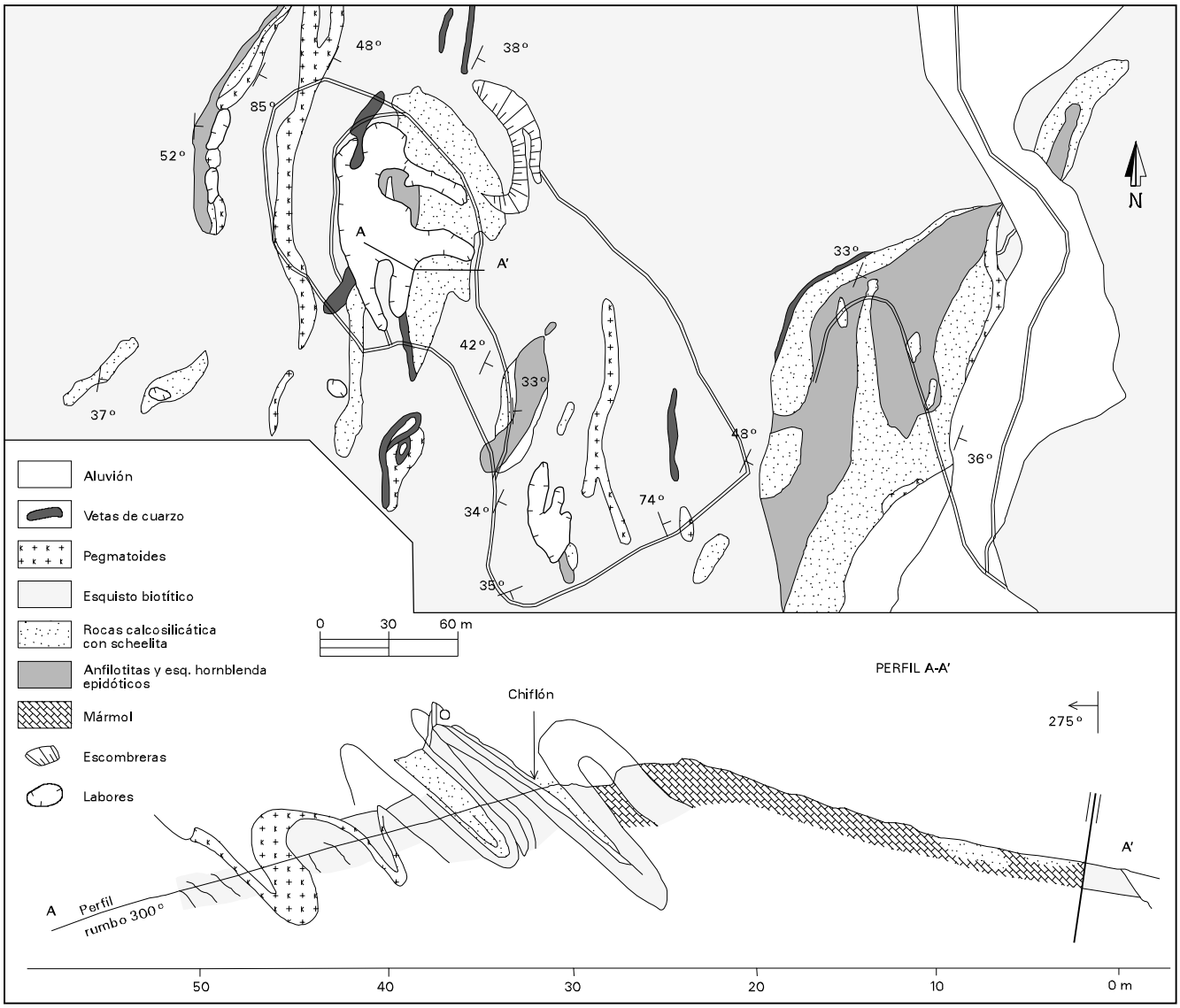


Figura 6. Bosquejo geológico de mina El Peje (Simplificado de Delakowitz, 1984).

profundidad de 25 m y una potencia aproximadamente de 2 metros. Unos 50 m más hacia el oeste se encuentra el cuerpo Don José, paralelo a los anteriores. Su laboreo consiste en una trinchera de rumbo nornoroeste de 120 m de largo y 10 m de profundidad en dirección del banco calcosilicático.

Debido al ya mencionado efecto de plegamiento isoclinal, el banco calcosilicático aquí aflora en 4 flancos. También el dibujo de interferencia de ambos ciclos a trozado a los bancos mineralizados, dejando flancos largos intactos de mayor tamaño y rompiendo los flancos volcados.

La mineralización se presenta principalmente en el banco calcosilicico B, como así también en el A; fuera de ellos se encuentran concentraciones de scheelita en diaclasas y planos de fallas. Al oeste de Loma Blanca son comunes vetas de cuarzo-turmalina de hasta 150 m de recorrido y menos de 1 m de potencia, con escasa fluorita, apatita, pirita, scheelita y wolframita. También se encuentran pegmatoides paralelos a la esquistosidad y otros discordantes.

SAN JOSE, OJO DE AGUA, HERMANA BLANCA

Al sureste de Loma Blanca se adosa la pertenencia San José, cuya longitud en dirección nornoreste es de 1,2 km; siguen al sursureste los cateos Ojo de Agua y Hermana Blanca. Aquí se está en presencia de solamente dos corridas (flancos) separadas por 15-40 m, cuyas labores se prolongan por unos 700 m en dirección nornoreste. Se trata de trincheras que siguen la inclinación del banco mineralizado, con profundidades de 5-10 m; en la corrida occidental hasta 17 metros. Al sud se encuentran labores siguiendo vetas de cuarzo-turmalina con scheelita y wolframita de direcciones oestenoroeste. La secuencia litológica se presenta en todo su desarrollo, aunque se encuentra muy cubierta por rocas piroclásticas miocenas.

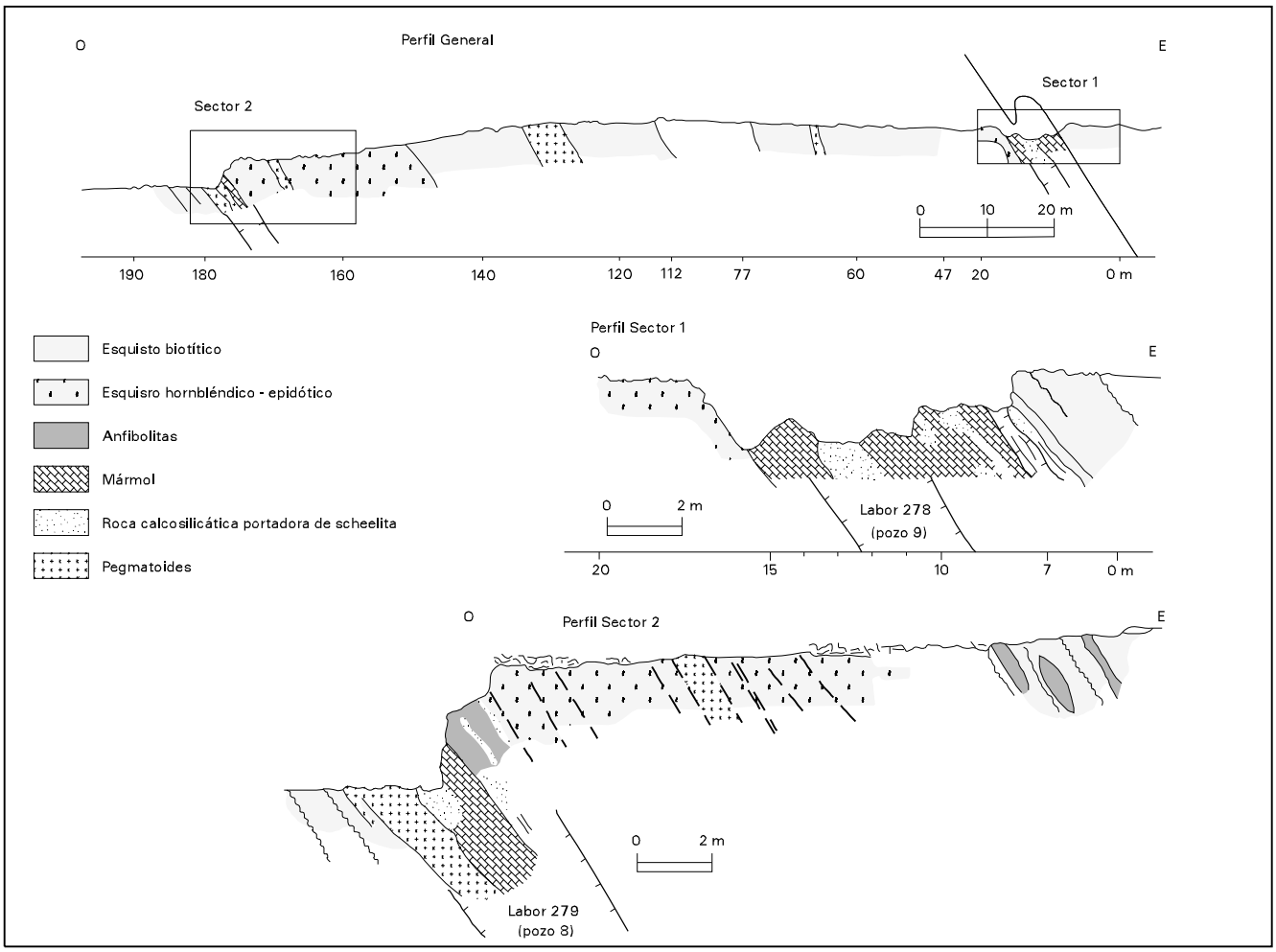


Figura 7. Mina La Prudencia. Perfiles detallados (Modificado de Delakowitz, 1984).

VIRGEN MARIA

Esta pertenecia comienza unos 400 m al sur de San José. Topográficamente se encuentra 50-60 m más abajo que San José y Loma Blanca . La mineralización se presenta en roca calcosilicótica y en vetas de cuarzo-turmalina con scheelita. La secuencia litológica especial tiene en esta pertenecia un rumbo nornoroeste-nornoreste con inclinaciones subverticales principalmente al este, pero también al oeste. Se pueden observar ejes de deformación noroeste del ciclo Pampeano, siendo la deformación del ciclo Famatiniano, con ejes nornoreste, más pronunciada. Es posible que según el esquema de pliegues isoclinales que se vieron más al norte, la pertenencia Virgen María sea un flanco de Hermana Blanca. en esta zona se encuentran varios destapes exploratorios.

ARROYO CON AGUA ESCONDIDA-ERICA LUISA

Más hacia el sur se encuentran las pertenencias Arroyo con Agua y Escondida, y pasando la quebrada Arroyo Seco del Tala se dispone la mina Erica Luisa, la más austral del distrito Sierra del Morro Oeste. En Arroyo con Agua aflora roca calcosilicática en la cual se han practicado pequeños destapes. En Erica Luisa se encuentran dos corridas de labores; la más occidental se puede seguir a lo largo de 700 m con rumbo norte-sur. Se presentan dos hileras de chiflones cuya inclinación sigue la roca calcosilicática en 5-15 m y hasta 30 m de profundidad, que terminan algunas veces en galerías irregulares en el rumbo del banco. La corrida oriental presenta 5 destapes a lo largo de 200 m, siempre sobre roca calcosilicática.

En Erica Luisa se observan 2 ejes de deformación: b_1 = 100-109°/ 40-45° E (ciclo Pampeano) y $b_{2:}$ = 0-15° /2-9° N (ciclo Famatiniano). En la corrida occidental del plegamiento isoclinal con ejes de rumbo nornoreste del ciclo Famatiniano afloran dos flancos largos de las rocas calcosilicáticas portadoras de scheelita. La corrida oriental parecería un relicto de plegamiento isoclinal.

Mineralogía

En la secuencia litológica especial se observaron scheelita, pirita, calcopirita, pirrotina, esfarelita, molibdenita, bismutinita, magnetita , hematita e ilmenita. Llambías y

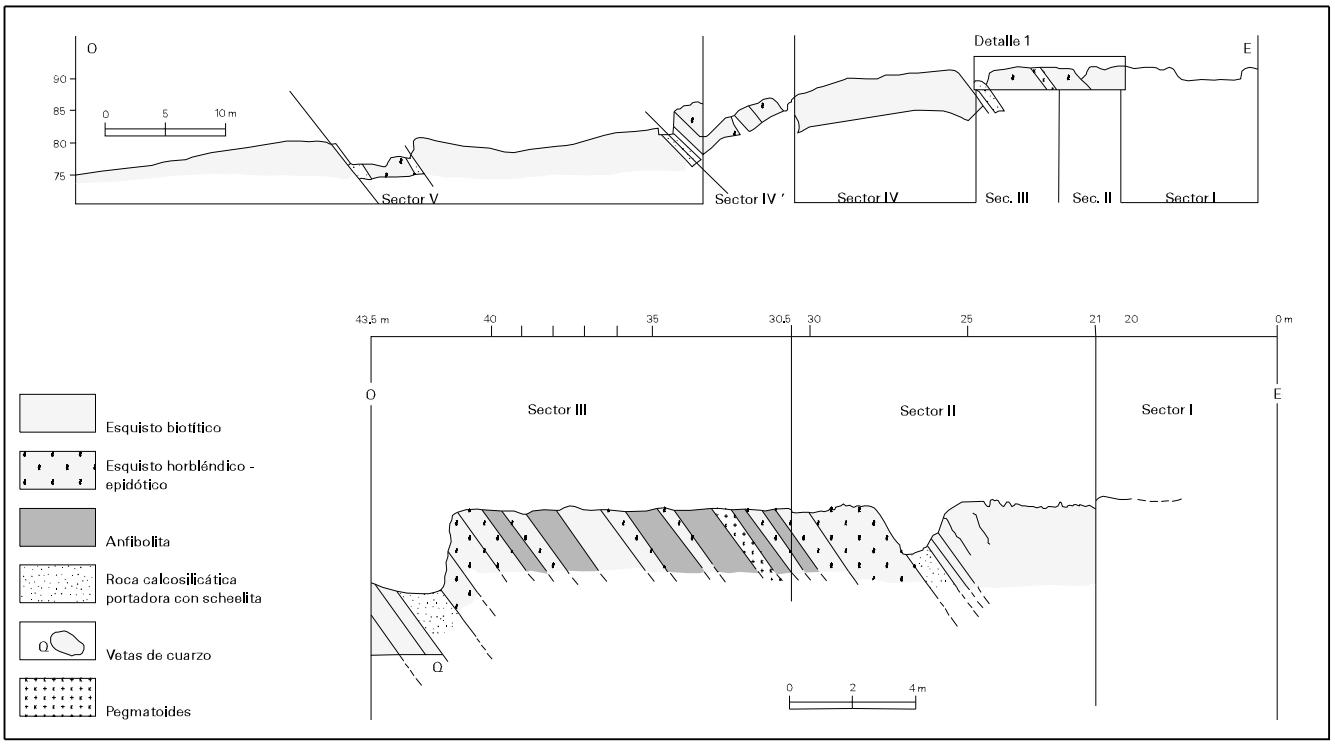


Figura 8. Mina Morro N° 1. Perfiles detallados (simplificado de Delakowitz, 1984).

Malvicini (1982) mencionan además cubanita, aikinita, bournonita, tetraedrita y galena. Los sulfuros son en general muy escasos, encontrándose mayor concentración en el Morro N°1.

La scheelita se prenta en forma diseminada de algunos milímetros de diámetro y removilizada, en cuyo caso tiene tamaños de hasta varios centímetros, que son llamados puros por los mineros. La fuerte tectonización de algunas áreas han producido gran cantidad de puros que fueron de especial atención de los mineros durante la explotación de estas minas. La scheelita presenta generalmente un color de fluorescencia en colores azul- celestes denotando poco contenido de molibdeno. Sin embargo Llambías y Malvicini (1982) mencionan colores amarillentos (mayor contenido en molibdeno) en Loma Blanca y El Morro N°1 reemplazadas por scheelita de fluorescencia azul.

En las vetas cuarzo-turmalínicas se encuentra scheelita, wolframita, fluorita y muy escaso berilo.

Los productos de oxidación no son abundantes. Por meteorización de la calcopirita se pueden observar calcosina y covelina y por otra parte malaquita. La limonita como así también los ocres de tungsteno son escasos.

En las vetas cuarzo-turmalínicas, obviamente los minerales de ganga son el cuarzo y la turmalina.

Estudios isotópicos, geocronología, geoquímica

Fueron datados por el método K/Ar algunas muestras de la mina Don José por Llambías y Malvicini (1982): una pegmatita concordante en 455 ± 15 Ma, edad que se corresponde con las determinaciones posteriors de granitos sincinemáticos (Llambías *et al.,* 1991) y un esquisto y una anfibolita en 410 ± 15 y 428 ± 15 Ma respectivamente. Estas son posiblemente edades de metamorfismo.

Sims *et al*., (1997) dataron una moscovita de una veta de cuarzo con scheelita y fluorita de la mina Loma Blanca por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ en 361±1 Ma, coincidiendo por lo tanto con la fase postorogénica del ciclo Famatiniano.

DISTRITO SIERRA DEL MORRO ESTE

Ubicación

Este distrito, de mucha menor importancia que el distrito Sierra del Morro Oeste, se localiza a 8 km al este del anterior. Se entra a la primera pertenencia septentrional por la ruta que una a La Toma con La Esquina. Se trata de una serie de pertenencias y minas cuyas ubicaciones se pueden observar en la figura 8. Siguen el rumbo de las metamorfitas, no habiendo sido obliteradas por el levantamiento de la Sierra del Morro producida por la intrusión andesítica miocena.

Leyes, reservas y producción

Según los lugareños fueron trabajadas en los años ‘40 y no se conoce la producción ni las leyes trabajadas. Sus reservas son exiguas.

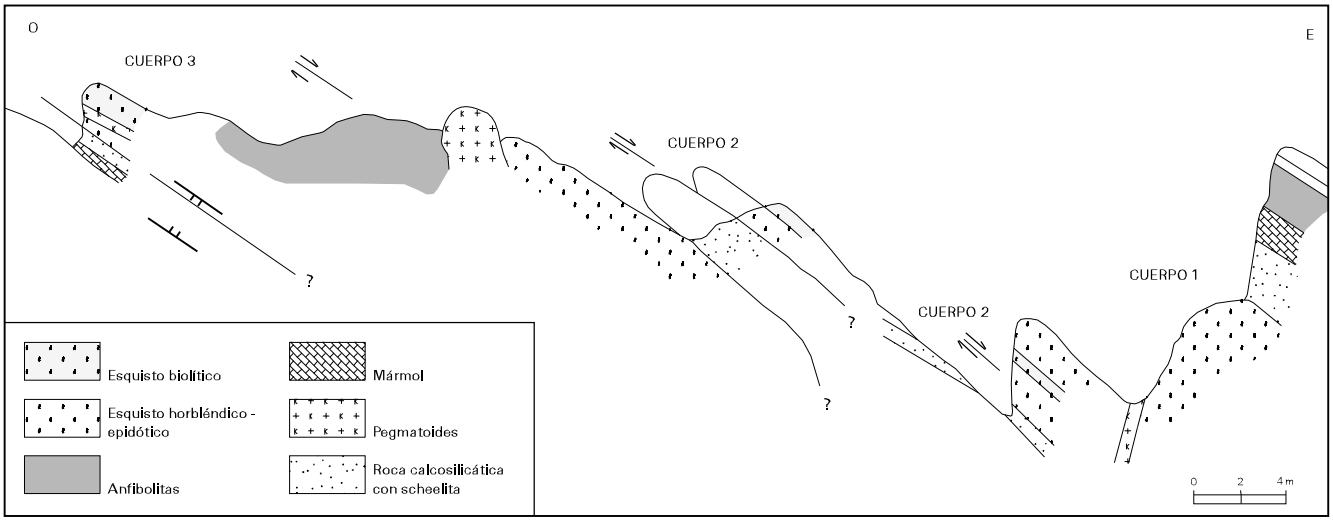


Figura 9. Perfil detallado de la mina Loma Blanca (Simplificado de Delakowitz, 1994).

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Fue explotado por trincheras y rajos. La concentración de la scheelita se efectuó en una pequeña planta ubicada en la mina San Antonio.

GEOLOGÍA REGIONAL

Es la misma que para el Distrito Morro Oeste, o sea pertenece al Complejo Metamórfico Conlara de Sims *et al.,* (1997).

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

La litología de la ladera noreste de la Sierra del Morro está conformada por gneises biotítico-muscovítico-cuarzo-oligoclásicos. Variaciones localizadas permiten distinguir gneises estromatíticos, de ojos, migmatíticos y otros de marcada esquistosidad. Su rumbo es en general norte-sur y sus inclinaciones cercanas a la vertical. Intercalados en ellos se presenta una secuencia especial conformada por anfibolitas, rocas calcosilicáticas y mármoles. En toda el área se presentan además pegmatoides de segregación. Una estructura singular reúne rocas de filiación magmática en un bloque gneisico aislado tectónicamente del marco general, limitado por fallas verticales y girado unos 30° al noroeste respecto al lineamiento regional norte-sur. La roca aflorante forma un dique de unos 5 m de ancho por 100 m de largo, que muestra una variedad litológica asimilable a una diferenciación magmática, comprendiendo hornblenditas, dioritas, cumulatos flogopíticos y pegmatoides (Pereyra, 1991).

Las anfibolitas son rocas verde oscuras con un alto contenido de hornblenda, plagioclasa (andesina-labradorita) y algo de biotita. El alto contenido de Cr, Co y Ni como así también bajo valor inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ es posible determinar que se trata de ortoanfibolitas. Existe un proceso de alteración en el contacto intergranular hornblenda- plagioclasa con formación de epidoto y una actinolización de la hornblenda.

Las rocas calcosilicáticas fueron subdivididas por Pereyra (1991) en esquistos epidótico-actinolíticos, metafelsitas tremolítico-cuarzo-cloríticas, mármoles y esquistos de contacto. Estas rocas se pueden homologar a las clasificadas como de tipo A, B, C y D descriptas para el distrito Sierra del Morro Oeste.

ESTRUCTURA-MORFOLOGÍA

Se trata de lentes y bancos de varios cientos de metros de largo y potencias de 1-5 m de la asociación anfibolitas-rocas calcosilicáticas.

MINERALOGÍA

El único mineral económico es la scheelita, que se encuentra en forma diseminada.

DISTRITO SIERRA DE YULTO

UBICACIÓN

Este distrito se ubica hacia el rur del distrito Sierra del Morro Oeste quedando una distancia de 10 km entre uno y otro (figura 2).

Los yacimientos más importantes fueron La Coquita y La Irita.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Los valores de leyes fueron muy variables, entre 0,4 y 2%. En La Coquita se consideraba una reserva de 4000 toneladas (Monchablón, 1956).

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Fueron trabajados a cielo abierto, en rajos y trincheras.

GEOLOGÍA REGIONAL

Es el mismo que para el distrito Sierra del Morro Oeste, o sea pertenece al Complejo Metamórfico Conlara de Sims *et al.,* (1997). Llambías y Malvicini (1982) interpretan que este distrito es la continuación del distrito Sierra del Morro Este.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

Las rocas dominantes en este distrito son esquistos migmatíticos y migmatitas, acompañados por anfibolitas, mármoles y esquistos epidótico-anfibólicos.

MORFOLOGÍA-ESTRUCTURA

Este distrito ha sufrido un metamorfismo más intenso que la Sierra del Morro Oeste sobre un mismo protolito, que se manifiesta en una marcada complicación tectónica y la removilización de la scheelita, enriquecida en algunos sectores, pero en general diluyendo los contenidos dentro de las rocas anfibólico-epidóticas. En La Coquita los ejes de plegamiento dominantes son 100-110°. Una segunda deformación, norte-sur debida al ciclo Famatiniano, se sobreimpone a la primera y forma dibujos de interferencia provocando un desmembramientos en diferentes bloques. Las rocas calcosilicáticas han reaccionado más plásticamente. En La Coquita y en La Irita se presentan varias escamas de anfibolitas y rocas calcosilicáticas de aproximadamente 8 por 16 m dentro de los gneises, resultando muy dificultosa a la explotación por las interrupciones que se producían en la roca mineralizada.

MINERALOGÍA

El mineral económico es la scheelita que se presenta en forma diseminada

DISTRITO SAN FELIPE

UBICACIÓN

Este distrito se ubica en las lomadas de la sierra de San Felipe unos kilómetros al noroeste de la localidad de Naschel (figura 1). Se conocen el yacimiento La Chiquita y.la manifestación Chañar Marcado.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

No se conocen datos de leyes y producción. En La Chiquita se habían estimado 15.000 t de reserva con una ley de 0,7 % (Monchablón, 1956).

GEOLOGÍA REGIONAL

Como en los distritos anteriores, se localiza en el Complejo Metamórfico Conlara

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

En en área predominan esquistos micáceos en los que se intercalan bancos de rocas de la suite calcosilicáticas-calizas-anfibolitas de hasta 8 m de potencia, de las mismas características que las de la Sierra del Morro Oeste. Aquí se está en presencia de las anfibolitas A y B, banco calcosilicático B y C, y mármol.

ESTRUCTURA-MORFOLOGÍA

Se trata de mineralizaciones estratoligadas, diseminadas principalmente en los bancos calcosilicáticos.

MINERALOGÍA

El mineral ecomómico es la scheelita que se presenta diseminada en granos de aproximadamente 1 milímetro.

PEQUEÑOS YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES

DISTRITO LA ESTANZUELA

En el distrito La Estanzuela (figura 1) se conocen los depósitos La Estanzuela, San Pedro y El Talar, ubicados en el faldeo de la sierra de La Estanzuela, unos 25 km al sureste del poblado de Tilisarao (Brodtkorb y Pezzutti, 1991). La roca de caja es el típico esquisto micáceo regional del Complejo Metamórfico Conlara que presenta aquí intercalaciones de varios bancos de caliza separados entre sí unos 6 metros. La serie se halla intruída por filones capa graníticos y diques pegmatíticos. La caliza es dolomítica y está formada por calcita, epidoto, granate, sillimanita y scheelita diseminada. Tiene potencias de hasta 5 m y más de 100 m de largo. Las concentraciones de scheelita son erráticas e irregulares y la contínua presencia de granito y pegmatitas hizo dificil la explotación por lo que se paralizó la misma.

DISTRITO VILLA DE PRAGA

En el distrito Villa de Praga, ubicado unos 0,5 a 1 km del poblado del mismo nombre (figura 1) se encuentran viejas exploraciones realizadas a cielo abierto dentro de rocas calcosilicáticas del tipo A y anfibolitas de tipo B muy epidotizadas. La scheelita es escasa y errática por lo cual fueron abandonadas.

MODELO GENÉTICO

Si se correlacionan los datos de campo con los análisis geoquímicos se puede desarrollar un modelo genético estratoligado, volcanogénico-exhalativo.

La depositación de sedimentos clásticos, grauvacas y pelitas, en una cuenca marina, han formado las actuales rocas de distribución regional. En forma concordante se intercala una secuencia litológica que contiene la principal mineralización scheelítica. Se considera la aparición de un volcanismo efusivo basáltico tholeítico posiblemente durante un rifting de cuenca de retroarco inicial que hoy se presenta como las anfibolitas del grupo A. Despues de una disminución de ese volcanismo efusivo se produjo una alteración submarina en las capas superiores, conformando la anfibolita de tipo B. Le siguió una transición de volcanismo a precipitación sedimentaria. Los fluídos hidrotermales submarinos aportaron W, F, Zn, P, Bi, Sb y Mo y al mismo tiempo se depositaron calizas, precipitadas por el calentamiento del agua de mar al entrar los basaltos en él. Esta explicación se postula ya que esta secuencia anfibolita-rocas calcosilicáticas está a lo largo de 300 km desde este distrito hasta los yacimientos ubicados en Cruz del Eje.

Las fases fluídas ricas en CO_2, F y P pueden haber escapado de corteza oceánica subductada, mientras que el enriquecimiento de W, Zn, Cu, Sb, Bi y Mo pudo haberse producido por lixiviación durante la circulación de los fluídos en la corteza. El transporte del wolframio se considera que se efectuó a traves de complejos fluorados. La precipitación de scheelita y de la fluorita se pudo realizar posiblemente mediante reacción de las fases fluídas con la precipitación coetánea de las facies carbonática. Según los aportes hidrotermales se formaron las rocas calcosilicáticas del grupo A, B, C y los mármoles. Vuelve la sedimentación clástica, cuya transición se manifiesta con el grupo D. Un nuevo aporte hidrotermal con W y B se presenta durante la depositación de grauvacas y pelitas, que se manifiesta en los saltuarios esquistos biotíticos portadores de turmalina y scheelita, y marcan el fin del sistema geotermal. Más del 90% de la mineralización scheelítica se presenta en la secuencia especial. Durante los ciclos Pampeano y Famatiniano se produjeron removilizaciones metamórficas con enriquecimientos wolframíferos, formación de pegmatoides e intrusiones de las vetas cuarzo- turmalínicas que han arrastrado scheelita formada anteriormente.

Llambías y Malvicini (1982) consideraron que la presencia de tungsteno en estos yacimientos se debe a la pegmatización del área, ya sea por estar en las rocas que por anatexis dieron orígen a las pegmatitas o por incorporación de wolframio en los fluídos pegmatíticos al atravesar rocas conteniendo dicho elemento. Malvicini *et al.* (1991) postulan que los skarns, pegmatitas y vetas hidrotermales son producto de metamorfismo y pegmatización, asociados al ciclo magmático Famatiniano representado por pegmatitas sin- y postectónicas del Ordovícico medio a Devónico. Sims *et al.,* (1997) en base a dataciones de moscovita en las vetas de cuarzo (363±1 Ma) concluyen que este distrito está espacialmente y temporariamente asociado a magmatismo devónico presente en el área. Para aceptar estos modelos se contraponen las siguientes hechos: la mineralización es estratoligada y está fundamentalmente asociada a las rocas calcosilicáticas y a las anfibolitas intermitentemente a lo largo de 300 km y no hay relación espacial directa con las pegmatitas. Las pegmatitas tienen escasísima scheelita y solo en zonas con mineralización wolframífera y no fuera de ella. Las vetas de cuarzo datadas por Sims *et al,* .(1997) corresponden al magmatismo devónico y contienen scheelita solo en zonas con mineralización en rocas calcosilicáticas

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M.K.de y N.Pezzutti, 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En: M.K.de Brodtkorb (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata*, 1:169-184.

Delakowitz, B. , 1987. Geologisch-geochemisch- lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframvorkommen in der Sierra del Morro Oeste, Provinz San Luis, Argentinien. *Tesis Doctoral de la Universidad de Munich, Alemania.* 199 pp.

Delakowitz, B., R.Höll, M.K.de Brodtkorb y A.Brodtkorb. 1991. Geología y génesis de los yacimientos de scheelita en la Sierra del Morro Oeste, provincia de San Luis. En: M.K.de Brodtkorb (de.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata,* 1:49-96.

Höll, R.1982. Argentinien. Erkundung von Wolframlagerstätten in den Provinzen Córdoba und San Luis. *Bericht der Deutschen Gesellschaft fürTechnische Zusammenarbeit (GTZ).* 77 pp.

Irvine, T,N. y W.R.Baragar, 1971. A guide to the chemical clasification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8:523-548.

Leveratto, M.A. y E.J.Llambías, 1977. Geología de los yacimientos de tungsteno del distrito El Morro: La Prudencia I,II y III, Estaca oesta La Prudencia, Estaca Juan Augusto y Demasía Don Isaac. *Informe inédito Mincor.S.A.*

Llambías, E.J. y L. Malvicini, 1982. Geología de los yacimientos de tungsteno de las sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37: 100-143

Malvicini, L., A.Ortiz Suarez, G.Sosa, H.Ulacco, y G.Ramos, 1991. El ciclo metalogenético Precámbrico-Paleozoico de la Sierra de San Luis, República Argentina. *6° Congreso Geológico Chileno, Actas* 101-105.

Minera TEA. 1971. Revisión de yacimientos de tungsteno de la provincia de San Luis. *Consejo Federal de Inversiones*. 59 pp.

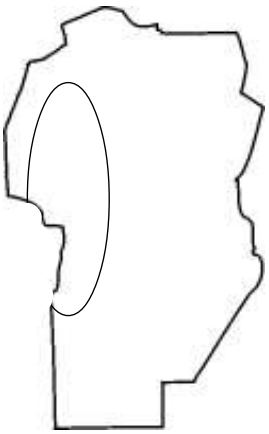
Monchablón, A., 1956. Yacimientos de wolframio de la provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.* Informe inédito.

Newberry, R.J., J.T.Dillon y D.D. Addams, 1986. Regionally metamorfosed calc-silicate deposits of the Brooks range, Northern Alaska. *Economic Geology* 81:1728-1782.

Pereyra, R. 1991. Sobre el orígen de una yacencia de scheelita en la sierra del Morro este, San Luis. En: M.K.de Brodtkorb (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata,* 1:97-111.

Smith, W.C. y E..Gonzalez Stegmann, 1947. Tungsten investigations in the Republic of Argentina, 1942-43. *Bulletin of the US Geological Survey,* 954-A: 2-12.

Sfragulla, J., D. Jerez y A. Bonalumi, 1999. Mármoles y otras rocas carbonáticas de Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 271-295, Buenos Aires.



MÁRMOLES Y OTRAS ROCAS CARBONÁTICAS DE CÓRDOBA

Jorge Sfragulla[1,2], Daniel Jerez[1] y Aldo Bonalumi[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación y generalidades de los depósitos carbonáticos

Tomando a las Sierras de Córdoba en su conjunto, y siguiendo el criterio propuesto por D'Aloia (1959) podemos delimitar tres grandes lineamientos regionales con orientación submeridional que denominaremos Cordón Oriental, Cordón Central y Cordón Occidental, dividiéndolos en sector norte y sur a partir de la latitud de la ciudad de Córdoba (figura 1).

El Cordón Oriental toma ambos flancos de las Sierras Chicas extendiéndose desde el norte de Ascochinga, hasta Las Peñas al sur. Como puede verse en la figura 2, este cordón posee una tendencia dolomítica al norte (Carapé oeste), con áreas calcíticas (Carapé este). Hacia el sur, este cordón se enriquece en Mg^{+} generando un área con tendencia calcodolomítica representada por los yacimientos de El Sauce y Unquillo, y luego se hace nuevamente muy calcítico en las zonas de Cosquín, Bialet Massé, La Calera, Dumesnil, Mal Paso, Yocsina y Malagueño. Al sur de los grandes depósitos de Malagueño-Yocsina, este cordón se hace acentuadamente dolomítico, a tal punto que aquí se encuentran los más importantes yacimientos con esta tendencia composicional, aflorantes en Falda del Carmen, Bosque Alegre, Valle de la Buena Esperanza, Alta Gracia, Los Paredones, El Manzano y San Agustín.

El Cordón Central abarca lo que orográficamente se denomina Sierra Grande incluidos sus dos flancos, tanto el occidental como el oriental. Si no consideramos los calcretes del Bolsón de la Salinas y zonas aledañas, este cordón tiene como extremo norte a los yacimientos calcíticos de Quilpo y zonas cercanas a Las Lajas en las inmediaciones de Cruz del Eje y se extiende hasta el importante distrito dolomítico de Achiras al sur. Este cordón es el más ancho, ya que incluye las manifestaciones calcíticas de Cabalango al este y las dolomíticas de Sagrada Familia y La Higuera al oeste. De norte a sur comienza con una composición acentuadamente calcítica conformada por distritos típicos como Quilpo, Pampa de los Guanacos, La Fronda, Centenario, Piedras Grandes, Pampa de Olaen, Valle Hermoso-San Antonio. Hacia el oeste, sobre este mismo cordón, los yacimientos tienen una tendencia calcodolomítica, aunque en realidad es posible observar en manifestaciones vecinas composiciones antagónicas tales como las del distrito de Characato (Mg) y Candelaria (Mg+Ca). Aquí, por ejemplo en Canteras Iguazú hay afloramientos netamente calcíticos y otros muy dolomíticos; hacia el sur, y en el área vecina del Saucecito los mármoles son cálcicos, pero muy cerca de allí, en Los Pocitos, son calcodolomíticos a cálcicos. Finalmente a la latitud de la ex-Ruta 20, se hacen francamente más ricos en Mg^{+} como en Los Gigantes (Cantera Los Cienegueros), Tala Cañada, Cuchi Yaco, Sagrada Familia, Las Rosas, La Sierrita y Ambul. Mucho más al sur, existen manifestaciones más modestas de composición calcítica (Atos Pampa-Amboy-Santa Rosa). Este Cordón finaliza en su extremo sur con distritos típicamente dolomíticos como son Río de los Sauces, Cañada de Alvarez y Achiras.

El Cordón Occidental toma la Sierra de Guasapampa-Pocho-Altautina en su totalidad, extendiéndose desde Totora Huasi y los travertinos de La Playa al norte,

[1] *Dirección de Minería de Córdoba.*

[2] *Universidad Nacional de Córdoba.*

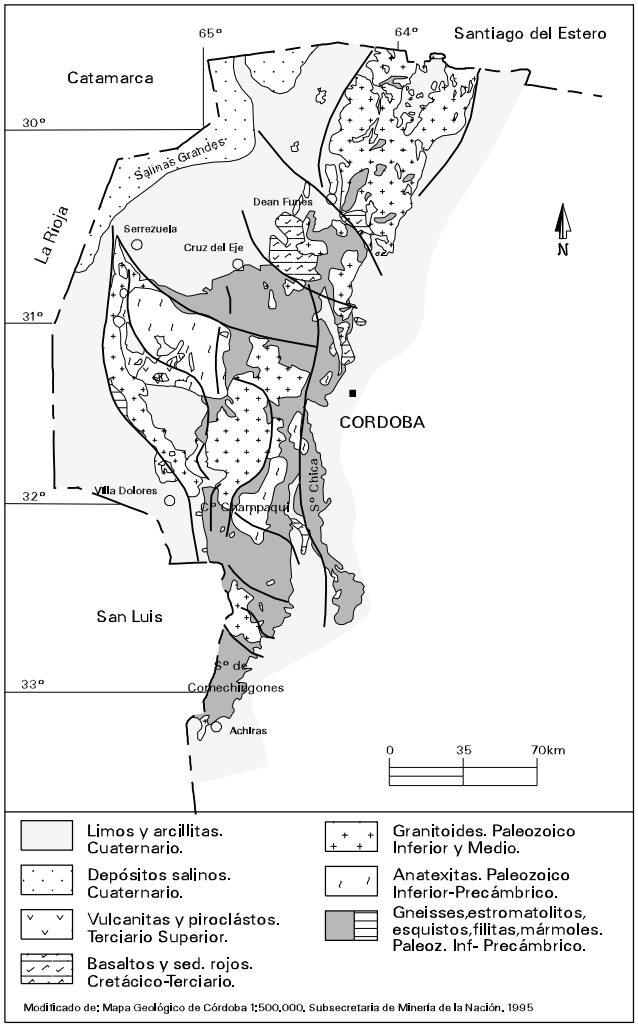


Figura 1. Bosquejo geológico de la provincia de Córdoba.

hasta las manifestaciones de Altautina, Dique Compensador y Las Tapias. En este cordón las tendencias son fundamentalmente de carácter dolomítico (Santa Elena, Rumi Huasi, Ojo de Agua). Sólo las áreas de San José y Totora Huasi poseen tendencia calcodolomítica.

De la descripción realizada anteriormente podemos hacer algunas observaciones válidas geológicamente y que ayudan a ubicar rápidamente las tendencias composicionales y la abundancia de afloramientos carbonáticos en Córdoba:

-Las manifestaciones de mármol en la Sierra de Córdoba son mucho más abundantes en el este que en el oeste. En las Sierras Chicas los afloramientos pueden considerarse muy abundantes, en las Sierras Grandes son frecuentes, y en Guasapampa-Pocho-Altautina podrían considerarse escasos.

-La composición calcítica es muy abundante en el norte de los cordones Oriental y Central.

-La tendencia dolomítica es abundante en los sectores sur de los tres cordones.

-Hay distritos muy complejos, como la línea Los Gigantes-Characato Candelaria-Iguazú-El Saucecito que poseen tendencias calcodolomíticas pero se ha comprobado una mezcla composicional muy variada que va de un extremo al otro.

Los mármoles y rocas carbonáticas de Córdoba han sido explotados, con grado de intensidad variable, desde la época jesuítica, dando origen a industrias tradicionales como la calera, de los aserraderos, cementera y de triturados para diversos fines, a los cuales se han agregado últimamente, usos poco desarrollados anteriormente, tales como las enmiendas calcáreas para suelos, cargas y materiales para la industria del papel. La información geológico-minera sobre el recurso ha acompañado, no siempre en forma adecuada, la evolución de la industria y la mayoría de los trabajos se centran en la descripción de yacimientos específicos. Por otra parte, las recopilaciones de carácter general son relativamente antiguas, no obstante ello, en este trabajo se respeta la división en cordones orográficos usada por D'Aloia (1959).

En la realización de la presente síntesis, que no pretende ser exhaustiva, se han consultado trabajos generales previos tales como los de Angelelli *et al.* (1980), Consultora M. Roqué (1974), D'Aloia (1959), D'Aloia *et al.* (1956), Gamkosián *et al.* (1978), Jerez *et al.* (1993) y Navarro (1949), además de las Hojas Geológicas 20h Los Gigantes (Olsacher, 1960), 21h Cerro Champaquí (Olsacher, 1972), 21i Alta Gracia (Kull y Methol, 1979), 18i Deán Funes (Methol, 1958) y 19i Capilla del Monte (Pastore y Methol, 1953).

Además, ha sido de gran utilidad la información contenida en los informes inéditos del Inventario Geológico Minero-Económico de Yacimientos de Tercera Categoría (Dirección de Geología y Minería Córdoba 1980-82). También fueron utilizados informes inéditos elaborados desde 1950 a la fecha por diversos profesionales del ámbito público y privado de la provincia de Córdoba, que se hallan archivados en la biblioteca de la Dirección de Minería de Córdoba, los que se citan en la bibliografía anexa. Finalmente, se ha aprovechado la información gentilmente cedida por los siguientes productores mineros: Canteras San Agustín S.R.L., Miguel Calderón e hijos S.A., Insumin S.A.C.I.F.I.M. y Aldo P. Fiori, a los cuales se agradece su colaboración.

Usos

Las rocas carbonáticas se cuentan entre las sustancias minerales con mayor cantidad y diversidad de usos, siendo utilizadas tanto en forma natural, como carbonatos, o como óxidos de calcio y magnesio obtenidos a partir de la calcinación. Los condicionantes pueden variar según el destino que se le vaya a dar a la roca. Cuando el destino es la industria química, acero, vidrios, refractarios, como en la fabricación de cal y cemento los porcentajes de óxidos de calcio, magnesio, hierro y aluminio, son parámetros determinantes, como también el contenido de silicatos. En la mayoría

de los casos las especificaciones son de elevados porcentajes de carbonato de calcio con bajos contenidos de magnesio y silicatos, tal es el caso de la siderurgia, industria del vidrio y fabricación de cal de alta pureza para industria química, siderúrgica, papelera, azucarera. Para el cemento es importante la ausencia de dolomita, mientras que las proporciones de óxidos de hierro y aluminio necesarias, pueden provenir de impurezas naturales o por agregados de otras rocas. Las rocas de alto contenido de magnesio, dolomíticas, también tienen usos específicos en metalurgia, industria del vidrio y de refractarios entre otros.

Para otras industrias en que los minerales se usan sin transformación química como los casos de granulados, carga, rellenos, agricultura, etc., las propiedades físico-mecánicas como color y tenacidad, resistencia a la compresión y flexión, son las fundamentales, en tanto que la composición química puede ser irrelevante.

En el caso de las rocas destinadas a la trituración, molienda y micronizado, el grado de blancura es uno de los determinantes, junto con la respuesta a los procesos de conminución. Estos requerimientos pueden ser muy específicos para los casos de utilización en papel, pinturas, plásticos, y menores en otros, como en granulados para fabricación de mosaicos y revestimientos. Para usos ornamentales como mármol en sentido comercial, características como color, diseño y aptitud para aserrado y pulido son importantes. Para el uso agrícola, como corrector de acidez del suelo, es indistinta la utilización de rocas calcíticas o dolomíticas. Entre los usos ambientales se utilizan para el tratamiento de aguas y humos ácidos y tratamiento de residuos de actividades mineras. Finalmente los productos más impuros son utilizados como áridos para hormigón y asfalto.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

La historia de la explotación de los mármoles de Córdoba presenta altibajos determinados por diversas circunstancias y diferentes según los usos.

Los grandes yacimientos destinados principalmente a la fabricación de cal y cemento, muestran una trayectoria uniforme de producción ligada a la industria de la construcción. Este hecho se ve reflejado en el desarrollo de la explotación y la industria que se ha dado en la zona de Malagueño, Yocsina y La Calera, donde se encuentran los mejores yacimientos calcíticos de la provincia de Córdoba.

Con respecto a la cal, históricamente se ha producido tanto a partir de mármoles calcíticos como dolomíticos. En décadas pasadas los pequeños yacimientos productores de piedra destinada a la fabricación de cal se contaban por varias decenas, dispersos en todo el ámbito serrano, hoy la mayoría de ellos se encuentran paralizados. Sin embargo están en actividad algunas canteras del valle de Punilla, La Calera, Candonga, El Sauce, San Agustín , Río de los Sauces y Caleras de Calamuchita. Distinto es el caso de los medianos y grandes productores que han mantenido relativamente su producción en forma estable, es el caso de Malagueño, Quilpo, El Sauce y San Agustín.

Los yacimientos destinados a la producción de bloques de mármol para usos ornamentales, han experimentado fuertes vaivenes, teniendo épocas de apogeo (décadas del 60 y 70) en que se producían en la provincia alrededor de 6.000 m³/año de mármol de distintos colores y una veintena de tipos comerciales, provenientes de cerca de un centenar de canteras. Actualmente la producción se ha visto reducida por un cambio en la preferencia de los consumidores hacia el granito y por la importación de materiales a muy bajo precio. Es así que actualmente numerosos yacimientos en los que la química y mineralogía eran elementos secundarios y color, diseño y fracturación los principales, se encuentran paralizados. La producción actual se sustenta en tipos muy exclusivos como el mármol Celeste Candelaria o a partir de pequeños productores de tipos tradicionales como Gris Punilla, Blanco Nacional y Rosado Córdoba. Existe una activa industria, a nivel de pequeños productores, de mármol para frentes rústicos, que aprovecha principalmente las características de color, fundamentalmente blanco, textura y brillo natural que presentan los mármoles.

Otro importante destino de la producción de algunos yacimientos, que se ha mantenido relativamente sostenido en la demanda, es la piedra destinada a molienda, producción de granulados y marmolinas, en los que es relevante el color, fundamentalmente el blanco (los de mayor calidad se denominan “blanco brillante”), la tenacidad y compacidad y para algunos usos específicos, la pureza química. Usualmente se emplea el término “carbonato” para rocas de elevada pureza de carbonato de calcio y “dolomita” para las de altos contenidos de carbonato de magnesio. Estos productos molidos, cálcicos o magnesianos, se destinan a las industrias de la pintura, papel, vidrio, química y cerámica los más puros y para fabricación de revestimientos, mosaicos, los que tengan mayores impurezas de insolubles u óxidos.

Los materiales de descarte para usos principales como cal o rocas para molienda, que pueden superar el 50 % de lo explotado, en muchos casos son triturados y destinados a usos viales. La cultura del encalado de suelos recién comienza a desarrollarse y ya existen varias empresas que producen materiales molidos con este fin, existiendo un importante potencial para estos usos incrementado por la calidad del mineral y la excelente ubicación geográfica respecto a la Pampa Húmeda.

Reservas

Para referirnos a los volúmenes y tonelajes existentes en cada yacimiento, debemos aclarar que se ha utilizado el término “reservas” en el sentido global de recurso geológico, sin discriminar si se trata de recursos económicos o subeconómicos. Los números indicados se refieren al volumen total estimado (probable más posible) a la fecha del trabajo de detalle con que se cuenta, y no se informan volúmenes recuperables, ya que éstos variarán en función de una gran cantidad de parámetros. Si bien en algunos casos la biblio-

grafía consultada data de varios años atrás, los valores de reservas de muchos yacimientos están vigentes.

GEOLOGÍA REGIONAL

LITOLOGÍA

Los mármoles en Córdoba afloran íntimamente asociados con las rocas del basamento cristalino metamórfico, especialmente gneises, anatexitas, anfibolitas y en algunos casos rocas ultramáficas.

Por lo general yacen en bancos tabulares y/o lenticulares frecuentemente deformados ya que han evolucionado geotectónicamente con el conjunto rocoso que integra el basamento cristalino Proterozoico-Paleozoico inferior de las Sierras de Córdoba.

Debido a las impurezas premetamórficas, las cuales aportan silicatos al sistema y se reflejan luego en minerales críticos, es posible afirmar que el grado metamórfico alcanzado por los mármoles de Córdoba en su gran mayoría es medio a alto, acusado según su composición calcítica o dolomítica original por tremolita, diópsido, wollastonita, forsterita, etc. En la tabla 1 se describen estas características.

En Córdoba las rocas carbonáticas premetamórficas se generaron mediante precipitación química, habiéndose formado algunos depósitos muy puros y otros mediana y altamente contaminados con una fracción clástica, formada por cuarzo-feldespatos-micas y algunos minerales arcillosos; los primeros han dado origen a mármoles puros, hoy intensamente utilizados en la industria, mientras que los restantes originan variedades impuras, que también son utilizados masivamente como áridos, cargas etc.

Tipos de metamorfismo y protolito involucrado	**Mineral Crítico**	**Facies**	**T ºC**	**XCO_2**	**P Kbs**
Metamorfismo regional de rocas dolomíticas con exceso de Dol + Cal.	Talco	E. Verdes alta	<500	0,02 a 0,15	<5Kbs
	Tremolita	Anfibolitas baja-media	500-620	0,1 a 0,8	5-7.5
	Diópsido	Anfibolitas media	600-670	0,1 a 1	7-8
	Forsterita	Granulitas	700-800	0,1 a 0,25	5-8
Metamorfismo regional de rocas calcíticas con exceso de Qtz +Cal.	Talco	Esquistos Verdes	<500	0,02 a 0,15	<5
	Tremolita	Anfibolitas baja-media	500-620	0,1 a 0,8	5-7,5
	Diópsido	Anfibolitas media	650-700	0,1 a 1	7-8
	Wollastonita	Granulitas	650-700	0,1 a 0,08	7-8

Tabla 1. Condiciones metamórficas y sus minerales críticos (Bonalumi, 1997).

Los mármoles de Córdoba en general de las Sierras Pampeanas, se diferencian en gran medida del resto de las rocas carbonáticas de Argentina, principalmente por ser de origen metamórfico. Esto determina condiciones que los favorecen para determinados usos, penalizándolos para otros. La textura predominante es granoblástica, con tamaños desde micro a macrocristalinas siendo frecuentes las texturas espáticas. Su gran tenacidad, determina aptitudes para ciertos procesos industriales, como molienda, pulido, etc., favoreciendo usos tales como revestimientos de mármol (pulido o rústico) y producción de granulados de distintos tamaños, algunos con alto contenido de silicatos y que son utilizados con resultados óptimos como árido en carpetas bituminosas y ciertos tipos de hormigones.

Los colores son variables existiendo una amplísima gama de ellos destacándose blanco, rosado, verde, gris y celeste. La presencia de materiales blancos que presentan fractura brillante, es un parámetro fundamental para una gran cantidad de usos; cuando se asocia con la resistencia mecánica y otros colores, sumados a diferentes diseños permiten usos ornamentales. La variabilidad que se observa a distintas escalas, del decímetro a la decena de metros, se manifiesta en la composición química y mineral, e indirectamente en el color, y también en las texturas. Estas variaciones pueden llegar al extremo de que aparezcan septos de anfibolitas o esquistos dentro de los bancos de mármol.

La complejidad estructural de los yacimientos es elevada. En general se presentan en forma de bancos con distinto grado de plegamiento, dentro de los cuales suelen alternar bandas de composición variable con frecuente replegamiento, testigos de la deformación plástica producida por el metamorfismo regional. También algunos yacimientos se ubican en zonas de deformación cataclástica, mostrando estructuras típicas. Finalmente la deformación frágil ha condicionado principalmente a través de los niveles de diaclasado en muchos yacimientos, las posibilidades de explotación, fundamentalmente para mármol. Las intrusiones ácidas de tipo aplopegmatíticas son comunes en los yacimientos de mármol.

Además de los mármoles que conforman la mayoría de los yacimientos de rocas carbonáticas de Córdoba, existen una serie de cuerpos calcáreos no metamorfizados que reconocen dos orígenes distintos. Los travertinos, de origen sedimentario químico relacionado a fenómenos subvolcánicos, y los calcretes, cuyo origen estaría relacionado a procesos químicos de origen freático y que años atrás eran también denominados travertinos.

Características geoquímicas

Si tenemos en cuenta que la calcita pura contiene 56% de OCa y la dolomita 30,4% de OCa y 21,7% de OMg, es posible determinar, utilizando la interpretación de los análisis químicos, qué mármoles son calcíticos, dolomíticos o poseen composiciones intermedias. La tabla 3 indica todos los análisis químicos. Es necesario aclarar sobre este último punto, el de las composiciones intermedias, que habitualmente se han utilizado criterios individuales y no se han establecido límites precisos entre una composición calcodolomítica o dolomítica.

En la tabla 2 se indican las características mencionadas.

Es por ello que en este trabajo hemos utilizado un criterio que tiende a ubicar los extremos, denominando como mármoles con tendencia calcítica aquellos que tienen entre 30%-52% de OCa y entre 0% y 11% de OMg, como mármoles con tendencia dolomítica los que poseen entre 30%-35% de OCa y entre 13%-21% de OMg, dejando una estrecha franja composicional para los mármoles con tendencia mixta y que tienen entre 30%-35% de OCa y entre el 11%-13% de OMg. Respecto a las impurezas no carbonáticas, hemos usado el criterio de clasificar como medianamente silícicas a las rocas que tengan entre 10%-15% de minerales insolubles en ácido clorhídrico, y silícicas a las que superan el 15%.

ROCAS CARBONÁTICAS	**CALCITA + DOLOMITA > 90 %**	
	% CALCITA	**% DOLOMITA**
CALIZA	> 90	< 10
CALIZA DOLOMÍTICA	90-50	10-50
DOLOMÍA CÁLCICA	50-10	50-90
DOLOMÍA	< 10	> 90
CALIZA O DOLOMÍA IMPURA	**CALCITA + DOLOMITA 50-90 %**	
ROCAS NO CARBONÁTICAS	**CALCITA + DOLOMITA < 50 %**	

Tabla 2. Clasificación de calcáreos teniendo en cuenta el porcentaje modal calcita-dolomita (Carr, Rooney y Freas (1994).

El criterio adoptado, se fundamenta en parámetros límite para ciertos usos, es así que al regionalizar las tendencias composicionales, es posible observar dónde están ubicados geográficamente los mármoles con una y otra tendencia composicional.

YACIMIENTOS CARBONÁTICOS

CORDON ORIENTAL

CARAPE (1) (2)

Los importantes afloramientos de este distrito se encuentran en el sector de la cumbre de la Sierra Chica, principalmente en la estancia Carapé, ubicada a unos 18 km al este de La Cumbre y al sur del camino que une esta última localidad con Ascochinga.

En la región se distingue un complejo metamórfico-plutónico compuesto por gneises, anfibolitas y mármoles, asociados a rocas granitoides extensamente distribuidas. Todo el conjunto está profusamente afectado por la faja milonítica Carapé, que tiene un rumbo noroeste bien definido con buzamientos de alto ángulo a veces verticales. Se distinguen dos corridas principales: a) cuerpo oeste representado por mármoles blanquecinos de grano medio a grueso, con una extensión aproximada de 2 km y un ancho promedio de hasta 400m b) cuerpo este compuesto por mármoles rosados de grano fino a muy fino, con 5 km de corrida y un ancho máximo estimado en 500 metros. Ambos cuerpos presentan minerales accesorios tales como flogopita, magnetita, cuarzo y óxidos de hierro.

La tendencia composicional es claramente dolomítica para el cuerpo oeste y Estancia El Martillo, con valores de OMg de hasta 19%; y definidamente calcítico en el cuerpo este (figura 2).

Reservas. Estancia Carapé (oeste): 10.000.000 t, estancia Carapé (este): 24.800.000 t, estancia El Martillo: 1.200.000 toneladas.

EL SAUCE (3)

Ubicado a 10 km al noroeste de Salsipuedes y 55 km al norte de Córdoba, forma parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica y además de las rocas gneísicas y anfibolitas asociadas que lo caracterizan, es notable la abundancia de filonaciones ácidas de tipo aplopegmatíticas que atraviesan los cuerpos calcáreos.

Los mármoles son de grano variable, algo más grueso en los de composición dolomítica. Sus tonalidades son blancas y grises siendo los principales minerales accesorios cuarzo, olivino y tremolita.

Geoquímicamente son de tendencia dolomítica aunque hay variedades calcíticas puntuales. Este sector ha sido intensamente explotado para la industria de la cal (figura 2).

Reservas. El Sauce: 3.600.000 t, La Estancita: 1.000.000 t, Moyano: 170.000 t, Calmur S.A.: 700.000 t, Begg: 213.000 toneladas.

UNQUILLO(4), DUMESNIL. MAL PASO(5), LA CALERA(6)

Este distrito integra los yacimientos ubicados sobre el flanco oriental de la Sierra Chica, desde el sur de La Calera hasta Unquillo, con la línea de cumbres de la Sierra Chica como límite occidental y la llanura pampeana como límite oriental.

Todo el conjunto forma parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica, formado por gneises, anatexitas, granulitas y anfibolitas, afectado por la faja milonítica de la Estanzuela-La Reducción e intuido por filones pegmatíticos, tonalíticos y pequeños stocks graníticos.

Los mármoles en este distrito presentan gran diversidad composicional, es así que se han reconocido mármoles calcíticos (Puesto Funes, Dumesnil, Unquillo y partes de La Reducción), dolomíticos (La Reducción-sur de La Calera) y muy impuros (distribuidos en toda la región). Si bien hay variación composicional como se dijo, si se tienen en cuenta las reservas, los mármoles calcíticos conforman el 90% de las mismas (figura 2).

Son de grano medio a fino, con tonalidades blancas, rosadas y grises; las variedades dolomíticas suelen tener por lo general una granulometría algo más gruesa. Como minerales accesorios de importancia se observan cuarzo, serpentina, apatita, titanita y a veces wollastonita.

Los datos de reservas datan de tiempo atrás y deberían tomarse con la debida reserva, ya que hubo explotación intensiva, no obstante ello, la existencia del distrito es una realidad y cuenta con materiales de buena calidad y sobre todo muy bien ubicados geográficamente.

Reservas. Cantera La Calera: 2.050.000 t, La Reducción: 3.295.000 t, Pueyrredón: 1.000.000 t, Sucesión Sánchez: 200.000 t, Puesto Funes: 7.192.000 t, Barilar: 645.000 t, El 25: 1.000.000 t, San Marcos: 104.000 t, La Fábrica: 80.000.000 t, García Victorica: 546.000 t, Juan Sánchez: 109.000 t y A. Sánchez: 95.000 toneladas.

COSQUIN, BIALET MASSE (7)

Se ubican en el faldeo occidental de la Sierra Chica, entre Molinari y San Roque, los mármoles por lo general son calcíticos (San Jorge) y localmente calcodolomíticos, con bajos contenidos de insoluble. Los cuerpos presentan hasta 200m de longitud y 5m a 20m de potencia. Tienen rumbo N-S con buzamientos hacia el E. Son frecuentes las estructuras brechosas y las coloraciones rosadas, amarillentas, blancas y grises (figura 2).

Reservas. Santa María: 50.000 t, San Jorge: 600.000 t, B. Bermejas: 240.000 t, Los Moros: 370.000 toneladas.

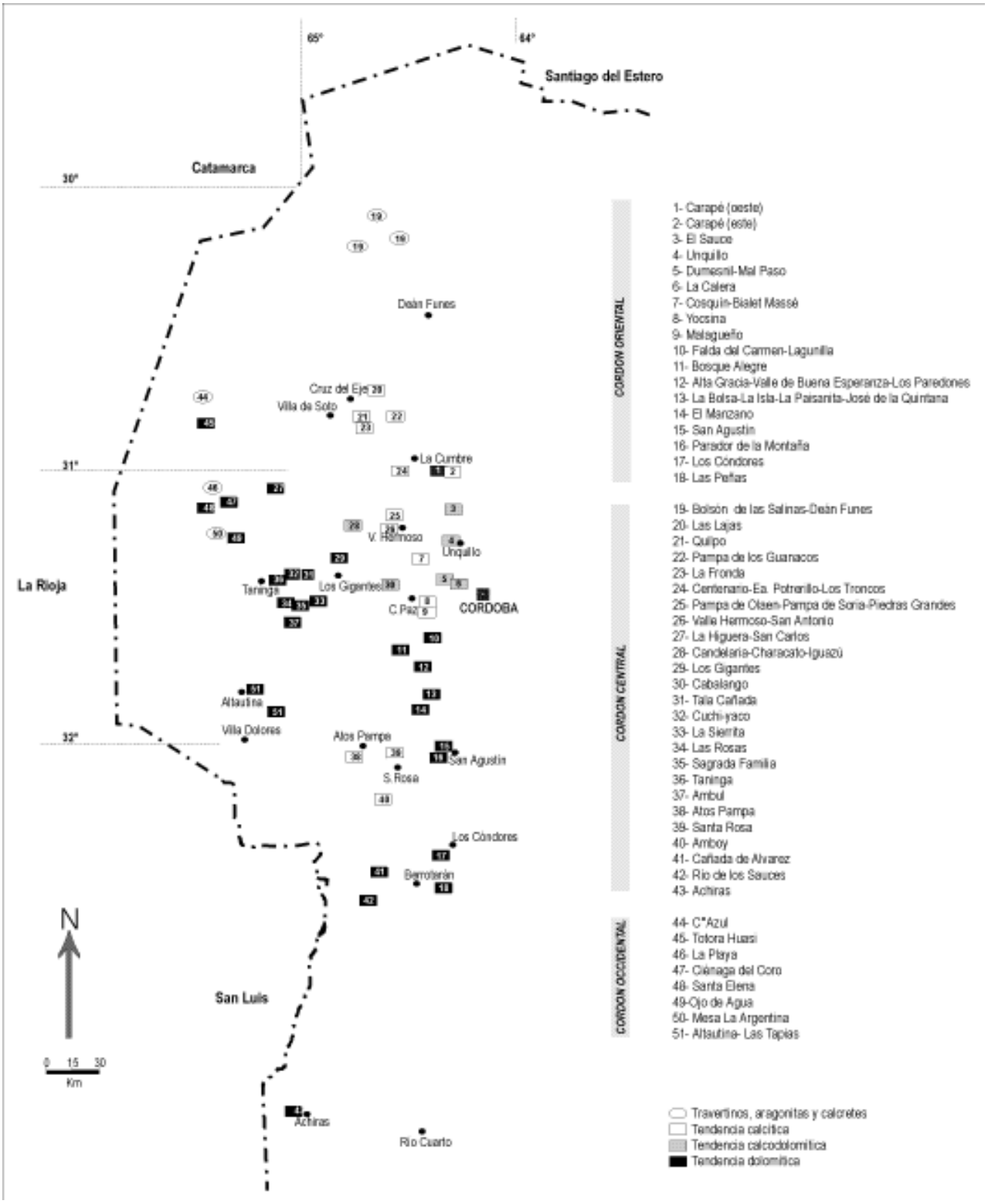


Figura 2. Yacimientos carbonáticos de Córdoba.

YOCSINA (8), MALAGUEÑO (9)

Es el distrito calero-cementero más importante de la provincia, sus principales afloramientos poseen una ubicación privilegiada, ya que se encuentra a sólo 20 km al oeste de la ciudad de Córdoba, comienzan a 2 km al sudoeste de Malagueño y con rumbo meridional continúa hacia el norte hasta alcanzar la Ruta Nacional 20 (autopista Córdoba-Carlos Paz).

Estos mármoles forman parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica, yaciendo interestratificadamente con gnei-

ses inyectados, biotíticos, anfibolitas, etc. Todo el conjunto, en este sector, ha sido profusamente intruido por filonaciones de composición tonalítica, aplítica y pegmatítica.

El cuerpo principal forma el cerro Malagueño, que posee unos 4 km de largo por un ancho entre 400 m y 700 m, tiene rumbo norte-sur con buzamientos promedio de 60°-70°E. Hay predominancia de grano medio, y las tonalidades más comunes son blanca, gris, verde claro, siendo los minerales accesorios comunes wollastonita, epidoto, olivino, titanita, serpentina, cuarzo y hornblenda (figura 2).

En general son mármoles calcíticos muy definidos con tenores de OMg que excepcionalmente llegan al 4%, con porcentajes de insolubles que alcanzan en algunos casos el 20%.

Reservas. Malagueño-Yocsina: 202.000.000 toneladas.

FALDA DEL CARMEN, LAGUNILLA

Este conjunto de afloramientos se ubica en el paraje Punta del Agua, a unos 15 km al norte de Alta Gracia, sobre el faldeo oriental de la Sierra Chica. Estos bancos calcáreos forman parte del extremo centro oriental del Complejo Metamórfico Sierra Chica, compuesto por gneises biotíticos inyectados y anfibolitas, muy intruido todo el conjunto por pegmatitas ricas en moscovita (figura 2).

Los bancos poseen una alineación regional de rumbo noroeste con buzamientos de alto ángulo hacia el este. Son de grano muy variable y coloración blanco grisáceo, contando como minerales accesorios de mayor importancia serpentina, olivino, flogopita y grafito. Desde el punto de vista geoquímico poseen una clara tendencia dolomítica con tenores de OMg que alcanzan el 18%.

Reservas. Cantera Kegeler: 875.000 t, Canteras Tobias: 50.000 toneladas.

BOSQUE ALEGRE

Estos importantes yacimientos de mármol están ubicados inmediatamente al oeste del Observatorio Astronómico de Bosque Alegre, a 26 km al oeste de Alta Gracia, y forman parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica conjuntamente con gneises, anatexitas, anfibolitas e importantes cuerpos serpentiníticos asociados. Todo este conjunto se encuentra muy cerca del contacto con el Complejo Igneo de Achala, quien lo intruye parcialmente provocando alteraciones metasomáticas. Como toda la Sierra Chica, es un área intensamente deformada con pliegues de plano axial vertical y rumbo noroeste.

El afloramiento principal, de rumbo submeridional, es un cuerpo de aproximadamente 3.000 m de longitud con un ancho máximo de 1.700 m (con interposiciones de roca estéril). Son mármoles blancos con tonalidades grises y en menor proporción, aparecen colores tales como el blanco lechoso (28,2%), blanco níveo (26,4% y blanco grisáceo (18,9%). Predominantemente son de grano medio (31%), grueso (26%) y fino (19%). Como minerales accesorios de importancia se citan olivino, diópsido, serpentina, y como producto de metamorfismo retrógrado final, antigorita y crisotilo (figura 2).

Poseen una tendencia dolomítica perfectamente definida con contenidos de magnesio entre 14% y 20%. Son de muy buena calidad, especialmente de elevado grado de blancura para granulado y productos molidos que actualmente están en explotación sostenida, siendo utilizado en la industria de la pintura, como triturados pétreos y potencialmente como carga en la industria del papel.

Se estima además que el porcentaje útil explotable representa el 50% del volumen total del yacimiento. De este 50% el 26,5% son dolomías puras y el 73,5% dolomíticos y mármoles de composición intermedia.

Reservas. Estancia Bosque Alegre: 14.910.000 toneladas.

ALTA GRACIA, VALLE DE BUENA ESPERANZA, LOS PAREDONES

Este distrito se ubica al noroeste de la ciudad de Alta Gracia. Por el norte limita con la ruta a Falda del Carmen-Bosque Alegre, por el oeste con la Sierra Chica, por el este con el Valle de Alta Gracia y por el sur se extiende hasta la altura de Los Paredones.

Geológicamente forma parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica, teniendo como roca de caja a gneises inyectados, biotíticos, granatíferos y anatexitas, todos asociados con anfibolitas e importantes afloramientos de rocas ultramáficas. El conjunto está intensamente inyectado por un conspicuo sistema pegmatítico.

En este tradicional distrito explotado desde hace mucho tiempo, los cuerpos de mármol se orientan submeridionalmente, con buzamientos de muy alto ángulo, siendo frecuentes los bancos verticales. Plegamientos de diferentes escalas se observan en varios afloramientos (cerro Moro) y fenómenos metasomáticos de contacto generan skarns con abundante escapolita, como se puede observar en la Cantera El Pozo (figura 2).

La granulometría es media en las variedades magnesianas y fina en las muy silicatadas. Los colores más comunes son blanco, gris claro y verde limón observándose como minerales accesorios más comunes cuarzo, granate, serpentina, anfíboles y óxidos de hierro.

Geoquímicamente poseen una tendencia marcadamente magnesiana, con tenores que llegan a superar el 19% de OMg; existen lugares más calcíticos y otros silicatados, con valores de insoluble de hasta el 60%. Estos afloramientos son tradicionalmente explotados para granulados.

Reservas. Urco S.R.L.: 430.000 t, El Paraíso: 3.500.000 t, estancia Los Molles: 985.000 t, Morenigo y Bauer: 870.000 t, Eddis de Nathan: 435.000 t, Vergara: 130.000 t, J.Rossi: 805.000 t, cerro La Higuera: 650.000 t, Gómez. 3° Paredón: 1.270.000 t, cerro Moro: 1.270.000 t,

La Granja: 368.000 t, El Potrerillo: 950.000 t, cerro Sportivo: 303.000 t, C. de Cámara: 5.800.000 t, Cantera López: 347.000 toneladas.

LA BOLSA, LA ISLA, LA PAISANITA, JOSÉ DE LA QUINTANA (13)

Comprende diversos afloramientos aislados en las cercanías de las localidades homónimas, ubicadas al sur de Alta Gracia, entre esta ciudad y el Embalse Los Molinos.

Geológicamente forman parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica, formada por gneises, anfibolitas y escasas rocas ultramáficas (serpentinitas y esteatitas). Los mármoles son blancos, con variedades rosadas, verdosas y grises. Son de grano grueso, y presentan minerales accesorios tales como cuarzo, grafito, flogopita, anfíboles, serpentina y piroxenos. Los yacimientos de este distrito fueron explotados intensamente en el pasado y actualmente se hallan inactivos. Geoquímicamente son mármoles dolomíticos con tenores de OMg que llegan hasta el 19% e insolubles de 1% a 7%.

Reservas. Los Guindos: 670.000 t, La Bolsa: 400.000 t, El Tala: 776.000 t, La Isla: 50.000 toneladas.

EL MANZANO (14)

Se ubica al noroeste de San Agustín (24 km) y a 15 km al oeste de la Ruta 5. Estos mármoles forman parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica, y yacen interestratificados con gneises asociados a paranfibolitas, intruido el conjunto por aplopegmatitas.

Forman una faja con rumbo noroeste y buzamientos al oeste, uno de los bancos más importantes tiene 540 m de largo y 200 m de ancho máximo. Las rocas son de grano grueso y colores blancos y grises, ocasionalmente verdosos por presencia de serpentina. Geoquímicamente son dolomíticos con bajo contenido de insolubles, haciéndolos muy útiles para la industria de la cal, pintura y potencialmente para la del papel.

Reservas. El Manzano: 3.000.000 toneladas.

SAN AGUSTÍN (15)

Este distrito es considerado como uno de los más importantes de la provincia y se ubica a 4 km al oeste de la localidad del mismo nombre. Forma parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica, compuesto principalmente por gneises biotíticos y granatíferos. Se destaca la intensa intrusión aplopegmatítica que se observa en todo el sector. El cuerpo principal tiene 2,5 km de largo con un ancho máximo que alcanza los 600 metros. La orientación general es noroeste. Presenta granulometría gruesa (15,6%), media (32,4% y fina (17%). Los colores más frecuentes son blanco grisáceo (35,6%), blanco lechosos (21,8), blanco níveo (11%) y otros colores (31%). Como minerales accesorios significativos se cuentan cuarzo y serpentina.

Poseen una clara tendencia dolomítica con tenores de OMg que van del 14% al 21,5% con insolubles entre el 2% y 8%. Sus principales usos son la industria calera, triturados pétreos y encalado de suelos ácidos.

Se estima que el porcentaje útil explotable representa el 40% del volumen total del yacimiento. De este 40% el 41,5% son dolomías puras y el 58,5% mármoles dolomíticos y de composición intermedia.

Reservas. San Agustín: 10.000.000 t, Calderón: 2.454.000 t, Soconcho: 5.114.000 t, Barrueco: 149.000 toneladas.

PARADOR DE LA MONTAÑA (16)

Se trata de un pequeño distrito que se ubica al oeste de la Ruta 5 a la altura de Las Bajadas, alcanzando por el oeste la ruta que une Santa Rosa con Villa del Dique. Forma parte del Complejo Metamórfico Sierra Chica, conjuntamente con gneises granatíferos, anfibolitas e inyecciones pegmatíticas. Los mármoles son de grano medio a grueso presentando predominantemente colores blancos con tonalidades rosadas y grises. Los principales minerales accesorios son cuarzo, epidoto, granate y en algunos escasos cuerpos calcíticos, wollastonita.

Geoquímicamente son mármoles dolomíticos con valores que alcanzan el 18% de OMg con bajos contenidos de insolubles. Su principal uso está relacionado con la industria de la cal. Actualmente las canteras están abandonadas.

Reservas. Lach y Bari: 154.000 t, Ferrer: 70.000 t, Povanes: 419.000 t, El Portezuelo-Moyano: 29.000 t, Incor: 155.000 toneladas.

LOS CÓNDORES (17)

Estos yacimientos y formaciones calcáreas metamorfizadas están ubicadas al oeste y noroeste de la localidad de Los Cóndores, entre las Rutas 5 y 36 forman parte de la Sierra de Los Cóndores y yacen interestratificadas con gneises granatíferos y anfibolitas. Son bancos con orientación norte-sur y buzamientos al este 35°-65°. Tienen grano medio a grueso con tonalidades que van del blanco a distintos tonos de grises y rosados. Entre los principales minerales accesorios se cuentan cuarzo, grafito, anfíboles y flogopita.

Geoquímicamente son mármoles con tendencia dolomítica con contenidos de insolubles bajos a moderados. Es un distrito muy bien ubicado geográficamente y en este momento se encuentra inactivo.

Reservas. Martínez: 300.000 t, San Cristóbal: 27.000 t, El Tala: 194.000 t, Chulume: 101.000 toneladas.

LAS PEÑAS (18)

En esta zona se han reconocido cuerpos de mármol de escasa importancia en la estancia Las Peñas a 17 km al este de la localidad de Elena. Todo el complejo se halla yaciendo en la estructura principal de la Sierra del mismo nombre formado por gneises y rocas de composición granitoide. Los lineamientos más importantes están orientados 310º a 350º con buzamientos subverticales. El material es de grano fino, blanco y con tendencia composicional de tipo dolomítico.

Reservas. Estancia Las Peñas: 85.000 toneladas.

CORDÓN CENTRAL

BOLSÓN DE LAS SALINAS Y DEAN FUNES (19)

Se trata de una serie de cuerpos calcáreos a los cuales algunos autores atribuyen origen posiblemente freático (Carignano *et al.* 1996) y los denominan calcretes, y otros un origen hidrotermal (Methol, 1958), producto de soluciones bicarbonatadas, denominándolos travertinos.

Se distribuyen en una extensa zona que abarca los alrededores Jaime Peter, Quilino, San José de las Salinas, San Pedro y Deán Funes. Son numerosos los cuerpos que presentan estas características, destacándose a ocho de ellos como los más importantes desde el punto de vista de las reservas de material. Son los afloramientos de Jaime Peter, San José de las Salinas, El Camarón, Orcosuni, San Gregorio, El Galgo, La Rufinita y San Pedro Toyos. Se presentan como bancos horizontales que yacen en discordancia erosiva sobre basamento o cubierta sedimentaria. El área abarcada por estos cuerpos no está establecida pero pueden alcanzar algunas centenas de metros de largo por otras tantas de ancho.

El color varía desde el blanco y pardo claro, hasta rosáceo y amarillento, según el grado de alteración y proporciones de ópalo o calcedonia y de óxido de hierro. La textura es variable siendo a veces densa o compacta, algo estratificada y otras veces porosa, conteniendo en su masa rodados o fragmentos de cuarzo y frecuentemente nódulos de calcedonia. El perfil de la estancia San Gregorio, muestra en una forma aproximada las características generales de estos cuerpos. Este muestra un horizonte superior de 1,5 a 2 m de potencia, de calcáreo amarillento con 30 % de ópalo, un horizonte intermedio de color amarillo claro, más compacto con menos sílice < 10 %, de 1,5 a 2 m; el tercer horizonte es un banco de calcáreo compacto, amarillo claro de 2 a 3 m, con capas de yeso de poco espesor. Otros perfiles describen similares características, agregando intercalaciones de cenizas volcánicas finas y arcillas bentoníticas. Químicamente se destaca el bajo contenido de OMg < 1 % y elevado porcentaje de insolubles del 13 al 37 %. Estos materiales fueron utilizados para fabricación de cal, también pequeños bloques para producir planchas de mármol.

Reservas. San José: 5.000.000 toneladas.

Calcretes de Avellaneda

Ubicado 4 km al noroeste de Avellaneda, un banco de extensión indeterminada, con un espesor de alrededor de 2 metros. Material de color amarillento blanquecino a castaño claro, a veces compacto y otras poroso. Incluye rodados de cuarzo y calcedonia distribuídos irregularmente en la masa calcárea. Se utilizó para fabricación de cal.

Calcretes de Macha

La cantera Los Chañares se ubica a 6 km de la estación Macha, a 500 m del camino Deán Funes-Tulumba. No se conocen sus dimensiones, excepto que tiene 2,5 m de potencia. El calcáreo es de color castaño claro, con granos de arena, se utilizó para producción de cal.

LAS LAJAS (20)

Estos afloramientos de mármol se encuentran sobre la ruta 38, a 15 km al este de la ciudad de Cruz del Eje. Tienen como roca de caja a gneises biotíticos y anfibolitas, intruidos por filonaciones pegmatíticas. Se trata de una serie de pequeños cuerpos de rumbo noroeste con buzamiento de 45ºE. Los mármoles son verdosos y grises con marcada estructura bandeada, de grano fino a medio.

Poseen una tendencia composicional claramente calcítica y medianamente silicosa con variedades que llegan al 20% de insoluble.

Reservas. Canteras Las Lajas: 200.000 toneladas.

QUILPO (21)

Este distrito se encuentra ubicado a 28 km al sureste de la ciudad de Cruz del Eje. Se trata de un grupo de afloramientos de mármol considerado como uno de los más importantes de la provincia de Córdoba tanto desde el punto de vista minero como industrial. Este yacimiento es la fuente de materia prima de cales de primera calidad y mármoles de tonalidad rosada conocido como Rosado Quilpo.

El yacimiento se divide en dos cordones: occidental y oriental. El primero es el que ha concentrado prácticamente toda la explotación hasta el presente, mientras que el segundo se conserva actualmente sin explotación alguna. Ambos cordones están formados por una serie de afloramientos de dimensiones importantes, tienen formas tabulares a lenticulares con rumbos nornoreste y longitudes que superan los 1.500 metros.

Se trata de mármoles calcíticos, con tamaño de grano muy variable ya que se observan algunos bancos de granulometría criptocristalina y en otros muy gruesas. El color promedio es blanco, con bancos grises y rosados.

Si bien el contenido de silicatos es bajo en general, se observan diópsido y wollastonita como escasos minerales accesorios.

Reservas. Cordón oriental: 8.223.000 t, Total del Yacimiento: 70.976.000 toneladas.

PAMPA DE LOS GUANACOS (22)

Estos afloramientos se encuentran a 14 km al oeste de Capilla del Monte. Se trata de pequeños bancos alojados en gneises y anatexitas correspondientes a la Sierra de Cuniputu, poseen rumbo submeridional y posiciones verticales. Son de colores claros, blancos y rosados, algunos muy manchados con intercalaciones serpentiníticas. Son de grano medio a grueso y su composición geoquímica tiene una notable tendencia calcítica. Estos yacimientos han sido explotados históricamente como fuente de materia prima para la industria de la cal.

Reservas. Ca. Rapagnani: 100.000 toneladas.

LA FRONDA (23)

Estos afloramientos se encuentran en las inmediaciones de la estancia La Fronda a unos 15 km al sur de San Marcos Sierra. Se trata de cuerpos marcadamente deformados de grano medio a grueso que presentan colores grises homogéneos con bandas oscuras centimétricas formadas por minerales tales como piroxenos, flogopita, wollastonita y granate.

En general son mármoles cálcicos con tenores de magnesio que no superan el 2,5% y porcentajes variables, pero generalmente elevados, de insoluble que suelen puntualmente llegar al 30%. Estos cuerpos han sido intensamente explotados para producir bloques, aunque tienen particularidades favorables para su utilización como árido. Los mármoles conocidos como Gris Punilla y Azul Plata provienen de estas canteras. Cabe destacar que a unos 6 km al sur de los sectores explotados, existen bancos del mismo tipo con reservas muy importantes, similares a las descriptas y que aún no han sido cuantificadas.

Reservas. La Fronda: 3.827.000 toneladas.

CENTENARIO, ESTANCIA EL POTRERILLO, LOS TRONCOS (24)

Centenario

Ubicado 8 km al oeste de La Cumbre, se distinguen dos sectores. En el oriental se encuentran dos cuerpos y el occidental constituido por siete cuerpos de mármol calcítico, con OMg entre 0,3 y 3 %, con muy bajos contenidos de insolubles. Tienen rumbo general norte-sur, con buzamiento de alto grado al este. El grano es variable de fino a grueso y el color es blanco bandeado con gris y también rosado veteado. Los bancos se intercalan con gneises y filones y diques aplíticos. Las canteras se encuentran en una pampa elevada, Pampa del Centenario, por lo que se desarrollan por debajo del nivel de acceso. Se produjo piedra para fabricación de cal y en menor grado bloques de mármol blanco y rosado veteados. No es posible estimar reservas debido a la poca exposición de los cuerpos.

Estancia El Potrerillo

Los cuerpos de mármol se ubican en la estancia El Potrerillo a unos 4,5 km al sur de la estancia Cuchi Corral, 12 km de La Cumbre en línea recta, al oeste de las canteras Centenario. Ubicados en un sector de relieve pronunciado se encuentran 9 cuerpos de mármol calcítico con 1,5 % de OMg y 2,5 % de insolubles. Los bancos se intercalan con gneises, anfibolitas y filones y diques aplíticos, tienen rumbo norte-sur y se inclinan fuertemente al este. De grano fino a grueso, de color blanco a gris, también rosado a rojizo intenso.

Reservas. Estancia El Potrerillo: 1.800.000 toneladas.

Los Troncos

Ubicado sobre el cerro o Loma Negra, a 1.000 m al sur de las canteras Centenario, a 9 km al oeste de la estación Thea, en la estancia Los Troncos. Dentro de una masa intrusiva granítica, milonítica, afloran anfibolitas y mármoles, de rumbo general norte-sur con inclinación de 45° al este. Son 7 cuerpos de mármol que forman una faja de 900 m de longitud y 250 m de ancho con intercalaciones de una milonita granítica, anfibolitas, pegmatitas y aplitas, que abarcan el 40 % de esta superficie. Los bancos individuales pueden superar los 100 m de ancho y 300 de largo. Los colores son gris oscuro, también blanco y rosado. No se cuenta con análisis químicos ni estimación de reservas.

PAMPA DE OLAEN-PAMPA DE SORIA-PIEDRAS GRANDES (25)

Fundación San Roque

En los terrenos pertenecientes a la Fundación San Roque, en Pampa de Olaen existen una gran cantidad de afloramientos de mármol sobre los que se han desarrollado 37 canteras. El terreno es en general plano, con una delgada cubierta de suelo sobre los afloramientos; con desarrollo de labores por debajo del nivel de acceso. Los mármoles tienen una fuerte heterogeneidad cromática, presentando bandas o franjas que alternan principalmente colores grises, blancos y rosados. La posición estructural es subhorizontal a medianamente buzante, hasta 40°. Poseen una clara tendencia calcítica, con bajos tenores de OMg, inferiores al 1,5% e insolubles entre 2 y 8 %.

Principalmente fueron explotadas para producir cal. Con respecto a este uso se ha estimado que el 50 % del material es utilizable con este fin, con excepción de unas pocas canteras. La fracturación no permite la producción de bloques de mármol en la mayor parte de los cuerpos.

Nieto, Cabadas

Ubicados en la Pampa de Soria a unos 6 km al oeste de La Falda, se trata de un manto de mármol muy cálcico, que supera los 30 m de potencia y de posición subhorizontal o con suave buzamiento al norte. Las variaciones del manto determinan distintos usos, produciendo bloques de mármol de colores blanco, gris y rosado de granulometría variable pero fundamentalmente gruesa a espática y piedra para producción de cal, cemento y "carbonatos". En muchos sectores las condiciones estructurales son muy buenas para la producción de bloques.

El Sauce

Abarca las propiedades El Sauce y Quiñones, ubicado a 12 km de Huerta Grande. Son tres cuerpos de mármol de 5 a 10 m de potencia, muy cálcicos y en sectores silicosos, que buzan unos 50° al oeste. Se han producido bloques de mármol blanco veteado y piedra para calcinación.

El Guindo

Ubicado a 12 km al oeste de La Falda, agrupa diez cuerpos de 10 a 60 m de potencia, de mármoles cálcicos a medianamente silicosos, buzantes entre 30 y 60° al este. Debido a la fuerte variabilidad a tipos silicosos, se produjo principalmente bloques de mármol veteado blanco, gris y verdoso.

Piedras Grandes

Ubicado a 11 km de La Falda, se compone de tres cuerpos 10 m de potencia y algunas centenas de largo, que buzan al este unos 40°. Los análisis químicos existentes indican que son mármoles muy cálcicos, pero en realidad se presenta una fuerte variabilidad por aumento de silicatos. Principalmente se han producido bloques de mármol veteado blanco y gris.

Cremades y Soria

Ubicada en la Pampa de Soria a 13 km al oeste de La Falda. Es un yacimiento sobre el que se desarrollaron 23 canteras, cuyas dimensiones aproximadas, considerando delgadas intercalaciones de gneises y anfibolitas, alcanza 900 m de longitud, 500 m de ancho, con una potencia que puede superar los 50 metros. La posición es subhorizontal hasta 30° al este.

Presenta este cuerpo una fuerte variabilidad manifestada por la alternancia de bandas que pueden alcanzar desde unos decímetros a algunos metros. Estas bandas pueden ser desde muy calcíticas a medianamente silicosas, pasando transicional o abruptamente de una a otra. Se estima muy groseramente que del total del cuerpo un 40 % es aprovechable para producción de cal, el resto corresponde a tipos medianamente silicosos. Además de piedra para cal de primera y segunda y carbonatos, se han producido bloques de mármol veteado, principalmente rosados, grises y verdes.

Reservas. F. San Roque: 8.500.000 t, Nieto: 350.000 t, El Sauce: 1.600.000 t, El Guindo: 2.900.000 t, P.Grande: 5.800.000 t, Cremades: 10.000.000 t, N.Nieto: 1.500.000 t,

Norberto Nieto (ex canteras Piedras Grandes)

Ubicado 7 km al oeste de La Falda, constituido por 11 cuerpos de mármol en general cálcicos, con buzamientos variables al este, de entre 50 y 150 m de largo y 20 a 60 m de ancho. Se produce piedra de primera y segunda para elaborar cal y de algunas canteras se han producido bloques de mármol blanco grisáceo y rosado veteado.

VALLE HERMOSO-SAN ANTONIO (26)

Ubicadas a unos 4 km al oeste de Valle Hermoso, las canteras de San Antonio se distribuyen en varias propiedades. Los cuerpos se intercalan entre gneises y esquistos, siendo frecuentemente atravesados por intrusiones aplíticas. Lo afloramientos Defilippi están formados por varios bancos agrupados en un gran cuerpo de mármol muy cálcico que presenta variaciones a tipos muy silicosos, que alcanza los 1.000 m de longitud y hasta 200 m de potencia considerando delgadas intercalaciones de anfibolitas y gneises. La orientación general es nornoroeste, con buzamientos variables al norte y sur.

Tradicionalmente ha producido materiales de excelente calidad, "carbonatos", como así también calizas de 1ra y 2da calidad. Además se han extraído bloques de mármol blanco y gris de grano grueso a espático y rosados veteados.

En este mismo distrito, en la propiedad de Sbuelz-Burgio se encuentran unos 10 cuerpos con interesantes reservas, teniendo la mayor parte de las canteras dificultades por presentar laboreos muy profundos y escombrados. El material de primera categoría, mármol muy calcítico, alcanzaría al 35 % del total. También se han producido bloques de mármol blanco, gris y verde claro.

Reservas. De Filippi: 3.600.000 t, Sbuelz-Burgio: 8.700.000 toneladas.

LA HIGUERA-SAN CARLOS (27)

Comprende una serie de pequeños yacimientos y manifestaciones alineadas principalmente entre Cruz de Caña y La Higuera, conjuntamente con algunos cuerpos que afloran al norte y sur de San Carlos Minas.

En general se trata de mármoles blancos y de tonalidades grises de grano fino que forman parte del Complejo metamórfico anatéctico San Carlos.

Mayormente se trata de mármoles con una acentuada tendencia dolomítica, llegando en algunos lugar a tener hasta el 21% de OMg con tenores de insoluble relativamente bajos.

Actualmente todo el distrito se encuentra paralizado, aunque en el pasado ha sido intensamente explotado.

Reservas. La Rinconada (Alvarez): 208.000 t, La Rinconada (Suárez): 158.000 toneladas.

CANDELARIA, CHARACATO (28)

Este importante distrito se ubica entre ambas localidades que le dan el nombre teniendo como límites norte y sur a Oro Grueso y Corral de Carnero respectivamente. Estos mármoles forman parte del Complejo metamórfico Candelaria formado por esquistos cuarzo-biotíticos y gneises. Los principales yacimientos son: El Cóndor, Corral de Carnero, Los Azulejos, El Saucecito, Iguazú, El Molino, El Perchel. Estos materiales son generalmente usados para ornamentación. Composicionalmente son calcíticos (El Cóndor y El Saucecito) existiendo bancos algo más ricos en magnesio. Estas características hacen al grupo muy similar a Los Gigantes. Los colores más comunes son los grises y verdosos. Se destaca que en este distrito se encuentran algunos yacimientos del singular mármol celeste, variedad casi exclusiva a nivel internacional. Los principales minerales accesorios son serpentina, cuarzo, wollastonita, grafito, flogopita, tremolita, etc. La granulometría es de fina a media.

Reservas. Agua del Durazno: 3.709.000 t, Mogote Azulejo: 5.413.000 t, El Saucesito: 373.000 t, El Cóndor: 1.000.000 t, Iguazú: 3.000.000 t, Tala Huasi: 183.000 t, El Perchel: 277.000 toneladas.

LOS GIGANTES (29)

Este importante distrito se ubica al norte de la ex Ruta 20 a la altura de Cuchilla Nevada y es considerado como uno de los más importantes y explotados de la provincia de Córdoba para la extracción de mármol y granulados produciendo distintas variedades de mármol entre los que se destacan el Blanco Níveo, Verde Limón y Verde "L". Se encuentra asociado a esquistos cuarzo biotíticos y gneises del Complejo metamórfico Candelaria, limitando al oeste con la faja de deformación Guamanes. Se trata de una serie de grandes bancos de mármol de rumbo general norte-sur. La región posee un complejo patrón estructural, producto de la superposición de eventos tectónicos sucesivos los cuales se reflejan en los pliegues superpuestos bien marcados en las rocas calcáreas.

Los principales yacimientos ubicados de sur a norte son: Los Cienegueros, Iggam, Puesto Vélez, La Quebrada, Divisadero, El Balcón, Piedra Azul y El Pantano. Esta faja continúa hacia el norte uniéndose a la de Characato, Candelaria, Canteras El Cóndor, El Saucesito e Iguazú.

Este distrito presenta una gran variedad composicional, encontrándose tipos dolomíticos (Cantera Los Cienegueros), calcíticos (algunas zonas del Saucesito e Iguazú) y muy silicosas (Capella). Según Di Fini (1981), la gran mayoría son mármoles coloreados con accesorios como serpentina, anfíboles, olivinos, flogopita, etc, estando subordinados los colores claros bien definidos. La extraordinaria blancura del material de la cantera Los Cienegueros lo hace apto para su utilización en diversas industrias.

Reservas. Los Cienegueros: 5.545.000 t, Los Gigantes (Iggam): 25.000.000 t, Sarria Deheza: 1.080.000 t, Puesto Vélez: 3.300.000 t, El Balcón, El Pantano, Piedra Azul: 10.000.000 toneladas.

CABALANGO (30)

Se considera aquí específicamente la cantera El Potrero, ubicada en la estancia homónima a 23 km al oeste de Villa Carlos Paz. Estos afloramientos de mármoles están enclavados dentro del granito de Achala. Se trata de bancos con rumbo este-oeste, fuertemente deformados e inyectados por pegmatitas y aplitas. Los mármoles son de grano fino, y muy impuros, llegando a contener más del 50% de insoluble.

Reservas. El Potrero: 460.000 toneladas.

TALA CAÑADA (31), CUCHI YACO (32), LA SIERRITA (33), LAS ROSAS (34), SAGRADA FAMILIA (35), TANINGA (36), AMBUL (37)

Comprende una serie de formaciones calcáreas alojadas en el Complejo metamórfico anatéctico San Carlos ubicadas en las cercanías de la ex Ruta 20 entre Cumbres de Gaspar y Taninga. Cabe destacar que el distrito Ambul (ubicado a 10 km al este de dicha localidad) se trata conjuntamente aquí por sus similares características geológicas.

La disposición de los cuerpos no es uniforme, predominando el rumbo este-oeste en los afloramientos de Sagrada Familia y La Sierrita. Los demás cuerpos tienen rumbo variado con plegamientos marcados a escala macroscópica reflejando la compleja estructura de la región.

Composicionalmente el conjunto posee una clara tendencia dolomítica, alcanzando valores de 17% de OMg, puntualmente con altos contenidos de silicatos (hasta el 10%), y minerales accesorios tales como serpentina, grafito, wollastonita, tremolita, granate y epidoto. Se destaca que en la cantera Taninga, al sur de dicha localidad los mármoles son francamente calcíticos e intruidos por filonaciones pegmatíticas. La invasión pegmatítica es observable también en Cuchi-Yaco y Sagrada Familia.

Este conjunto de afloramientos ha sido objeto de explotación importante en el pasado, actualmente sólo hay extracción en forma esporádica, de bochones para ornamentación (Sagrada Familia).

Reservas. Cuchi-Yaco: 12.623.000 t, Taninga: 2.451.000 t, La Sierrita: 1.900.000 t, Mogote Nevado: 2.600.000 t, Piedra Sonadora: 2.528.000 toneladas.

ATOS PAMPA (38)

Se trata de pequeños cuerpos de mármol ubicados en la estancia Sol de Mayo, a unos 3,5 km al oeste de Atos Pampa. Son bancos lenticulares de rumbo norte–sur y buzamiento 80°E, el color es blanco y de grano fino a medio, ocasionalmente se encuentra bandeado con concentraciones de minerales tales como serpentina, diópsido, grafito, flogopita, etc. Su composición dominante es calcítica y el yacimiento hoy se encuentra abandonado.

Reservas. Sol de Mayo: 997.000 toneladas.

SANTA ROSA DE CALAMUCHITA (39), AMBOY (40)

Comprende una serie de afloramientos muy poco estudiados, ubicados entre el río Santa Rosa al norte y el río Quillinzo al sur. Las más conocidas son las canteras El Potrerito, que se toman como representativas, especialmente en el tipo de mármol, que en este caso es marcadamente calcítico. Las canteras se ubican a 10 km al sudeste de Santa Rosa de Calamuchita. Se trata de cuerpos subhorizontales, con espesores de 2 m a 6 m, encajados en gneises granatíferos. Los mármoles son de grano fino a medio y colores grises claros. Como minerales accesorios se encuentran grafito, serpentina, diópsido y cuarzo en contacto con la caja. Son utilizados específicamente como materia prima para la industria de la cal.

Reservas. Canteras El Potrerito: 1.220.000 toneladas.

CAÑADA DE ALVAREZ (41)

El centro geográfico de este distrito es la localidad de Las Caleras, situada a 19 km al noroeste de Berrotarán. Comprende una serie de afloramientos alineados en sentido noroeste a lo largo de 3,5 km con anchos variables, que llegan a los 600 m (incluyendo septos de anfibolitas y gneises) experimentando un estrangulamiento en sus extremos. Se estima que el porcentaje útil explotable representa entre el 50% y 60% del volumen total del yacimiento.

Los cuerpos tienen una estructura sinformal cerrada hacia el norte, con gneises y anfibolitas pertenecientes al Complejo Metamórfico de las Sierras Chicas como roca de caja.

La composición dolomítica es la característica más notable de este distrito, el sector centro-norte está formado por mármoles de grano fino a medio y de tonalidades blanco amarillentas, mientras que el sector sur es de grano grueso y color blanco níveo a gris claro con predominancia neta de formaciones dolomíticas. En cuanto al grano la distribución aproximada es del 47% para el grano medio y del 37% para el grano fino. Los colores se reparten en un 42% para el blanco lechoso, 16% para las tonalidades grises y el 9% para el blanco níveo. Como minerales accesorios se observan algunos minerales primarios de cobre (calcosina en venillas y diseminada) y oxidados (malaquita) de origen aparentemente estrato ligado.

Este distrito está actualmente en plena actividad, y los materiales se emplean como granulados molidos y triturados pétreos, industria del vidrio, cerámica, metalurgia, para pinturas, encalado de suelos, cal y ornamentación.

Reservas. Canteras Insumin: 43.165.000 t, Canteras Bonanza: 1.000.000 t, Centro Norte: 10.000.000 toneladas.

RÍO DE LOS SAUCES (42)

Se trata de un conjunto de yacimientos ubicados inmediatamente al oeste de la localidad homónima que se extienden hasta casi 20 km al oeste, dentro de la estancia Los Cocos.

Yacen dentro del Complejo metamórfico Comechingones asociados a gneises y anatexitas granatíferas. Tienen rumbo noroeste con mantos casi horizontales de buen desarrollo. Cromáticamente son de gran variedad, encontrándose gran variedad de grises, blancos y verdes. Cabe destacar que en el extremo occidental de este distrito los mármoles se hacen muy puros y extremadamente blancos siendo usados en la industria cerámica y del vidrio con muy buenos resultados. Poseen una tendencia francamente dolomítica con tenores de insolubles bajos. Los mármoles coloreados poseen minerales silicatados tales como diópsido y olivino y son usados preferentemente como piedra ornamental, a partir de bloques blancos, grises y verdes.

Reservas. Oriental: 460.000 t, Occidental: 420.000 toneladas.

ACHIRAS (43)

La faja de mármoles se ubica a 7 km al noreste de la localidad de Achiras. El distrito está constituido por una serie de cuerpos que en su conjunto generan un área interesante en cuanto a reservas, ya que afloran intermitentemente a lo largo de 16 km con rumbo 340º.

Los mármoles yacen interestratificados con gneises y esquistos milonitizados, que en conjunto forman el Complejo Las Lajas. Son concordantes con la foliación principal de rumbo noroeste buzantes hacia el este 30º-50º. El conjunto ha sido intruido por rocas filonianas tales como aplopegmatitas y microgranitos.

Los carbonatos son de carácter predominantemente dolomítico, con tenores de OMg que llegan al 18% con insolubles del 3% al 9%. Son de granulometría fina a media y coloraciones grisáceas, localmente blanquecinas con tonos rosados. El laboreo y explotación de este distrito ha sido de poca importancia en relación a sus reservas. Se extrajeron bloques de mármol blanco y rosado, existiendo buenas condiciones para la producción de bloques.

Reservas. Monte Guazú: 19.408.000 t, El Ají: 2.709.000 t, cerro y río Las Lajas: 201.000 toneladas.

CORDÓN OCCIDENTAL

CERRO AZUL (44)

Se ubica en la falda occidental de la Sierra de Serrezuela, casi al pie de la misma, en el Antiguo Rodeo de Auti, hoy Cerro Azul.

En el lugar aflora un manto de aragonita de 1m de potencia, de color blanco o incoloro, en forma de aglomerados cristalizados que en la parte superior del banco se presentan estratificados, alternado a veces con capas rojizas. En la parte inferior se observan concreciones de aragonita, oquedades y drusas. También nódulos de grano fino a grueso. El material es calcítico con bajos tenores de insoluble (3%) y OMg (3%).

Reservas. Cerro Azul: 150.000 toneladas.

TOTORA HUASI (45)

Se ubica en la falda occidental de la sierra de Guasapampa, a 3 km al sur de Totora Huasi.

Es un banco de mármol, emplazado en esquistos y gneises, de rumbo norte-sur que buza al este 80°. Se distinguen dos materiales, que se diferencian por el color, rosado y blanco, ambos de grano fino. El blanco tiene 15 % de OMg y el rosado, 3 %. El porcentaje de insoluble es del 12 al 17 %.

Reservas. Totora Huasi: 900.000 toneladas.

LA PLAYA (46)

En las inmediaciones de la localidad de La Playa, se encuentran una serie de cuerpos travertínicos que se extienden en forma longitudinal a lo largo del valle contra el pie occidental de la sierra de Guasapampa. La extensión, tomando todos los cuerpos, alcanza unos 5 km en dirección norte-sur (desde 2 km al norte hasta unos 3 km al sur) con un ancho promedio de 250 metros. Se apoyan discordantemente sobre basamento cristalino formando una meseta de escasa elevación con una suave inclinación al este y cubierta por una delgada capa de suelo. La potencia es variable entre 0,5 a 1 m al norte hasta 6 m al sur.

En general se distinguen tres horizontes travertínicos: uno superior de alrededor de 1 m de potencia de travertino compacto, el intermedio de 1,5 m de travertino poroso y uno inferior de travertino muy poroso con inclusiones silíceas. Entre el cuerpo superior y el intermedio se intercala un horizonte arenoso de 1 m de potencia.

Químicamente es un material muy cálcico con escaso o nulo contenido de magnesio y variables porcentajes de insolubles que gradan desde 3 a 10%. Sus propiedades estéticas y estructurales determinan la factibilidad de obtener bloques para usos ornamentales que en el pasado se comercializaron bajo el nombre de Talamina o Napoleón. Es un material en general compacto o poroso de color castaño claro variando a oscuro. Otro uso principal de este travertino fue la producción de cal para refinado de azúcar y granulados.

Reservas. 1-San Antonio: 328.000 t, 2-San Antonio: 408.000 t, 3-San Antonio: 96.000 t, 4-La Playa: 360.000 t, 5-La Lina 2: 25.000 t, 6-La Lina 3 y 4: 300.000 toneladas.

CIÉNAGA DEL CORO (47)

Canteras Rumi Huasi

Ubicadas 8 km al sur de Rumi Huasi. Bancos de mármol dolomítico alojados en anatexitas y gneises esquistosos e inyectados, con rumbo general este-oeste a norte-sur con buzamientos subverticales variables al norte y sur hasta 80°. El color es blanco grisáceo, variable a verdoso, pardo, azulado y rosado, de grano variable grueso a fino. Estas variaciones son irregulares a veces en forma de bandas.

La composición es dolomítica con bajo contenido de insolubles aunque presentan variaciones laterales a tipos silicosos hasta anfibolitas. La serpentina es un accesorio común presentando además hornblenda, tremolita y olivino, también bornita y malaquita.

El destino principal fue la producción de cal y granulados, y con excepción de algunos sectores de la cantera Azul, no se pueden obtener bloques para mármol.

Agua de Moreno-Los Mogotes

La ubicación de estos cuerpos es el paraje denominado La Estancia a 13 km al sur de Ciénaga del Coro. Se trata de un cuerpo lentiforme de mármol con orientación noroeste de posición vertical, alojado en anatexitas del Complejo Anatéctico San Carlos. Presenta intercalaciones de anfibolitas alcanzando 50 m de potencia y 200 de largo. De composición principalmente dolomítica, de color blanco, presenta variaciones principalmente a mármoles impuros silicosos que se manifiestan en bandas verdosas o rojizas. La textura es granoblástica a cristaloblástica desde fina a gruesa. Mineralógicamente se destacan serpentina, olivino, hornblenda. La producción sólo se destinó a la elaboración de cal. Las reservas no han sido estimadas.

Reservas. Cantera Rumi-Huasi: 1.600.000 t, José Giménez: 125.000 t, El Durazno: 35.000 t, Ruedas Cortadas: 95.000 toneladas.

Ruedas Cortadas-José Gimenez

Ubicado a 9 km al Sur de Ciénaga del Coro, la cantera Ruedas Cortadas y José Giménez son un sólo yacimiento que se compone de dos bancos de mármol alojados en esquistos y gneises biotíticos, con una orientación general de

330° e inclinaciones entre 50 y 70°E. Es un mármol dolomítico con bajo contenido de insolubles, de color blanco débilmente grisáceo, grano mediano a grueso.

SANTA ELENA (48)

Ubicada en Santa Elena, a unos 10 km al sur de La Playa, se trata de un cuerpo de mármol de tipo dolomítico alojado en anatexitas con las que conforma el basamento de este sector. La posición es de rumbo norte-sur buzando 45° a 60° al este. De textura granular y coloración diversa, entre blanca y verde predominando la primera, se explotó para obtener bloques de mármol y producir cal.

Reservas. Santa Elena: 2.000.000 toneladas.

OJO DE AGUA (49)

Dentro de este grupo se distinguen tres yacimientos ubicados en las cercanías de Ojo de Agua en el departamento Minas. En esta zona el basamento está formado por las anatexitas del macizo de San Carlos, entre las que se encuentran estos mármoles dolomíticos conformando bancos de potencia entre 5 y 20 m, cuya orientación general es noroeste a norte con buzamientos medianos de 45° a 60° al norte y este.

Se destaca su carácter dolomítico a intermedio, con porcentajes de OMg entre 12 y 15 % y medianamente silicosos con alrededor de 10 % de insolubles. La granulometría es variable, siendo la más habitual gruesa a mediana, existiendo estructuras espáticas y porfiroblásticas El accesorio más frecuente es la serpentina, presentando además olivino, hornblenda, diópsido, tremolita, grafito y wollastonita. Los colores predominantes son el blanco, verdoso amarillento por la serpentina y gris, destacándose en algunos sectores irregulares o en bandas, tonos grisáceos hasta negro y sectores brechosos rojizos. El nivel de fracturación impide la producción de bloques de mármol. El destino principal fue la producción de cal, estimándose un 60 % aprovechable para este fin.

Reservas. Paso Grande: 786.000 t, Ojo de Agua: 432.000 t, Las Mostazas: 710.000 toneladas.

MESA LA ARGENTINA (50)

Este cuerpo calcáreo travertínico que presenta forma de meseta y sobresale diferencialmente del relieve circundante, se ubica en el departamento Minas, a 4 km al suroeste de la localidad La Argentina. De forma irregular, alcanza 3.500 m de largo por 1.300 de ancho. El espesor no es uniforme, variando entre 2 y 5 m. Apoyado directamente sobre el basamento anatéctico del Macizo de San Carlos, incluye en su masa en distintos niveles rodados de andesita y rodados de basamento. Se distinguen dos capas. La superior de travertino tobáceo, conglomerádico, relativamente porosa. La inferior es más compacta, el color es crema, algo rosado a blanco grisáceo. En algunos sectores, principalmente en la base, se encuentran vetas y nódulos de manganeso.

ALTAUTINA-LAS TAPIAS (51)

Comprende un grupo de cuerpos de mármol ubicados en la Sierra de Altautina en una faja de unos 25 km desde Las Tapias hasta el Cerro San José. Son tabulares a lenticulares, tienen potencias de 3 a 10 m, alcanzando hasta 30 m y longitudes de 20 a 100 metros. Se presentan con posición homoclinal, con rumbo general nornoroeste y buzamientos de 60° a 80° al este hasta 80° oeste. No se observan macroscópicamente plegamientos. El tamaño de grano es mediano a fino. La característica distintiva de estos yacimientos es su coloración uniformemente blanca. Sólo es interrumpida esporádicamente por bandas verdes claras a débilmente grisáceas de unos pocos cm a dm de potencia, en que se concentra tremolita y otros silicatos (talco y serpentina). También se presenta tremolita blanca finamente diseminada en la masa carbonática y en microfracturas. Los niveles de fracturación son elevados y no permiten producir bloques ni bochones.

La composición es dolomítica, con tenores de OMg entre 15 y 20 % (con excepción de las ubicadas más al norte en el cerro San José con valores de OMg del 5 al 7 %). El porcentaje de insolubles de estos mármoles ronda entre el 2 y 25 %, con valores promedio de alrededor del 10%.

Actualmente todas estas canteras están abandonadas. En la mayor parte de los casos la profundización alcanzada por las labores y la falta de trabajos de preparación, saneamiento etc. imposibilitan o comprometen seriamente la explotación.

Reservas. Agua de la Cal: 3.000 t, Noguerol: 275.000 t, Santa María: 28.000 t, Cambero: 7.000 t, Santa Rita: 319.000 t, Cerro San José: 215. 000 t, Quebrada de La Mulas: 9.000 t, La Anta: 25.000 t, Mariojouls: 300.000 t, Ortiz Soria: 15.000 toneladas.

BIBLIOGRAFÍA

Andrade, M.,1973. Los mármoles de Cuchi-Yaco. *Dirección Provincial de Minería de Córdoba. Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Andrade, M. y G. Diaz, 1973. Estudio Geológico-Minero de parte de los yacimientos de mármol La Fronda. *Dirección Provincial de Minería, Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980, Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19: 1-261. Buenos Aires.

Bianchi, A. y W. Montaldo, 1966. Estudio geológico-minero del yacimiento de minerales de manganeso María Rosa, La Argentina, departamento Minas. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A., 1951a. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo Ferrer, Cañada de Monsalvo, Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A., 1951b. Estudio geológico-económico de la cantera de caliza de B. García Victorica, Unquillo. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A., 1951c. Estudio geológico-económico de la cantera de caliza Calmur S.A.I.C., Pajas Blancas. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A., 1951d. Estudio geológico-económico preliminar de las canteras de calizas propiedad de Fernández Antelme, Estancia Las Peñas. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A., 1952a. Estudio geológico-económico preliminar de las canteras de calizas La Reducción, Unquillo. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A., 1952b. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo Los Pinos, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A. y C. Pauli Alvarez, 1954. Estudio geológico de los yacimientos de caliza y gneis anfibólico San Isidro. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A. y A. Timonieri, 1951a. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo propiedad de la Sociedad San Martín de La Cumbre, Estancia El Potrerillo, Punilla. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A. y A. Timonieri, 1951b. Estudio geológico-económico de las canteras Centenario, Punilla. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A. y A. Timonieri, A., 1951c. Estudio geológico-económico de las canteras de las canteras de calizas propiedad del señor Juan Trione, Estancia El Martillo, departamento Colón. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bianucci, A. y A. Timonieri, 1952. Estudio geológico-económico de preliminar de los afloramientos calizos Alto de la Soledad, Unquillo. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Blanc, M., 1951. Informe sobre las calizas cristalino granulosas de Yocsina. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Bonalumi, A. 1997. Petrología Metamórfica. Compendio Didáctico de Grado. Guia Prospectiva. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Cátedra de Petrología Ignea y Metamórfica.* 219 pag. Córdoba.

Carafi, G., 1952a. Estudio geológico-económico preliminar de la cantera de caliza cristalino-granulosa La Sierrita, ped. Salsacate. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951a. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Cerro Cóndor, ped. Salsacate. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951b. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Tala Cañada, ped. Salsacate. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951c. Estudio geológico económico de la cantera de caliza La Alita, Ambul. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951d. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de G. Heredia, La Higuera. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951e. Estudio geológico económico de la cantera de caliza El Durazno, Ciénaga del Coro. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951f. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de José Giménez, Ruedas Cortadas, Ciénaga del Coro. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951g. Estudio geológico económico de la cantera de caliza La Fronda, Pintos de Abajo. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1951h. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Ruedas Cortadas, Ciénaga del Coro. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1952b. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Potrerito, La Sierrita, ped. Salsacate. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1952c. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Italo-Argentina, La Sierrita, ped. Salsacate. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1952d. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Iguazú, Candelaria. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1953a. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de José Tobías, Lagunilla. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1953b. Estudio geológico económico de la cantera de caliza El Huaco, Salsacate. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Carafí, G., 1954. Estudio geológico económico de la cantera de caliza San Cayetano, Capilla del Monte. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Carignano, C., R. M. Dargam y S. R. Bertolino, 1996. Caracterización y posible origen de los calcretes del sector sudoriental de las Salinas Grandes de Córdoba, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 2: 43. Buenos Aires.

Carr, D., L. Rooney y R. Freas, 1994. Limestone and Dolomite, en: Industrial Minerals and Rocks, D. Carr (editor). *Society for Mining, Metallurgy and Exploration,* Inc. 6º Edition.

Ciampi, J., 1951. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de J. Lanza Castelli, San Marcos, departamento Colón. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Consultora M. Roqué y otros, 1974. Aprovechamiento de yacimientos dolomíticos de Córdoba. *Consejo Federal de Inversiones,* inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1951a. Informe preliminar sobre el estudio geológico económico de la cantera Barrancas Bermejas, Santa María, departamento Punilla. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1951b. Estudio geológico económico de la cantera de piedra caliza Chulumé, de L.H. Moyano, Los Cóndores. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1951c. Estudio geológico económico de la cantera Puesto Vélez, Pampa de Santa Sabina. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1951d. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de E. Cambero, cerro de Oro, departamento San Alberto. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1951e. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de J. Sánchez, Las Ensenadas, departamento Colón. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1951f. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Piedra Sonadora, Ambul. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1951g. Estudio Geológico económico de la Cantera Mariojouls, Altautina. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1952. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Totora Huasi, Cerro Azul N° 1 (aragonita), Cerro Azul N° 2 (hornblendita), La Lina N° 2,3 y 4 (travertino). *Departamento Minas. Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Cooperativa de Geólogos de Córdoba, 1952. Estudio geológico económico de la cantera de caliza La Granja, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Crespo, M., 1955. Informe geológico económico de la cantera Sol de Mayo, Atos Pampa, Departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

D'Aloia, M., 1953. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo propiedad de la Sra. L. M. M. de Begg., Potrero de Niz, Río Ceballos. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

D'Aloia, M. 1959. Las calizas y calcáreos de Córdoba. *Dirección Provincial de Minería, Revista,* Córdoba.

D'Aloia, M. y A. Bianucci, A., 1970. Estudio geológico-minero-económico de parte de los yacimientos de dolomías cristalinas de la zona de Bosque Alegre (sectores Cantera Grande y el Sauce). *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

D'Aloia, M. y A. Timonieri, A., 1953. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo El Consuelo, Candelaria. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

D'Aloia, M. y A. Timonieri, 1954. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo El Perchel, Candelaria. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

D'Aloia, M., A. Timonieri y J. Drincovich, 1954. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo Tala Huasi, Candelaria. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

D'Aloia, M., A. Timonieri, A. y A. Di Fini, 1956. Las calizas del departamento Santa María. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

De Villafañe, D. E., 1953. *I*nforme geológico-económico del yacimiento de calizas cristalino-granulosas El Portezuelo, ped. Monsalvo, Dto Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Deantonio, M. y J. Dogliani, 1986. Estudio Geológico-Económico de la cantera de mármol San Cayetano. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Di Fini, A., 1950. Estudio geológico-económico de las canteras de caliza de A. Sánchez, Unquillo. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Di Fini, A., 1951. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo El parador de la montaña, ped. Monsalvo, departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Di Fini, A., 1981. Estudio geológico y tecnológico-económico del yacimiento de mármol "Los Gigantes". *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Tesis Doctoral,* inédita.

Di Fini, A. y A. Bianucci, A., 1950a. Estudio geológico-económico preliminar de las canteras de caliza de J. Rossi, Valle de Buena Esperanza, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Di Fini, A. y A. Bianucci, 1950b. Estudio geológico-económico de las canteras de caliza de los sres. Morenigo y Bauer, Valle de Buena Esperanza, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Di Fini, A. y A. Bianucci, 1950c. Estudio geológico-económico preliminar de las canteras Los Algarrobitos, Cerros Blancos y El Arroyo, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Di Fini, A. y A. Bianucci, 1950d. Estudio geológico-económico preliminar de las canteras de caliza de A. Pueyrredón, Río Ceballos. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Di Fini, A. y M. D'Aloia, 1953. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo del Sr. J. Juárez, La Rinconada, La Higuera. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Dirección de Geología Promoción e Industrias Mineras, 1987. Evaluación de reservas de mármol del establecimiento Monte Guazú. Tomos I al V. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Dirección de Geología Promoción e Industrias Mineras, 1988. Evaluación de reservas de mármol del establecimiento El Ají S.A. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Dirección de Geología y Minería Córdoba, 1980-82. Inventario Geológico Minero-Económico de Yacimientos de Tercera Categoría. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Drincovich, J. y M. D'Aloia, 1952. Estudio geológico-económico del yacimiento calizo Cerro de la Higuera, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gamkosián, A., A. Di Fini, A. y A. Bianucci, 1978. Proyecto N° 7. Los Yacimientos de mármoles calcáreos de la provincia de Córdoba. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales,* informe inédito. 75 pp.

Geotécnica S.A.I.C., 1950. Estudio técnico del yacimiento de caliza cristalina de Puesto Funes, La Calera. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Geotécnica S.A.I.C., 1952a. Estudio técnico del yacimiento de caliza cristalina y rocas graníticas de la zona "El 25", La Calera. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Geotécnica S.A.I.C., 1952b. Estudio técnico del yacimiento de caliza cristalina de la zona "La Fábrica" Dumesnil. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gigena, A. y E. Juri, 1987, Evaluación de reservas de mármol del campo Sarría Deheza, Pedanía Candelaria, Departamento Cruz del Eje. Provincia de Córdoba. *Dirección de Geología, P. e lnd. Minera, Informe Inédito. Biblioteca Dirección de Minería.* Córdoba.

Gutiérrez, S., 1951 a) Estudio Geológico Económico de la cantera de caliza Ortíz Soria, Altautina. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S., 1951b. Estudio Geológico económico de la cantera de caliza Noguero, Altautina. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S., 1951c. Informe geológico de la cantera de caliza San Jorge, Molinari. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S., 1952a. Informe geológico de las canteras de caliza El Pasquito, Rosa y Mogote Verde, dto Pocho. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S., 1952b. Informe geológico de la cantera de caliza Sagrada Familia, departamento Pocho. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S., 1953. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Santa Elena, La Playa, departamento Minas. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S., 1957. Informe geológico sobre la cantera de caliza El Potrero, Cabalango, Dto Punilla. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S. y D. Velázquez, 1952a. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de M. Martínez de Arias y R. M. de Ceballos, Los Cóndores, departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S. y D. Velázquez, 1952b. Estudio geológico topográfico de la cantera de caliza de A. Domínguez, El Quillinzo, departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S. y D. Velázquez, 1952c. Estudio geológico económico de la cantera de caliza El Cóndor, Characato. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S. y D. Velázquez, 1952d. Estudio geológico económico de la cantera de mármol travertino La Playa, departamento Minas. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Gutiérrez, S. y D. Velázquez, 1952e. Estudio geológico económico de la cantera de caliza San Cristobal, Los Cóndores, departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Jeréz, D., C. Mazzieri, H. Funes y F. Leynaud, 1993. Mapa del Valle de Punilla. Carta Geológico-económica. Minería en minerales de terecera categoría. *Dirección de Geología, P. e lnd. Minera Informe Inédito. Biblioteca de la Dirección de Minería.* Córdoba.

Juri, E. y A. Sofía, 1986. Evaluación de reservas. Mármoles de Los Cienegueros, Pedanía Candelaria, Departamento Cruz del Eje. Provincia de Córdoba. *Dirección de Geología, P. e lnd. Minera, Informe Inédito. Biblioteca de la Dirección de Minería.* Córdoba.

Juri, E. y A. Sofía, A., 1986. Evaluación de reservas. Mármoles de Quikpo, Departamento Cruz del Eje. Provincia de Córdoba. *Dir. de Geología, P. e lnd. Minera, Informe Inédito. Biblioteca de la Dirección de Minería.* Córdoba.

Kull, V. y E. J. Methol, 1979. Descripción geológico-económica de la Hoja 21i Alta Gracia. Carta geológico-económica de la República Argentina. *Servicio Nacional Minero-Geológico. Boletín* 165. 54 pp. Buenos Aires.

Lobo, F., 1952a. Estudio geológico económico de la cantera de caliza Calamuchita Estancias, Santa Rosa de Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Lobo, F., 1952b. Informe geológico económico de la cantera de caliza Los Moros, Bialet Massé. Biblioteca de la Dirección de Minería, informe inédito. Córdoba.

Lobo, F., 1952c. Estudio geológico económico de la cantera de caliza de C. de Cámara y Suc. Rodríguez, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Martino, R., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. *Universidad Nacional de Córdoba*, tesis doctoral, inédita.

Methol, E. J., 1958. Descripción geológica de la Hoja 18i Dean Funes, Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires, Boletín,* 88.

Navarro, H., 1949. Informe sobre los Yacimientos de calizas y calcáreos en la provincia de Córdoba-E. Ríos y Buenos Aires. *Dirección de Fabricaciones Militares, Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Nebiolo, J. y E. Juri, 1984. Evaluación de reservas de travertino y tonalita. Lugar: La Playa. Dir. de Geología, P. e lnd. Minera, Informe Inédito. *Biblioteca de la Dirección de Minería.* Córdoba.

Nebiolo, J., E. Juri y A. Sofía, 1985. Evaluación de reservas dolomita calcítica. Lugar: Cuchiyaco. Pedanía Salsacate, Departamento Pocho. Provincia de Córdoba. Dir. de Geología, P. e lnd. Minera, Informe Inédito. *Biblioteca de la Dirección de Minería.* Córdoba.

Olsacher, J., 1951. Informe geológico sobre las calizas cristalino-granulosas del cerro San José. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Olsacher, J., 1952. Informe geológico-económico sobre las canteras de Calizas cristalino-granulosas CALICAL S.R.L., en terrenos de propiedad de Villafáñez Lastra. Ojo de Agua. Departamento Minas. Córdoba. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Olsacher, J., 1960, Descripción geológica de la Hoja 20h-Los Gigantes, Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Anales,* 12 (90). Buenos Aires.

Olsacher, J. y O. Schlagintweit, 1952a. Informe geológico sobre los yacimientos de calizas Rumiguasi. Departamento Minas. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Olsacher, J. y O. Schlagintweit, 1952b. Informe geológico sobre los afloramientos de calcáreo travertínico de la "Estancia San José, km. 907", departamento Tulumba. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Olsacher, J. y L. Vullo, 1951. Informe geológico sobre las canteras de caliza cristalino-granulosa de Sucesión Uriburu, San Agustín. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Olsacher, J. y L. Vullo, 1952a. Informe geológico sobre las canteras de caliza cristalino-granulosa de Las Lajas, Charbonier. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Olsacher, J. y L. Vullo, 1952b. Informe geológico sobre las canteras de caliza cristalino-granulosa de D. Barilari, La Reducción, Villa Allende. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Olsacher, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 21h, Cerro Champaquí, Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 133: 1-64. Buenos Aires.

Pace Gigli, E., 1952a. Informe técnico geológico sobre algunos yacimientos calizos del Valle de Buena Esperanza, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Pace Gigli, E., 1952b. Estudio geológico económico del banco travertínico San Antonio, La Playa, departamento Minas. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Pace Gigli, E., 1952c. Estudio geológico y petrográfico de la cantera Eva Perón, Las Tapias, Departamento San Javier. Bi*blioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Pace Gigli, E. y A. Timonieri, 1951. Estudio geológico económico de los afloramientos calizos del cerro Bonete, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Paredes, R., 1994. Relevamiento topográfico-geológico y cálculo de reservas. Canteras de Miguel Calderón e Hijos. San Agustín. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito, Córdoba.

Pastore, F. y E. Methol, 1953. Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte, Provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 79: 1-70. Buenos Aires.

Peláez, R. V., 1960. Estudio Geológico-Económico del yacimiento Quilpo. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Peláez, R.V., 1951. Estudio geológico del yacimiento calizo El Sauce, Dto. Colón. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Petrelli, A., 1951. Estudio geológico económico de las canteras de la sucesión de E. López, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Petrelli, A., 1952. Estudio geológico económico de las canteras Mogote Azulejo, Los Morteros y Paso de las Burras, Candelaria. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Rivas, M., 1953. Informe geológico económico de la cantera de caliza de J. Povanes. El Portezuelo, Dto. Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Rossi, J., 1967. Fenómenos de contacto de los mármoles de Alta Gracia, La Calera y Malagueño. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* tesis doctoral, inédita..

Sánchez, M., 1952. Estudio geológico de la cantera de caliza propiedad de los herederos de D. Luján, La Estancita, departamento Colón. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Sánchez, M. y A. Bianchi, 1952. Estudio geológico económico de la cantera de caliza propiedad de E. Moyano, Agua de Oro, departamento Colón. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Secco, U., 1951. Estudio geológico-económico preliminar de las canteras de piedra granítica y calizas, campo La Calera, departamento Santa María. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Sofía, D. y G. Mosconi, 1987. Evaluación de reservas de calizas cristalinas en Pampa de los Guanacos. *Dirección de Geología Promoción e Industrias Mineras. Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A., 1950. Estudio geológico-económico de la cantera El Guindo, Amboy, departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A., 1953a. Estudio geológico-económico de las calizas de S. Lach y S. Bari, Santa Rosa de Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A., 1953b. Estudio geológico-económico del yacimiento de caliza y mármol Chulumé, Los Cóndores, departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, 1951a. Estudio geológico-económico del yacimiento de caliza Cerro Moro y otros vecinos, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, A., 1951b. Estudio geológico-económico preliminar del yacimiento de caliza de La Bolsa, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, 1951c. Estudio geológico-económico de los yacimientos de calizos El Potrerillo, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, 1951d. Estudio geológico-económico de las calizas de la Suc. Sánchez, Unquillo. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, 1951e. Estudio geológico-económico de las canteras de caliza Kegeler, campos Punta del Agua y Las Higuerillas, Departamento Santa María. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, 1952a. Estudio geológico-económico preliminar de los yacimientos calizos del cerro Las Lajas y Río Las Lajas, Achiras, departamento Río Cuarto. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, 1952b. Estudio geologico preliminar de los yacimientos calizos de Carapé, Departamento Colón. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Timonieri, A. y A. Bianucci, 1953. Estudio geológico-económico de los afloramientos calizos de URCO SRL, Alta Gracia. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Umlandt, R. M., 1953. Estudio geológico-económico de los afloramientos calizos de Campo El Tala, Los Cóndores. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Vullo, L., 1950a. Estudio geológico-económico sobre las canteras La Rinconada, La Higuera, Departamento Cruz del Eje. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Vullo, L., 1950 b. Informe geológico económico de las canteras de caliza Paso de Las Rosas, Taninga, Departamento Pocho. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Vullo, L., 1951a. Informe geológico sobre las calizas cristalino-granulosas Soconcho, Departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Vullo, L., 1951b. Informe geológico sobre las calizas cristalino-granulosas de Estancia El Manzano, Departamento Calamuchita. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Vullo, L., 1951. *I*nforme geológico sobre la cantera de calcáreo travertínico de "La Playa"-Pedanía Guasapampa-Departamento Minas. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* informe inédito. Córdoba.

Vullo, L., 1952. Estudio geológico-económico de la cantera Los Ralones, Candelaria. *Biblioteca de la Dirección de Minería*, informe inédito. Córdoba.

DISTRITO	Area	Insol.	R2O3	OCa	OMg
Carapé (1) (2)	*Carapé(O)*	5,9	1,28	31,8	17,37
	Carapé(O)	1,12	0,57	33,02	19,07
	Carapé(O)	9,06	0,58	33,6	15,3
	Carapé(E)	4,93	0,82	44,51	4,48
	Carapé(E)	2,65	0,61	50,06	3,9
	Carapé(E)	1,2	0,55	54	1,21
	Carapé(E)	1,18	0,42	53,06	1,9
	Carapé(E)	1,1	0,41	55,02	0,55
	Carapé(E)	17,2	1,18	45,63	0,55
	Cerro Belvedere	4,65	1	35,81	14,64
	El Martillo	7,44	1,08	32,36	17,25
	El Martillo	6,2	1,4	30,8	19,21
	El Martillo	6,09	1,16	32,99	17,03
El Sauce (3)	*El Sauce*	3,74	84	44,53	7,55
	El Sauce	1,44	1,69	31,19	19,31
	El Sauce	1,08	1,21	31,67	19,4
	El Sauce	14,33	0,5	41,64	5,1
	El Sauce	1,7	0,61	54,4	0,39
	El Sauce	1,4	0,7	54	0,72
	El Sauce	2,52	0,55	54,3	0,42
	Calmur S.A.	5,2	1,28	33,5	17,9
	Calmur S.A.	1,92	1,78	38,12	13,39
	Calmur S.A.	3,3	0,98	34,27	16,76
	Calmur S.A.	1,9	0,85	39,83	13,58
	Calmur S.A.	1,22	0,66	46,6	7,27
	Calmur S.A.	2,44	1,92	33,03	17,97
	Moyano	5,4	1,42	32,16	17,12
	Moyano	3,43	0,36	33,8	17,14
	Moyano	11,28	0,5	47,52	1,35
	Lujan e Indarte	3,2	1,4	29,9	20,3
	La Estancita	15,5	0,7	30,4	18,7
Unquillo (4)	*La Reducción*	42,6	2,8	23,1	13,33
	La Reducción	5,7	1,1	31,1	19,3
	La Reducción	4,52	1,05	38,55	14,46
	La Reducción	1,9	0,3	32,8	19,5
	La Reducción	2,09	2,36	33,99	18,06
	La Reducción	1,92	0,81	33	16,86
	La Reducción	1,24	1,73	35,79	6,3
	Pueyrredón	12,22	0,28	43,72	6,46
	Pueyrredón	6,63	0,21	46,2	5,26
	S.Sanchez	11,17	1,11	39,24	9,24
	S.Sanchez	1,68	0,3	54,24	0,52
	S.Sanchez	4,6	0,23	53,52	0,24
	San Marcos	8,12	1,03	31,8	16,18
	San Marcos	3,24	0,79	30,42	19,8
Dumesnil-Mal Paso	*La Fábrica*	0,42	0,28	55,6	0,65

DISTRITO	Area	Insol.	R2 O3	OCa	OMg
.(5)	*La Fábrica*	1,07	0,71	55	1,24
	La Fábrica	1,5	0,2	55	0,91
	La Fábrica	1,89	0,7	54,2	1,31
	La Fábrica	3,84	0,6	54,32	0,72
	La Fábrica	1,6	0,52	54	1,34
La Calera (6)	*Victorica*	21,89	0,98	33	18,1
	Victorica	22,9	0,58	38,03	4,06
	Victorica	14,7	0,73	34,8	11,04
	J.Sánchez	14,08	1,52	33,6	15,77
	Ca.La Calera	8,95	1,78	7	12,4
	Ca.La Calera	5,67	1,78	32,99	16,18
	Ca.La Calera	7,24	1,6	40,48	9,16
	Pto. Funes	2,5	1,74	53,5	1,6
	Pto. Funes	1,28	0,6	52,47	3,22
	Pto. Funes	8,2	1,04	52,73	0,76
	Pto. Funes	4,02	0,64	54,26	0,37
	Pto. Funes	1,65	0,48	52,91	2,14
	Pto. Funes	2,05	0,7	53,73	1,79
	Pto. Funes	1,36	0,54	54,61	1,88
	Pto. Funes	1,32	0,82	54,13	1,16
	San Fernando	4,1	0,9	35,3	18,3
	San Fernando	6,2	1,8	34	15
	San Fernando	5,3	0,9	36,7	17,6
	San Fernando	1,2	1,8	37,3	14,5
Cosquín-BialetMassé	*Cosquín-S.María*	2,65	0,53	51,4	1,24
(7)	*Los Moros*	0,77	0,33	48,02	6,34
	Los Moros	0,97	0,42	45,03	8,64
	San Jorge	3,09	0,28	53,81	0,61
	San Jorge	5,62	1,52	51,61	0,6
	B.Bermejas	22,58	13,96	38,1	0,93
	B.Bermejas	3,9	2,32	49,7	2,52
Yocsina-Malagueño	*Principal*	13,46	6,59	49,94	2,87
(8)(9)	*Principal*	5,75	1,22	44,78	1,39
	Principal	0,6	0,2	53,5	1
	Principal	1,3	0,5	54,8	1,5
	Principal	0,6	0,2	53,1	1
	Principal	1,4	0,5	54,8	1,8
	Principal	9	2	43,5	1,5
	Principal	16	3,5	48	3
	Principal	19,7	2,5	40	1
	Principal	18,4	3,4	46	1,2
F. del Cármen (10)	*Kegeler*	6,42	6,42	31,02	12,12
	Kegeler	8,4	2,4	31,79	16,5
	Kegeler	4,05	1,01	32,5	18,11
Bosque Alegre (11)	*El Sauce*	0,23	0,22	32,28	18,54
	El Sauce	3,52	3,12	35,04	14,72

Tabla 3. Análisis químicos correspondiente a los principales yacimientos de mármoles, travertinos y calcretes. Los números entre paréntesis indican la posición de los yacimientos en el mapa.

DISTRITO	Area	Insol.	R2O3	OCa	OMg
Bosque Alegre (11)	*El Sauce*	1,71	1,79	31,54	18,45
	El Sauce	0,68	0,35	33,36	17,94
	El Sauce	0,87	0,53	39,4	13,55
	El Sauce	2,39	0,37	33	18,42
	El Sauce	3,37	0,55	35,1	16,16
	El Sauce	1,4	0,54	33,33	18,21
	Cantera Grande	7,27	4,16	34,35	12,4
	Cantera Grande	0,4	0,35	30	20,56
	Cantera Grande	0,74	0,61	33,36	17,54
	Cantera Grande	3.28.5	1,65	32,8	16,33
	Cantera Grande	3,2	2,16	30	19,35
	Cantera Grande	1,62	2,17	30,56	19,35
	Cantera Grande	3,17	2,58	28,6	18,35
	Cantera Grande	1,26	1,01	29,72	19,66
	Cantera Grande	1,5	1,25	30,84	19,35
	Cantera Grande	3,17	3,88	30,14	20,66
	Cantera Grande	5,74	6,86	31,54	18,85
	Cantera Grande	4,6	2,57	32,38	16,13
	Cantera Grande	0,79	4,69	31,68	19,86
	Sector Norte	0,86	0,84	30,42	19,66
	Sector Norte	2,84	1,8	29,3	18,95
	Centro	0,7	0,35	30,28	21,57
	Centro	14,33	0,54	30,84	17,24
	Los Durazneros	1,99	1,65	31,68	17,64
	Los Durazneros	8,2	1,67	32,21	17,24
	Ea.Santa Rosa	7,1	1,87	32,6	16,28
	Ea.Santa Rosa	11,15	3,08	34,08	11,21
	Ea.Santa Rosa	10,85	4,2	32,31	10,01
Alta Gracia (12)	*Cantera Los Pozos*	2,82	0,44	31,55	19
	Cantera Los Pozos	7,42	2,12	31,6	17,1
	Cantera Los Pozos	5,05	0,7	32,9	17,06
	Cantera Los Pozos	9,22	0,8	34,87	13,69
	Los Pocitos	4	0,75	38,12	14,17
	Los Algarrobitos	5	0,6	32	19,24
	Los Algarrobitos	5	0,55	31,44	19,65
La Bolsa-La Isla (13)	*Los Guindos*	3,28	0,61	34,36	16,7
	La Bolsa	2,01	4,01	34,89	15,08
	El Tala	2,29	1,1	38,14	14,14
	Ca. La Isla	3,82	2,51	36,27	13,86
El Manzano (14)	*El Manzano*	2,3	0,7	32,8	18,3
	El Manzano	2,5	1	34,2	16,9
	El Manzano	2,8	1,2	30,1	20,4
	El Manzano	2,1	0,9	35,4	17,2
San Agustín (15)	*Area Principal*	2,42	1,67	47,66	11,89
	Area Principal	2,03	1,34	37,28	14,11
	Area Principal	4,15	3,48	33,92	14,72
	Area Principal	2,79	3,17	30,83	17,74
	Area Principal	1,48	1,36	31,68	18,95
	Area Principal	2,4	2,87	30,97	18,55
	Area Principal	4,75	3,54	30,97	16,03

DISTRITO	Area	Insol.	R2 O3	OCa	OMg
San Agustín (15)	*Area Principal*	5,7	7,08	33,5	15,72
	Area Principal	1,35	1,49	33,36	18,35
	Area Principal	4,18	4,34	32,94	17,84
	Area Principal	2,3	2,17	32,1	21,57
	Area Principal	8,52	8,32	30,42	20,96
	Area Principal	6,93	4,96	28,6	18,35
	Area Principal	3,24	2,71	39,06	12,39
	Area Principal	2,45	1,59	31,82	19,82
	Area Principal	1,39	1,05	32,52	20,16
	Area Principal	3,74	3,66	32,24	18,95
	Area Principal	3,69	3,14	36,02	14,92
P. de la Montaña(16)	*Lach y Bari*	5,03	0,86	48,56	6,59
	Lach y Bari	2,84	1,06	35,7	16,48
	Lach y Bari	7,61	0,84	35,52	13,02
	Lach y Bari	6,61	0,88	30	18,92
	Lach y Bari	2,13	0,57	38,7	13,8
	Incor	2,93	1,44	37,22	13,62
	Incor	4,37	0,28	32,24	18,33
	Pavanes	2,81	0,73	39,08	13,86
	Pavanes	1,33	0,8	42,17	11,5
	Ferrer	6,05	1,98	33,89	15,01
Los Cóndores (17)	*El Tala*	5,09	0,43	34,2	15,98
	El Tala	4,77	0,89	40	10,47
	El Tala	3,13	0,34	52,8	0,21
Las Peñas (18)	*Antelme*	3,46	0,52	30,54	19,83
	Antelme	1,96	0,38	32,94	18,93
Bolsón de las Salinas	*El Camarón (tra)*	13,32	1,8	45,12	0,87
.(19)	*La Rufinita (tra)*	36,81	3,06	38,13	0,84
	Ea. S.Gregorio (tra)	18,78	2,68	44,17	0,84
	Los Barriales (tra)	25,74	2,78	43,12	0,92
	Ea. El Galgo (tra)	36,68	3,32	39,02	0,9
	Ea. Orcosuni (tra)	18,61	2,33	44,15	0,81
	San José	85	1,5	6,72	0,72
	San José	67,7	1,45	16,04	0,72
	San José	29,5	0,5	41,1	0,72
	San José	8	0,5	50,89	0,46
Las Lajas (20)	*Ca.Sur*	4	1	58,8	0,2
	Ca.Sur	3,4	1	53	0,45
	Ca.Sur	20,4	4,2	41,6	0,5
Quilpo (21)	*Principal*	1,17	0,94	53,12	1,06
	Principal	0,5	0,2	55,4	0,7
	Principal	3,8	0,6	53,96	0,72
	Principal	1,79	0,26	53,2	0,3
P. Los Guanacos (22)	*San Cayetano*	2,9	0,44	50,53	3,22
	San Cayetano	1,32	0,71	53,5	1,3
La Fronda (23)	*Ca. Suarez*	9,33	0,83	49,77	0,77
	Ca. Suarez	8,67	0,68	50,59	0,76
	Ca Campa	7,65	0,78	51,14	0,77
	Bermudez	26,8	1,36	40,25	0,45
	Bermudez	8,83	1,18	48,4	1,46

Continuación tabla 3.

DISTRITO	Area	Insol.	R2O3	OCa	OMg
Centenario (24)	*Ea.El Potrerillo*	1,4	1,03	52,66	1,65
	Ea.El Potrerillo	0,8	0,58	54,7	0,57
	Ea.El Potrerillo	4,86	0,52	50,3	2,37
	Centenario	0,26	0,94	53,3	3,08
	Centenario	1,21	1,82	52,72	1,66
	Centenario	0,74	0,34	54,14	1,02
	Centenario	0,84	2,71	53,5	0,27
P. De Olaén (25)	*La Pampita*	7	0,5	52,8	2,59
F.S. Roque	*Tres Campanas*	8,98	1,13	48,5	1,76
	Alto Colorado	5,43	0,53	51,2	0,78
	Central	1,67	0,53	49	3,51
	El Empalme	10,4	0,33	47,4	0,39
	Juanina	4,41	0,1	51	0,19
	El Guindo	2,22	0,6	52,3	0,59
	Las Pircas	10,3	0,33	49,6	0,39
	Stella Maris	5,39	0,95	43,2	7,7
	Los Cocos	4,49	0,85	50,8	2,33
	El Poprtezuelo	4,5	0,49	51,6	1,5
	Los Oscuritos	5,49	0,4	52,9	0,39
	San Javier	10,7	0,8	47,9	0,59
	Los Algarrobitos	14,2	0,58	46,1	0,2
	San Jorge	2,8	0,63	52,9	0,59
	Los Arroyos	4,86	0,15	51,5	0,2
	Qda. Los Molles	2,24	0,59	53,3	0,92
	Paso del Moradillo	1,49	0,63	52,5	1,17
	Los Guindos	9,84	0,5	49,5	1
	La Argentina	4,47	0,78	51,5	0,78
	La Providencia	3,04	0,28	53,1	0,39
P.Soria (25)	*Nieto-Cabadas*	0,62	0,44	54,5	1,09
P.Grande (25)	*Nieto-Cabadas*	0,24	0,25	54,6	1,09
	Nieto-Cabadas	0,43	0,34	54,5	1,09
	Nieto-Cabadas	0,27	0,16	55,6	0,25
	Nieto-Cabadas	2,01	0,43	54,3	0,42
	Nieto-Cabadas	4,82	0,49	52,3	0,67
	Nieto-Cabadas	1,22	0,36	54,3	0,75
	El Sauce	0,72	0,23	54,7	0,69
	El Sauce	3,6	0,32	52,5	1,07
	El Sauce	1,45	0,32	53,9	0,95
	El Guindo	1,45	0,32	53,9	0,96
	El Guindo	3,48	0,14	47,3	0,07
	El Guindo	1,26	0,38	54,8	0,53
	El Guindo	2,36	0,42	54,5	0,45
	Piedra Grande	2,24	0,56	53,7	0,72
	Piedra Grande	1,24	0,14	54,8	0,36
	Cremades y Soria	1,7	0,81	54,8	0,2
	Cremades y Soria	3,9	0,72	54,2	0,1

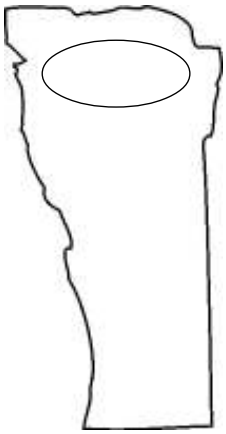
DISTRITO	Area	Insol.	R2 O3	OCa	OMg
P.Soria (25)	*Cremades y Soria*	11,2	0,67	49,2	0,07
P.Grande (25)	*Cremades y Soria*	3,71	0,46	54,2	0,1
	Cremades y Soria	6,23	0,55	49,1	2,54
	Cremades y Soria	10,2	0,6	49,9	0,1
	Nieto	1,5	0,7	54,6	0,2
	Nieto	3	0,27	52,1	1,9
	Nieto	0,7	0,6	53	2,6
	Nieto	9,3	1,2	49,4	0,7
V.Hermoso (26)	*Burgio*	3,28	0,34	53,3	0,65
San Antonio (26)	*Burgio*	4,28	0,1	52,9	0,53
	Sbuelz	3,37	0,7	51,8	1,36
	Sbuelz	6,94	0,68	51,5	1
	Sbuelz	0,96	0,58	54,5	1
	Sbuelz	0,94	0,48	54,5	1
	Sbuelz	6,96	0,61	51,1	1,75
	Sbuelz	1,31	0,58	53,6	0,58
	Defilippi	2,4	0,3	50,1	2,8
	Defilippi	0,9	1,1	52,2	1,42
La Higuera (27)	*La Rinconada*	12,7	0,3	29,6	16,7
	La Rinconada	4,6	0,2	32,1	18,4
	Heredia	15,76	0,89	29,52	14,7
	Heredia	5,4	0,71	32	14
	La Cañada	2,6	0,5	30,5	20,35
	Vazquez	1,7	1,1	30,9	20,3
	El Carrizal	4,3	0,6	28,1	21,75
	O.de Agua	4,9	0,6	30,9	18,6
	P.Anchas	6,1	2,95	36,62	12,35
Candelaria (28)	*A. del Durazno*	25,42	2,75	30,69	7,57
Characato (28)	*A. del Durazno*	3,36	0,55	51,69	0,58
	A. del Durazno	8,93	4,4	45,53	2,52
	A. del Durazno	20,54	1,17	41,15	2,63
	Río Pintos	13,9	1,67	44,07	2,3
	La Hoyada	36,21	0,46	35,7	8,03
	La Hoyada	41,94	0,3	38,5	12,41
	Los Pocitos	7,17	1,31	35,16	16,17
	Los Pocitos	6,12	1,02	36,13	15,01
	Iguazú	14,21	1,33	47	0,44
	Iguazú	0,97	0,36	34,4	17,73
Los Gigantes (29)	*Capella*	13,6	1,27	31	14,2
	Capella	19,82	1,2	29,4	12,73
	Capella	9,92	3,42	32,8	12,8
	La Quebrada	9,43	0,26	36,96	11,8
	La Quebrada	10,4	0,42	34,31	13,88
	El Divisadero	5,65	1,53	31,45	19,53
	El Divisadero	13,4	2,2	37	16
	Iggam	15,3	2,21	35	13

Continuación tabla 3.

DISTRITO	Area	Insol.	R2O3	OCa	OMg
Los Gigantes (29)	*Iggam*	10,6	2,9	35,1	15
	Los Cienegueros	1,8	1,49	31,7	19,33
	Los Cienegueros	11,28	2,16	33,6	13,07
	Leonardi	14,6	2,07	34	14,72
	Leonardi	17,51	4,99	29,2	14,15
Cabalango (30)	*El Potrero*	74,06	0,26	12,38	1,9
	El Potrero	11,3	1,16	34,8	17,53
	El Potrero	51,76	0,47	24	2,33
Tala Cañada (31)	T. Cañada	3,96	1,24	35,23	14,84
Cuchi Yaco (32)	*Cuchi Yaco*	10,01	0,78	34,29	15,11
	Cuchi Yaco	2,19	2,19	34,01	17,29
	Cuchi Yaco	14,31	2,31	33,58	15,23
	Cuchi Yaco	17,61	3,01	33,05	15,23
	Cuchi Yaco	6,62	0,4	37,15	13,45
La Sierrita (33)	*La Sierrita*	4,94	0,49	39,7	11,6
L.Rosas-S.Familia	*Pasos de las Rosas*	3,64	1,02	38,1	13,7
(34)(35)	*Pasos de las Rosas*	3,27	0,35	34,37	17,75
Taninga (36)	*Taninga*	1,73	0,44	54,36	0,77
Ambul (37)	*Piedra Sonadora*	5,12	0,75	37,8	12,34
	Piedra Sonadora	7,08	1,33	34,1	15,84
	Piedra Sonadora	3,32	0,63	35,7	15,44
	Piedra Sonadora	4,96	0,33	47,4	5,43
Atos Pampa (38)	*Sol de Mayo*	4,78	1,1	0,3	0,52
	Sol de Mayo	2,62	0,3	48,08	5,12
	Sol de Mayo	2,25	0,52	51,37	2,35
Santa Rosa (39)	*El Potrerillo*	7,5	0,3	51,63	0,5
	El Potrerillo	3,9	0,64	53,46	0,08
Amboy (40)	*Dominguez*	7,76	0,45	50,81	0,54
	Dominguez	3,16	1,63	37,39	13,96
	El Guindo	2,3	0,8	53,06	1,41
	El Guindo	2,55	1	52,91	1,41
Cñda. de Alvarez (41)	*Norte y Centro*	5,63	1,02	35,32	17,54
	Norte y Centro	1,15	0,43	33,78	19,15
	Norte y Centro	4,97	3,04	34,06	18,65
	Norte y Centro	3,09	2,89	35,46	18,04
	Norte y Centro	7,84	4,21	34,2	17,74
	Norte y Centro	7,93	1,74	31,1	20,08
	Norte y Centro	3,02	0,94	32,9	19,03
	Norte y Centro	4,22	1,68	34,48	17,64
	Norte y Centro	10,17	4,72	32,24	15,93
	Norte y Centro	5,8	5,46	33,92	17,54
	Norte y Centro	0,9	0,91	33,22	18,85
	Sur	15,32	7,26	34,48	12,3
	Sur	13,16	10,74	29,16	21,37
	Insumin	2,16	0,1	31,45	19,46
	Insumin	28,49	0,05	27,62	10,62
	Insumin	28,71	0,05	28,99	9,44
R.de los Sauces (42)	*Los Cocos*	3	0,3	32,5	19,5
	Los Cocos	4	0,5	33,1	20,5
	Los Cocos	2,2	0,35	31,9	18,4
R.de los Sauces (42)	*Los Cocos*	4,5	0,55	33,5	20,2
	Los Cocos	3,8	0,9	31,8	18,6
	Los Cocos	0,8	0,7	33,3	18,7
Achiras (43)	*Principal*	4,42	0,52	37,44	14,87
	Principal	20,74	0,91	30,66	11,56
	Principal	6,55	5,53	31,98	11,43
	Principal	3,02	0,55	34,53	18,23
Cº Azul (44)	*Cº Azul*	5,66	0,32	48,66	3,28
	Cº Azul	3,03	0,55	52,91	1,29
Totora Huasi (45)	*Principal*	14,34	1,23	39,1	9,01
	Principal	11,77	0,53	45,2	3,02
	Principal	16,92	1,93	32	15,01
La Playa (46)	*La Playa (travertino)*	1,1	0,7	53,7	0,1
	La Playa (travertino)	5,1	11,3	45,92	0,72
	La Playa (travertino)	4,3	8,6	40,8	0,72
	San Antonio (travertino)	5,5	2,65	50,94	0
	San Antonio (travertino)	7,83	5,07	48,27	0
	San Antonio (travertino)	9,68	4,68	45,29	0
	La Lina (travertino)	2,46	0,54	42,01	5,56
C. del Coro (47)	*Rumi Huasi*	0,75	0,75	32,8	19,2
	Rumi Huasi	1,2	1	34	17,9
	Rumi Huasi	0,3	0,4	31,6	20,5
	Rumi Huasi	1,2	1	34	17,9
	Ciénga del Coro	2,48	0,79	32	18,76
	Ciénga del Coro	0,06	0,78	42,3	11,4
	Ruedas Cortadas	0,91	0,55	34,18	18,48
Santa Elena (48)	*Santa Elena*	8,68	1,65	31,8	16,78
	Santa Elena	8,92	1,26	33,61	18,16
	Santa Elena	5,92	1,3	33,12	18,12
	Santa Elena	9,96	1	33,34	17,03
Ojo De Agua (49)	*Paso Grande*	10,62	0,74	36,68	13,41
	Ojo de Agua	8,55	1,02	33,73	14,49
	Cantera Este	9,47	1,38	35,98	11,95
	Las Mostazas	11,89	4,63	33,76	12,43
M.La Argentina (50)	La Argentina	7,9	0,35	53,5	7,9
	La Argentina	8,9	3,3	48,1	8,9
Altautina (51)	*Santa Rita*	18,73	3,57	29,9	18,03
	Campero	12,76	6,96	28,4	14,72
	Santa María	18,86	2,7	27,5	19,2
	Santa María	14,61	2,58	28,23	14,99
	Ortíz Soria	1,07	0,69	34,42	18,11
	Mariojouls	7,06	1,74	31,95	15,48
	La Anta	6,09	1,04	33,21	16,26
	La Anta	2,09	5,07	31,61	14
	Qda de las Mulas	3,75	1,75	34,19	15,39
	Qda de las Mulas	3,43	1,02	34,19	16,64
	Cantera Noguerol	3,75	0,89	34,15	16,15
	Cantera Noguerol	3,98	0,7	32,42	19,76
	Eva Perón	14,49	1,2	32,8	19,9
	Eva Perón	18,8	1,5	32,86	19,84

Continuación tabla 3.

Beninato, M. A., 1999. Yacimientos de calizas de San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 297-302, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE CALIZAS DE SAN LUIS

Miguel A. Beninato[1]

SIERRA DEL GIGANTE

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Está ubicada en el partido Gigante, departamento Belgrano, 70 km al noroeste de la ciudad de San Luis.

Geográficamente está comprendida entre los 32º50´y 32º55´de latitud sur; y 66º56´de longitud al oeste.

CALIDAD

De acuerdo a los resultados de los análisis efectuados las calizas muestran calidades variables. Por lo general oscilan entre 80 a 96% en CO_3Ca y 1 a 11% en CO_3Mg. Los contenidos en SiO_2 oscilan entre 0,50 hasta 12 % y el Fe_2O_3 de 0,10 hasta 3 %.

RESERVAS, PRODUCCIÓN

Sumando un valor promedio de las diferentes ubicaciones puede estimarse una reserva visible-probable mínima de calizas puras e impuras del orden de las 58.500.000 t, a lo que deben sumarse las reservas de calizas sin ubicar existentes en el centro de la montaña y falda noroccidental respectivamente.

Según Estadísticas Mineras de la Nación la extracción total de caliza en el período 1950-1974 alcanza un valor de 736.500 toneladas. Desde 1975 hasta 1995 se explotó en el orden de las 4.200.000 t de caliza con destino a la industria del cemento, de la cal y uso ornamental.

SISTEMAS DE EXPLOTACIÓN

CANTERAS CERRO AZUL, CERRO IMPURO I, CERRO IMPURO II, CERRO REDONDO

En las canteras mencionadas el método de explotación es a gran escala y a cielo abierto. Consiste en la convencional formación de frente de cantera por banqueo.

Se procede a una división del yacimiento en varios frentes por bancos (terrazas o niveles de explotación), ordenados y organizados entre sí de acuerdo con determinadas alturas de frentes.

La explotación se efectúa mediante bancos de longitudes variables de una altura media entre 10-14 m con una densidad estimada entre 2,5-2,7 t/m^3.

Dada la dureza media del material, para su arranque es necesario el uso de explosivos.

El material de destape es depositado en escombreras, mientras que la caliza extraída por voladuras es cargada mediante palas frontales sobre ruedas, en camiones de gran porte para su posterior traslado a fábrica.

La perforación se realiza en forma vertical a subvertical (90-75º)

El diámetro de perforación utilizado es de 3¨ a 3½ por lo que la altura del banco de explotación varía de 10 a 14 metros.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La explotación de piedra caliza en la Sierra del Gigante fue iniciada en el siglo XVIII por los Jesuitas.

[1] *Dirección Provincial de Minería de San Luis.*

A fines del siglo XIX el Sr. Feliciano Pérez inició la explotación de la piedra caliza para obtener cal viva, utilizando hornos criollos, quemando la caliza con materia arbórea de la zona.

La cal obtenida era trasladada a la ciudad de San Luis en carros tirados por mulares.

Los mencionados trabajos continuaron durante el presente siglo por los hijos y los nietos del Sr. Pérez, incorporándose otros pobladores de la zona a la actividad.

En 1980 operaban en La Calera dos hornos a combustible con una capacidad de 24 t/día y 8 pequeños hornos criollos.

En la actualidad la actividad de los hornos criollos ha cesado y solamente opera una calera en forma esporádica.

La mayor actividad está centrada en la fábrica de cemento construida por el gobierno de la provincia, inaugurada en 1975, luego privatizada; que en los últimos años se ha ampliado y pasado de la vía húmeda a la vía seca.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de El Gigante pertenece al grupo orográfico denominado Serranías Occidentales, constituida por un basamento metamórfico en los sectores norte y central y sedimentitas en su porción austral.

Presenta un rumbo general norte-sur, con una longitud de 20 km y un ancho máximo de 8,5 km,cubriendo una superficie de 130 kilómetros cuadrados.

El basamento cristalino es atribuido por algunos autores al Precámbrico Superior y por otros al Paleozoico inferior. Está constituido especialmente por micacitas, esquistos, cuarcitas y calizas, rocas, con marcado metamorfismo y fuerte tectonismo posterior, con aporte en especial de elementos silíceos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Rocas metamórficas

Micaesquistos: Son las más antiguas y más abundantes de la Sierra del Gigante, con un rumbo general suroeste-noreste, y con buzamiento variable tanto al noroeste como al sureste.

Se destacan micacitas, micacitas cuarzosas, micacitas ferrosa, micacitas vermiculíticas, micacitas anfibolíticas, micacitas cloríticas, micacitas grafito-cuarzosas y micacitas calcáreas.

Calizas cristalinas: Se presentan en agregados cristalinosde calcita de grano mediano a fino, cuya masa gris azulada oscura aparece cruzada por bandas angostas de calcita blanca de grano mediano.

Rocas sedimentarias

Representadas por areniscas, conglomerados y arcilitas apoyadas discordantemente sobre las metamorfitas. Existen intercalados niveles yesíferos.

Estructura y tectónica

Durante los procesos orogénicos posteriores al Neopaleozoico el macizo serrano se comportó como un elemento frágil, produciendo casi con exclusividad estructuras de fracturación. La metamorfitas presentan una esquistosidad principal de rumbo general este-oeste; sus planos buzan entre 40º y 70º al norte, tendencia que se cambia en las proximidades de La Calera, a partir de donde inclinan al sur. Las estructuras modernas generadas a partir de la orogenía andina están representadas por fracturas subverticales a verticales bien expuestas.

No se evidencian estructuras en bloques basculados, evidenciando un estilo tectónico diferente a la Sierra Central de San Luis.

Los pliegues poseen tres direcciones principales de ejes: 1) 75º, 2) 340º y 3) 5º.

Tienen un buzamiento al noreste entre 27º y 52º y al sureste entre 50º y 46º.

La forma de los pliegues, es la de pliegues apretados con estiramientos de los flancos de más del 60% y charnelas engrosadas asimétricas. Prevalecen las vergencias del sur.

Estos plegamientos predominan en la zona de mezcla del esquisto con la caliza. La vergencia es hacia el suroeste.

Las crenulaciones que originan este lineamiento afecta a los esquistos en forma de micro pliegues o pliegues parásitos.

Morfología

Los cuerpos calizos presentan un rumbo predominante este-oeste, sobresaliendo en el terreno como angostas y elevadas cuchillas disectadas por la red de drenaje de tipo torrencial.

El aspecto actual del terreno circundante es un conjunto de cerros y filos, separados entre sí por quebradas profundas con paredes subverticales, clasificandose esta morfología como relieve maduro-rejuvenecido.

MODELO GENÉTICO

La edad del proceso que dio origen a la formación de las rocas del basamento cristalino fue considerada por algunos autores como del Paleozoico inferior, otros autores lo consideran del Precámbrico superior.

Se clasifica a los yacimientos calizos de la sierra de El Gigante según sus características en la categoría de metamórfico de bajo grado.

SIERRA DE LA ESTANZUELA

INTRODUCCIÓN

Los principales yacimientos carbonáticos (calizas y dolomitas) corresponden a Cañada Grande, La Suiza, La Marmolina, La Marmolina II, Salvaño y Chiesa.

Ubicación

La Sierra de la Estanzuela está ubicada entre la Sierra de los Comechingones y la Sierra Central de San Luis, partido de la Estanzuela, departamento Chacabuco.

Está comprendida entre las coordenas geográficas 32º49'40¨ y 32º59'26¨de latitud sur; 65º 04' y 65º15' de longitud oeste.

Su longitud es de 24 km, su ancho promedio de 2,5 km y cubre una superficie aproximada de 60 kilómetros cuadrados.

Calidad

Los contenidos en CO_3Ca son variables, con extremos que oscilan normalmente entre 50 y 75%; el CO_3Mg registra valores desde 25% hasta 45%, a veces en proporciones menores. La SiO_2 es relativamente alta con valores de 6 a 13%, en términos generales.

Reservas, Producción

Las reservas estimadas por distintos autores, incluyendo calizas y dolomías, es del orden de las 8.500.000 toneladas.

La producción entre los años 1990-96 fue aproximadamente de 90.000 t, entre calizas y dolomías.

Usos y destinos

El destino principal es para producción de cal hidratada por parte de la calera Cañada Grande; producción de dolomita por la firma Rigolleau, con destino a su fábrica de vidrio (cantera Geroe); elaboración de bloques para uso ornamental (cantera El Alumbre) y escallas para granulado, especialmente en la fabricación de mosaico.

Sistema de explotación

Cantera La Suiza: Explotación a cielo abierto, como un túnel de acceso a la labor principal. Todo el laboreo se ha efectuado siguiendo el rumbo general del manto. La labor principal tiene 360 m de largo por 60 m de ancho promedio por 20 m de profundidad.

Tanto el arranque, como la extracción del material ha sido mecanizado. El transporte desde el frente de cantera a los hornos se efectuaba en vagonetas atravesando el túnel de acceso. El material de desecho se extraía por medio de un plano inclinado en vagonetas, accionadas por un guinche.

Los desmontes son de gran magnitud, aprovechándose un 60% del material arrancado; el resto constituía la broza.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

Cantera La Suiza: Las actividades fueron iniciadas en 1922. La caliza fue destinada a la producción de cal viva y cal hidratada. En el año 1956 se paralizaron las actividades.

Las explotaciones fueron iniciadas por la firma La Suiza Argentina, Sociedad Anónima Estancias y Canteras, la cual vendió en 1944 las tierras, canteras e instalaciones a la Sociedad Calera Argentina Sociedad Anónima Industrial y Comercial, actual propietaria.

Cantera Cañada Grande: Los trabajos fueron iniciados alrededor del año 1930.

Cantera Geroe: La explotación de esta cantera se inicia en 1951, con una producción anual de 155 toneladas.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Sierra de la Estanzuela tiene un rumbo sursuroeste-nornoreste, con una longitud de 24 km por 2,5 km de ancho promedio. Presenta afloramientos del basamento cristalino, con edad atribuida al Precámbrico superior por algunos autores y por otros al Paleozoico inferior.

Los elementos litológicos predominantes son metamorfitas representadas por esquistos, calizas, anfibolitas y gneises.

Intruyen el basamento metamórfico, diques pegmatíticos y aplíticos, de rumbo predominante norte-sur. Algunos autores atribuyen a estos diques edad pérmica.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Cantera La Suiza: El yacimiento está formado por una caliza impura, cristalino granulosa, en parte de grano grueso, pero predominando la forma de grano mediano a fino.

El color va de gris claro a gris oscuro, debido al hierro contenido.

La impureza de la caliza está dada por las intercalaciones de wollastonita de estructura fibrosa.

El metamorfismo, resultante de la intrusión de roca granítica, produjo cierta silicificación a la caliza con formación de silicatos de calcio y magnesio y de sílice opalizada.

El rumbo predominante del banco de caliza es nornoroeste-sursureste, con buzamiento al estenoreste de 45º a 50º.

El reconocimiento del cuerpo de caliza-wollastonita mediante afloramientos y laboreos tiene unos 780 m de longitud por un ancho medio de 120 metros.

Cantera Cañada Grande: Comprende cinco bancos dolomíticos de una corrida de 1.600 m, con rumbo norte-sur, buzando 40º-50º al este intercalados entre esquistos micáceos y gneises.

El material que conforma los bancos es blanco grisáceo, de grano mediano, parcialmente impregnado por material carbonoso y óxidos de hierro.

En la parte sur de los bancos dolomíticos se emplaza un cuerpo pegmátitico de rumbo norte-sur, con 4-5 m de

espesor con mineralización de cuarzo, feldespato, muscovita y espodumeno (fenocristales alterados).

Cantera Geroe: Las unidades litológicas aflorantes son metamorfitas representadas por dolomita y caliza; rocas graníticas (pegmatitas y aplitas).

Las calizas cristalino granulosas tienen un grano grueso predominante, en las dolomitas la textura es más fina a sacaroide.

Estas rocas se presentan en bancos de variado espesor (entre decímetros y más de un metro), con rumbo este-oeste y un buzamiento 35-50º al oeste.

La coloración varía del blanco puro al gris con distintas tonalidades

Se presentan bandeadas con alternancia de capas blancas y negras.

El material dolomítico de textura granoblástica, con granos de tamaño 0,4-1,5 mm, contiene grafito; óxido de hierro tiñe los granos en forma parcial.

Los bancos están intruidos por cuerpos pegmatíticos que los seccionan, silificándolos en grado variable.

En este sector se definen tres cuerpos, el mayor de los cuales tienen un desarrollo de 230 m por 180 m de ancho.

Cantera La Marmolina II. El conjunto de bancos dolomíticos se encuentra intercalado entre esquistos biotíticos; la esquistosidad tiene rumbo nornoreste al norte de una falla que corta los bancos y estesureste al sur de la misma. En ambos casos su buzamiento es subvertical.

Rocas pegmatíticas intruyen el basamento cristalino.

Estructura

La Sierra de la Estanzuela responde al estilo tectónico de las Sierras Pampeanas, constituyendo bloques volcados diferencialmente al este por efecto de los movimientos ándicos.

Se pueden distinguir dos procesos en la tectogénesis de esta montaña: uno antiguo (Precámbrico-Paleozoico) y otro moderno (Cenozoico).

El primero originó la estructura interna que se atribuye a una o más fases de los movimientos de los ciclos Assyntico-Caledónico (Precámbrico-Paleozoico inferior a medio, según Turner,1970).

Según Pastore (1929) la intrusión de filones mesosilícicos se remontaría a los movimientos Hercínicos (Pérmico).

El intenso metamorfismo obliteró las estructuras primarias, se supone que la esquistosidad es paralela a la estratificación.

Existen dos sistemas de fracturación principales:

Longitudinal: consiste en una falla regional de rumbo noreste-suroeste, que levantó la sierra al oeste, de inclinación subvertical al este; fracturas menores ejercen influencia en el emplazamiento de aplitas y pegmatitas.

Transversal: con un rumbo que varía de noroeste-sureste hasta el nornoroeste-sursureste.

La más importante de estas fracturas es la ocupada por el Valle del Arroyo, El Carrizal, considerada falla directa con un apreciable desplazamiento horizontal .

Morfología

En la Sierra de la Estanzuela se nota la influencia ejercida en el relieve actual por la estructura; notandose en ciertos sectores remanentes de una peneplanicie preterciaria.

En el ámbito serrano la erosión predominante es fluvial.

Los ríos son antecedentes y consecuentes; los primeros son de dirección transversal, constituyendo cursos temporarios y los segundos se hallan en la planicie aluvial.

La red de drenaje predominante es el diseño dendrítico. Existen signos evidentes de un ciclo de rejuvenecimiento.

SIERRA DE SOCOSCORA

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Estos depósitos dolomíticos se sitúan 6 km al noroeste de la población de San Francisco del Monte de Oro, paraje El Vallecito, partido San Francisco, departamento Ayacucho, sobre el extremo septentrional de la sierra Socoscora.

Sus coordenadas geográficas son 32º33'40¨de latitud sur y 66º10' de longitud oeste; a 800 m sobre el nivel del mar.

Calidad

Un análisis de una muestra extraída por Cannelle (1948), de la parte más potente del afloramiento se indica en la tabla 1.

Usos y destino

El material explotado se lo utilizaba para la elaboración de cal viva, en un horno continuo de 12 t/día, que luego se hidrataba y que se destina a la construcción local.

Sistema de explotación

Se utiliza el sistema de explotación tradicional para canteras a cielo abierto de tipo semimecanizada.

CaO	29,85
MgO	17,00
Fe_2O_3	6,96
Al_2O_3	0,86
CO_3Ca	52,30
CO_3Mg	35,30
Pérdida por calcinación	36,17
Residuo insoluble en HCl	8,60

Tabla 1. Análisis químico de caliza de la sierra de Sacoscara.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento cristalino está constituido por un complejo gnéisico, con lineamientos estructurales predominantes de rumbo norte-sur que determinan bloques ascendidos al oeste y basculados al este.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El basamento cristalino está constituido predominantemente por metamorfitas (gneises) de orientación norte-sur que incluyen bancos de dolomitas con serpentina; aparte de intercalaciones ígneas (aplitas y pegmatitas) y filones de cuarzo.

La dolomita se presenta de color grisáceo, de grano mediano, impurificada en su mayor parte por silicatos complejos, serpentina y magnetita.

Morfología

El yacimiento comprende dos afloramientos distintos:

Afloramiento norte: constituye un banco de 900 m de longitud, con una potencia máxima de 4 m (promedio 2,50 m).

Afloramiento sur: bolsón de 200 m de longitud, con una potencia de 54 m y una altura similar.

SIERRA DE LOS COMECHINGONES

SECTOR RINCÓN DEL ESTE

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Está ubicado en el faldeo occidental del cordón montañoso a una altura de 1.100 m s.n.m., 5 km al este-sureste de la localidad de Merlo.

En la cantera San Carlos se explotaba un cuerpo de caliza cristalino para la fabricación de cal.

Producción

A principios de 1970, se transportaban diariamente a los hornos unas 16 t de piedra caliza. Los tres hornos de hoguera en funcionamiento cargaban 4 t cada 12 horas, estimandose una producción promedio en 150 t de cal mensuales.

Sistema de explotación

El cuerpo se explotaba mediante un frente único; se desprendía el material con barretas, operación facilitada por las numerosas fisuras y planos de laminación de la caliza; luego reducida a bloques menores y uniformes listos para su transporte y calcinación.

GEOLOGIA REGIONAL

El basamento cristalino está constituido por una mezcla de metamorfitas de alto grado (micacitas gnéisicas) con rocas graníticas.

Cuerpos menores están representados por aplitas, pegmatitas, anfibolitas y calizas.

Responde al estilo tectónico de Sierras Pampeanas, es decir bloques levantados al oeste según fallas inversas de alto ángulo y basculados al este.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Los cuerpos de caliza se hallan intercalados entre paranfibolitas, y el conjunto limitado por micacitas inyectadas.

La caliza ha sufrido procesos mecánicos que han motivado una laminación parcial del cuerpo, que en su grado máximo alcanza su estado pulverulento.

Se trata de una caliza impura y parcialmente muy alterada.

La roca es de grano mediano, compacta, con fajas verdosas debido a epídoto, de distribución irregular.

Estructura

Los bancos se presentan con posición subhorizontal y buzamiento al nornoreste, manteniendo un rumbo sursureste.

Morfología

Se presentan tres cuerpos calizas separadas entre si:

Cuerpo Norte. Longitud: 460 m, ancho promedio: 70 m, rumbo: sursureste.

Cuerpo Central. Situado 80 km al sur del anterior. Longitud: 200 m, ancho promedio: 60 m, rumbo: noreste-suroeste.

Cuerpo Sur. Situado 500 m al sur del anterior. Longitud: 300 m, ancho promedio: 80 m, rumbo: oestesuroeste-estesureste.

MINERALOGÍA

Una observación de la roca a grano suelto mostró granos de epidoto, serpentina y diópsido, además de calcita que es el componente dominante.

SECTOR CORTADERAS

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Está ubicado 1,6 km al noreste de la población de Cortaderas, a 1.300 m s.n.m., sobre la Cuesta de Cortaderas.

Se trata de un conjunto de bancos calizos subhorizontales intercalados en metamorfitos.

GEOLOGÍA REGIONAL

El cuerpo calizo se encuentra alojado en micacitas inyectadas próximas al contacto con el borde norte del batolito granítico de Cortaderas-Papagayos, extendido al este en Córdoba.

MORFOLOGÍA

Los bancos calizos subhorizontales afloran intercalados en las metamorfitas, con un espesor total de 50 m, siendo cada banco individual de poca potencia; con una corrida de 1.000 m y un ancho promedio de 100 metros.

BIBLIOGRAFÍA

Argento, O. L., J. C. Blasco, J. H. Ulacco, M. A. Beninato, A. R. Gili y J. C. Chirino, 1984. Estudio de prefactibilidad con vista a la instalación de una planta de Soda Solvay en la provincia de San Luis. *Dirección Provincial de Minería, informe interno* 545.



PAMPIA

PROTEROZOICO:
Basamento ígneo-metamórfico "pre-famatiniano"

Depósitos asociados a rocas máficas-ultramáficas
Concentraciones ferrotitaníferas de Cerro Cascabel y Cerro Rico, Sierra de Ancasti, Catamarca
Yacimientos de niquel, cobalto y cobre Las Águilas Este y Oeste, San Luis

Depósitos sedimentarios metamorfizados
Yacimientos de caliza Peñas Azules, Tucumán
Calizas y dolomías de la sierra de Ancasti, Catamarca

Depósitos metamórficos
Sillimanita de Tacuil y Cordón Centenario, Salta

Depósitos sedimentario-exhalativos y volcanogénicos submarinos
Yacimientos de wolframio asociados a metavulcanitas y metasedimentitas de San Luis

Depósitos vetiformes
Depósitos de antimonio de la quebrada de La Cébila, La Rioja

Schalamuk, I. y M. Curci, 1999. Concentraciones ferrotitaníferas de Cerro Cascabel y Cerro Rico, Sierra de Ancasti. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 305-308, Buenos Aires.



CONCENTRACIONES FERROTITANÍFERAS DE CERRO CASCABEL Y CERRO RICO, SIERRA DE ANCASTI, CATAMARCA

Isidoro Schalamuk[1] y Marcela Curci[1]

INTRODUCCIÓN

Concentraciones ferrotitaníferas se alojan en rocas máficas y ultramáficas del Complejo Ígneo-Metamórfico de la Sierra de Ancasti, Las concentraciones que constituyen la mina "Podestá" o "ex Romay", se encuentran localizadas en el extremo sudoriental de la Sierra de Ancasti, departamento El Alto.

ANTECEDENTES

Las concentraciones de minerales de hierro y titanio localizadas en la zona de Las Cañas, en las cercanías de Albigasta, despertaron interés en la época de su descubrimiento por el Sr. Romay en el año 1873, llegándose a instalar un horno de fundición. Hoskold (1889) hace referencia a este hallazgo y a las expectativas de explotación señalando contenidos de 16-18% de TiO_2. Beder (1925) lleva a cabo un estudio geológico, considerando al gabro como roca vinculada con el origen del depósito y describe a ilmenita y magnetita como constituyentes principales de los depósitos.

La mina "Podestá" fue inscripta como tal en 1952. En la actualidad existen tres pertenencias que cubren el área mineralizada, registradas como "Cerro Cascabel" y "Cerro Rico" de dos y una pertenencia, respectivamente.

Bassi (1952) realiza un nuevo estudio, ampliando los conocimientos que se tenían sobre el particular, en los aspectos geológicos, mineralógicos y genéticos así como en lo inherente a las características de las concentraciones, leyes medias y laboreos. Posteriormente Schalamuk *et al.* (1980 y 1983) realizan un nuevo aporte mediante estudios geofísicos (magnetometría) y caracterización petrográfica de las rocas del área y la mineralogía de los depósitos. Asimismo se aportan dataciones de las rocas básicas, ultrabásicas y de las rocas consignadas como microgranodioritas.

Las labores existentes en Cerro Cascabel consisten en una serie de cortes a lo largo de los cuerpos mineralizados, de 1, 2 y 3 m de profundidad, dispuesto según una elipse; en Cerro Rico se registra una trinchera de unos 18 m de largo y un socavón de 11. Parte del material extraído se comercializó. Su producción fue 10 t en el año 1953 y de 65 m en el año 1955.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región se caracteriza por la presencia de metamorfitas con participación de rocas básicas, ultrabásicas, ácidas e intermedias, a estos elementos se suman sedimentos del Pleistoceno y Holoceno (depósitos aterrazados y relleno de cauces).

Las rocas más antiguas están representadas por filitas, anfibolitas y calizas, sometidas a intenso plegamiento, las que alternan con camadas de micacitas de grano grueso. En sectores se encuentran inyectadas por materiales cuarzosos o bien granítico - tonalíticos.

Leguizamón (1974) asigna al Basamento una edad precámbrica a paleozoioca inferior, denominando a las metamorfitas Complejo Metamórfico Ancasti y a los cuerpos graníticos que la afectan Complejo Granítico Migmatítico El Alto.

Entre las unidades descriptas por Aceñolaza y Toselli (1977), la Formación Ancasti está integrada por esquistos; la Formación Sierra Brava por gneises, migmatitas y calizas y la Formación La Majada por granitoides.

[1] *Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata.*

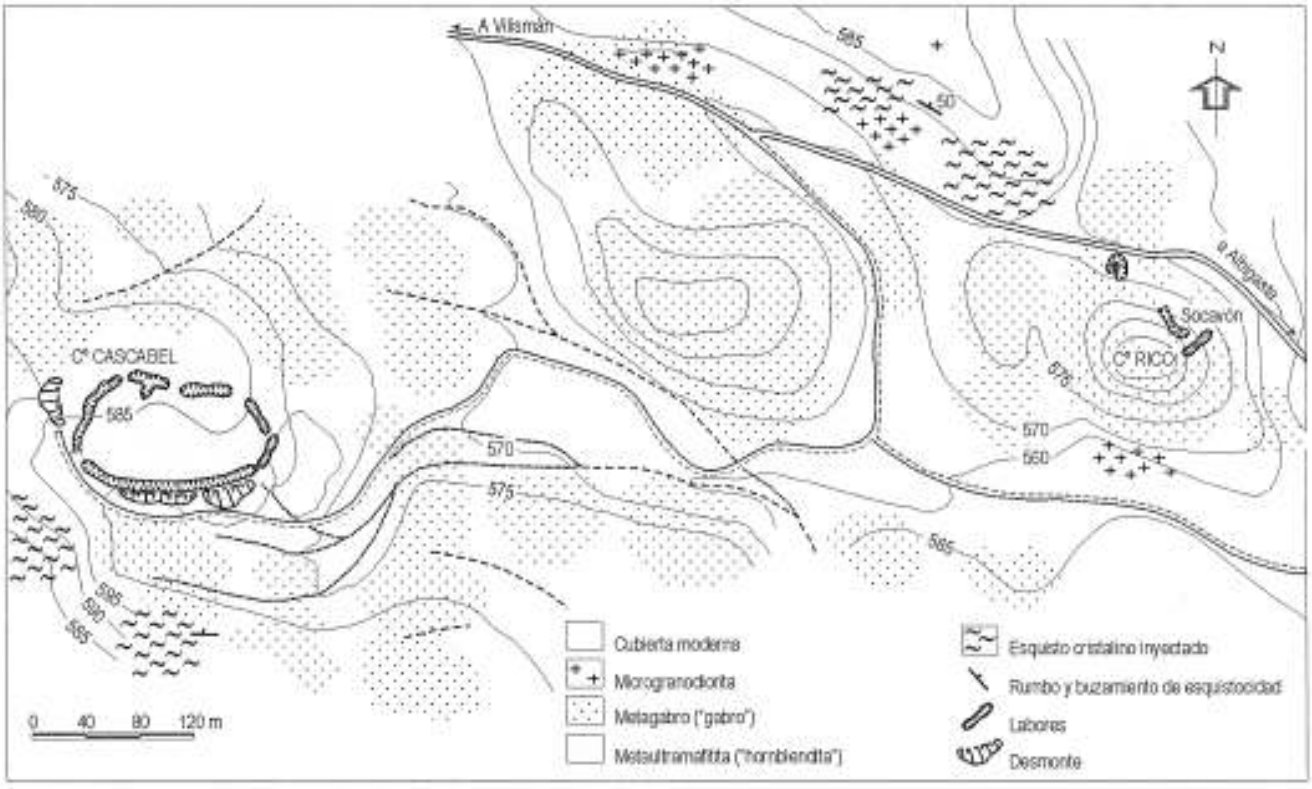


Figura 1. Geología del cerro Rico-cerro Cascabel, departamento El Alto, Catamarca (según Schalamuk *et al.*, 1983).

Según Miller, Aceñolaza y Toselli (1976), tres fases deformacionales afectaron la región, una primera fase noreste-suroeste afectó un orógeno de rumbo inicial noroeste-sureste, una segunda desarrolló estructuras nornoroeste-sursureste a norte-sur y una tercera que plegó la estructura de la sierra en forma de sinclinal con la Formación Ancasti en su núcleo.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el área de las concentraciones ferrotitaníferas se localizan rocas máficas y ultramáficas representadas por metagabros hornbléndicos, metaultramafititas y cuerpos de reducidas dimensiones de una roca de tipo granodiorítica, esquistos inyectados, delgados filones de aplita y esporádicamente vetas de cuarzo; conjunto de unidades que no ofrecen asomos continuos dada la cubierta moderna y densa vegetación (figura 1).

La zona en la que afloran estas rocas se encuentra limitada a una superficie de 0,5 km^2 emplazada en los Cerros Cascabel y Rico. El metagabro hornbléndico es la roca dominante, en tanto que la meta-ultramafitita hornbléndica se destaca en el área del cerro Cascabel, siempre con cuerpos relativamente pequeños. Al sur del cerro Cascabel aparece el metagabro en contacto con esquistos inyectados de rumbo aproximado este-oeste y posición subvertical. Al noreste-suroeste del cerro Rico se localizan asomos de la roca de grano muy fino.

Los filones aplíticos registran espesores de 2-3 cm, y aparecen como relleno de sistemas de diaclasas tanto en el metagabro hornbléndico como en la meta-ultramafitita anfibólica. En el cerro Rico se mencionan filones de hasta 1 m de espesor (Bassi, 1952).

Mineralogía y geoquímica

El mineral predominante en los metagabros es la hornblenda ligada al hipersteno , del cual constituye un producto de reacción. Lleva inclusiones de opacos y apatita y, en algunos casos, muestra relación poiquiloblástica con plagioclasa y biotita.

Le sigue en abundancia plagioclasa An $_{55\text{-}65}$,que presenta inclusiones de opacos y biotita y en sectores se muestra totalmente reemplazada por sericita.

La biotita se observa en cristales independientes o asociados a la horblenda en las envolturas de hipersteno.

Entre los accesorios predominan los opacos (6-7%) de forma anhedral y distribución errática. En menor cantidad se observa titanita y apatita y como minerales secundarios, además de sericita reemplazando plagioclasa, se destacan pequeños rellenos intersticiales de finos agregados microcristalinos clorítico-arcillosos y calcita.

Por su parte, en las meta-ultramafititas el mineral que predomina es un anfibol verde del grupo de la hornblenda. Cantidades subordinadas de biotita y clorita se asocian a la misma. Además de plagioclasa y epidoto.

Entre los accesorios, los opacos constituyen la mayor proporción (20% o más), aparecen como pequeñas inclusiones en los mafitos . Cabe señalar la persistente presencia de titanita en cristales individuales y bordes de reacción de los opacos y en menor proporción apatita.

Sobre la base de los análisis químicos de las metamorfitas investigadas (Schalamuk *et al*., 1980), es interesante destacar que tanto los elementos mayoritarios como los minoritarios (tabla 1) señalan una marcada afinidad hacia las rocas ígneas básicas y ultrabásicas. Los tenores de óxido de sodio y potasio (ligeramente más altos que los hallados en otras asociaciones ígneas máficas) denotan un ligero enriquecimiento en dichos elementos, debido al metasomatismo alcalino que debe haber acompañado al efecto tectotérmico.

Edad de las rocas encajantes

Edades K/Ar de las rocas básicas, ultrabásicas y la denominada microgranodiorita (Schalamuk *et al.* 1980) son 500 + 29 Ma por K/Ar para el metagabro; 512 + 29 Ma y 509 + 34 Ma para la ultra-metamafitita y 468 + 13 Ma para la microgranodiorita. Acorde con los resultados tanto el metagabro como la meta-ultramafitita corresponderían al Paleozoico inferior (Cámbrico), la edad establecida para la microgranodiorita confirma un ciclo granítico ordovícico-devónico, posmetamórfico y posorogénico para la Sierra de El Alto y Ancasti.

	Metagabro Cerro Negro (%)	Metagabro Cerro Cascabel (%)	Meta-ultramafitita (%)
SiO_2	42,52	43,50	42,50
Al_2O_3	12,90	12,67	8,67
Fe_2O_3	4,70	2,11	7,24
FeO	13,26	10,60	15,72
MnO	0,19	0,19	0,28
CaO	11,20	14,50	11,90
MgO	8,10	9,60	9,75
TiO_2	2,00	1,88	1,35
Na_2O	2,75	2,45	1,35
K_2)	0,69	1,10	0,45
P_2O_5	0,05	0,08	0,03
H_2O-	0,90	0,74	0,72
H2O+	0,06	0,06	0,05
	(ppm)	(ppm)	(ppm)
Zn	150	150	125
Cu	95	100	165
Ni	30	40	220
Co	70	65	90

Tabla 1: Análisis químicos de rocas (Schalamuk *et al.*, 1980).

Mineralización

En Cerro Cascabel la mineralización está representada por una serie de cuerpos o "vetas" con espesores que varían entre 25-40 cm y de distribución elíptica (figura 1). Esta disposición de los cuerpos correspondería a una estructura de *cone sheet* (Bassi , 1952). El mineral o mena de esta zona muestra en su mayor parte un intercrecimiento de ilmenita y hematita, además de magnetita (parcial o totalmente transformada en martita), a juzgar por su coloración más pardo rojizo que lo normal contiene una apreciable cantidad de titanio (titanomagnetita). Es dable observar pirita como inclusiones y en venillas de hasta 1 cm de largo, como así también inclusiones de calcopirita en ilmenita, sustituidos parcial o totalmente por pirrotina. Asociado a este último sulfuro se asocia escasa pentlandita.

La estimación porcentual de la participación de las especies que integran el mineral de Cascabel es: ilmenita 59%, magnetita 3%, hematita 23%, pirita 1% y ganga de silicatos 14%.

En Cerro Rico la mineralización mantiene un carácter vetiforme, y también diseminada en la meta-ultramafitita. Los cuerpos vetiformes se alojan en el metagabro hornbléndico. El cuerpo principal registra espesores que oscilan entre 0,50 m y 2,05 m y un recorrido de 30 metros. El mineral de este sector se caracteriza por una mayor participación de magnetita. La ilmenita se identifica en dos generaciones. Su textura es granular alotriomorfa. Se presenta en individuos bien desarrollados, anhedrales, de un tamaño de 0,5 a 0,6 mm. La magnetita se la registra en granos octaédricos y dodecaédricos de 0,2 a 0,4 milímetros.

Tanto en Cerro Rico como en Cerro Cascabel, además de los minerales mencionados se identificaron hematita, rutilo, millerita, högbomita y goethita.

MODELO GENÉTICO

Los cuerpos mineralizados se consideran como producto de diferenciación magmática, gravitativa *in situ*, de la roca ultrabásica (metaultramafitita), a través de pulsos que intruyeron a las rocas básicas.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. y A. Toselli, 1977. Esquema Geológico de la sierra de Ancasti, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana,* 14: 223-259. Tucumán.

Bassi, H., 1952. Los depósitos de ilmenita y magnetita titanífera de la mina "Podestá" (ex Romay). Departamento El Alto, Catamarca. *Dir. Ind. Minería. Bol*. Nº 77. Buenos Aires.

Beder, R., 1952. Algunas observaciones sobre el yacimiento del mineral de hierro de la mina "Romay". *Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol. Pub.* Nº 11. Buenos Aires.

Hoskold, H. L., 1889. Memoria general y especial sobre minas, metalurgia, leyes recursos, etc. de la explotación de minas en la República Argentina. Exposición de París 1889.

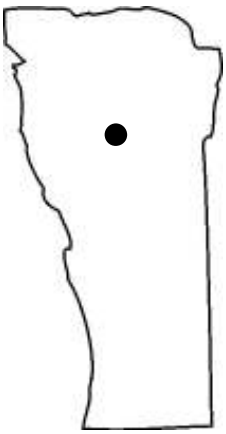
Leguizamón, A., 1974. Aspectos geológicos y petrológicos del basamento cristalino de la sierra del Alto y parte norte de Ancasti, provincia de Catamarca. *Fac. Cs. Nat. y Museo LP. Tesis Doctoral* nº 332. La Plata.

Miller, H., F. G. Aceñolaza y A. Toselli, 1976. Reseña estructural de la sierra de Ancasti. *Acta Geológica Lilloana* 15 (1): 31-39. Tucumán.

Schalamuk, I., L. Dalla Salda, V. Angelelli, R. Fernández y R. Etcheverry, 1980. Mineralización y petrología del área de las Cañadas; Dpto. El Alto, Provincia de Catamarca. *Rev. Asoc. Arg. Min., Petrol y Sed.,* 11 (3-4): 1-26.

Schalamuk, I., L. Dalla Salda, V. Angelelli, R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Rocas Máficas y ultramáficas. Petrología y mineralización. *Münstersche Förschungen zur Geologie und Paläontologie* 59, 113-136. Aceñolaza; Miller y Tosselli, Editores.

Bjerg, E. A. y J. C. Sabalúa, 1999. Yacimientos de níquel, cobalto y cobre Las Águilas este y oeste, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 309-316, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE NÍQUEL, COBALTO Y COBRE LAS ÁGUILAS ESTE Y OESTE, SAN LUIS

Ernesto A. Bjerg[1] y Juan C. Sabalúa[21]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento Las Aguilas (figura 1) se encuentra ubicado en las inmediaciones del arroyo Las Aguilas en el partido El Durazno, departamento Pringles, a los 33°08'00"S y 66°07'30"O, a unos 40 km al norte de la capital provincial. Su altura media sobre el nivel del mar es de 1.000 m y se accede al área por las rutas provinciales N° 9 y N° 10.

Leyes, reservas y producción

La exploración del depósito mineral de Las Aguilas por parte de la Dirección General de Fabricaciones Militares, mediante perforaciones (Sabalúa, 1986) dirigidas y distribuidas de manera sistemática según perfiles hasta una profundidad vertical aproximada a los 200 m, permitió efectuar el cálculo de recursos por el método de Secciones Transversales Verticales Paralelas.

Los recursos de Las Aguilas, a una ley de corte de 0,30% Ni (principal mineral de la mena) son de 2.220.000 t, de las cuales 1.219.000 t corresponden a la categoría mensurados y 1.000.000 t a la de indicados.

Las leyes medias ponderadas son de 0,51 % Ni, 0,50 % Cu, 0,035 % Co, con tenores en Pt y Pd variables entre 0,10 g/t a 2 g/t y 0,15 g/t a 0,75 g/t, respectivamente. El contenido en S es de aproximadamente el 12 %.

Un reducido número de ensayos de concentración realizados (CIMM, Chile) a escala laboratorio revelaron una mena de sulfuros no refractarios; para una muestra de gran volumen (50 t), de ley 0,375 % Ni, 0,266 % Cu y 0,022 % Co, se obtuvo un concentrado de 9,38 % Ni, 15,20 % Cu, 0,54 % Co, con 6 g/t de Pt+Pd, 3 g/t Au, 9 g/t Ag, 29 % Fe y 26,70 % S. Las recuperaciones varían entre el 68 al 83 % para el Ni y entre 89 y 92 % para el Cu (Sabalúa *et al.*, 1981; Sabalúa, 1986).

Sistema de explotación

Se han efectuado sólo estudios preliminares sobre métodos de explotación, no registrándose producción alguna.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El depósito Las Aguilas fue localizado a través de programas de prospección y exploración geológico-mineros de carácter regional efectuados por el Estado Nacional, Dirección General de Fabricaciones Militares, en el territorio de la provincia de San Luis entre los años 1970 y 1986.

Comprobar la yacencia de concentraciones sulfuradas de níquel, cobre y cobalto, con elementos del grupo del platino y Au asociados en el área de Las Aguilas, demandó numerosos trabajos geológicos y mineros: alrededor de 1.000 km^2 de relevamientos geológicos, de carácter regional y local, relevamientos geoquímicos de suelos, de sedimentos de corriente y de rocas, 100 km lineales de perfiles geofísicos, aproximadamente 10.000 m de perforaciones a diamantina

[1] *CONICET. Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología.*

[2] *Grupo Minero Aconcagua S. A. - Northern Orion Exploration LTD.*



Figura 1. Faja ultramáfica Sierra Grande, sección sur (J. C. Sabalúa, modificado de H. Mallimacci).

con recuperación de testigos, laboreos en socavón, muestreo en gran volumen para estudios mineralúrgicos y ensayos metalúrgicos en escala laboratorio, incluyendo planta piloto y estudios de prefactibilidad técnica, entre otros métodos de prospección y exploración.

En la región se conocían manifestaciones de cobre y hierro, con modestas labores mineras de exploración, principalmente en las minas Virorco, Marco Antonio, Las Pinturas y El Fierro, alojadas en rocas intrusivas máficas-ultramáficas, las que oportunamente constituyeron importantes indicios para la prospección de metales base y preciosos asociados a éstos complejos ígneos (Sabalúa *et al.*, 1981, Sabalúa, 1986).

Relevamientos gravimagnetométricos de detalle (Bjerg *et al.*, 1997), han permitido establecer que los cuerpos ultramáficos más importante se localizan en el área Las Aguilas. Relevamientos regionales, en un perfil que se extiende entre la Sierra del Gigante y la ciudad de La Toma, indican claramente que los cuerpos máfico-ultramáficos más notorios se hallan en el margen oriental de las Sierra Grande de San Luis con anomalías gravimétricas de Bouguer de +20 miliGales y magnetométricas de +800 nT. Son notables las situaciones inversas, con anomalías positivas de 20 miliGales, exceso de masa tan significativo que sólo puede ser explicado por la presencia de un cuerpo continuo de rocas ultramáficas de gran extensión areal, de mayores dimensiones que las sugeridas por los afloramientos. Asimismo las anomalías magnéticas, de más de 600 nT, sugieren que la mineralización de sulfuros polimetálicos tienen un volúmen muy superior al determinado por estudios previos.

Propietarios

En el distrito se registran en la actualidad las siguientes concesiones mineras: mina Virorco, Exp 109-B-1909 (Cu), particular; mina Marco Antonio, Exp 94-S-50 (Fe), particular; mina Las Aguilas I, Exp 323-D-84 (Cu y Ni), Estado Provincial San Luis; mina Las Aguilas II, Exp 524-D-84 (Cu y Ni), Estado Provincial San Luis. Las concesiones cubren el área de los depósitos de minerales de níquel y cobre.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las sierras de San Luis y las sierras de Córdoba, separadas por un valle norte-sur, pertenecen a las Sierras Pampeanas Orientales, constituyendo las primeras los afloramientos occidentales de estas últimas. Entre los numerosos autores que en sus trabajos se han ocupado de diversos aspectos de la geología de las sierras de San Luis se destacan, entre otros, los de Villar (1975); Merodio *et al.* (1978); Gordillo (1984); Brodtkorb *et al.* (1984); Ramos (1988, 1991); Prozzi, (1990); Dalla Salda *et al.* (1990) Delakowitz *et al.* (1991); Hack *et al.* (1991); Hack (1987); Llambías *et al.*, (1991); Ortiz Suarez *et al.* (1992); Brogioni (1992, 1994); Sabalúa *et al.* (1981), Sabalúa (1986) y las referencias citadas en ellos.

En la parte sur de las sierras de San Luis, el basamento pre-carbónico (Kilmurray y Villar, 1981 y las referencias allí citadas) esta constituido por rocas metamórficas, cuerpos graníticos, venas graníticas-pegmatíticas y rocas máficas-ultramáficas (figura 1). El basamento cristalino está constituido por rocas de la facies de esquistos verdes, facies anfibolitas y facies granulitas.

Estudios recientes llevados a cabo en el área Las Aguilas por Hauzenberger *et al.* (1997) y Hauzenberger (1997) indican que en el área considerada las rocas de la facies de esquistos verdes, representadas por filitas y filonitas con un rango de temperatura que fluctúa entre 300°C y 400°C, afloran principalmente en el sector oriental de las sierras, aunque también se ha reconocido su presencia en las áreas donde predominan las rocas de más alto grado.

La mayor parte del basamento cristalino está constituido por rocas de la facies anfibolita, las cuales pueden ser subdivididas en dos grupos de acuerdo a dos episodios de deformación: 1) un primer evento (D1) que tuvo lugar en la facies anfibolita (A1) con asociaciones mineralógicas constituidas por estaurolita – granate – biotita – moscovita – plagioclasa – cuarzo –ilmenita ± fibrolita ± clorita y 2) un episodio de deformación (D2) durante el cual las rocas del área fueron fuertemente deformadas y milonitizadas y que alcanzó también la facies de anfibolita, principalmente retrogradando las rocas de facies granulita (G) con la asociación mineralógica granate – biotita – sillimanita – plagioclasa – cuarzo – rutilo ± feldespato K ± moscovita.

Los cuerpos máficos-ultramáficos aflorantes constituyen los asomos de complejos de mayor tamaño presentes en el subsuelo. Su intrusión en las rocas de la facies anfibolita (A1) originó localmente fenómenos de metamorfismo de facies granulita, representadas por la asociación mineralógica granate – cordierita – sillimanita – biotita – feldespato K – plagioclasa – cuarzo – rutilo – ilmenita ± ortopiroxeno (G). La mayor parte de las rocas metamórficas de facies granulita están retrogradadas en mayor o menor grado por el segundo período de deformación.

Las condiciones de P y T del primer evento de la facies anfibolita (A1 - D1) se ubica alrededor de los 540° a 630°C, las condiciones de la facies granulita (A1 - D1) se encuentran en el rango de 700° a 800°C (G D1 y D2), mientras que el segundo evento de facies anfibolita (A2 – D2) se ubica entre los 600° a 650° C. La presión se mantiene prácticamente constante y en el rango de los 4 a 6,5 kilobar.

Las asociaciones mineralógicas portadoras de ortopiroxeno, cordierita, sillimanita y escapolita indican una variación en la composición de los fluídos con actividades de agua de bajas a altas, aunque la mayoría de las rocas de la facies granulita muestran actividades de agua de alrededor de 0,6. Las condiciones deducidas de P y T pueden ser explicadas como resultantes de un diseño de P-T antihorario. El primer evento en la facies anfibolita puede ser explicado considerando que el metamorfismo regional respondió a un gradiente geotermal de aproximadamente 40° C/km.

La intrusión de la asociación máfica-ultramáfica originó un calentamiento parcial del basamento hasta alcan-

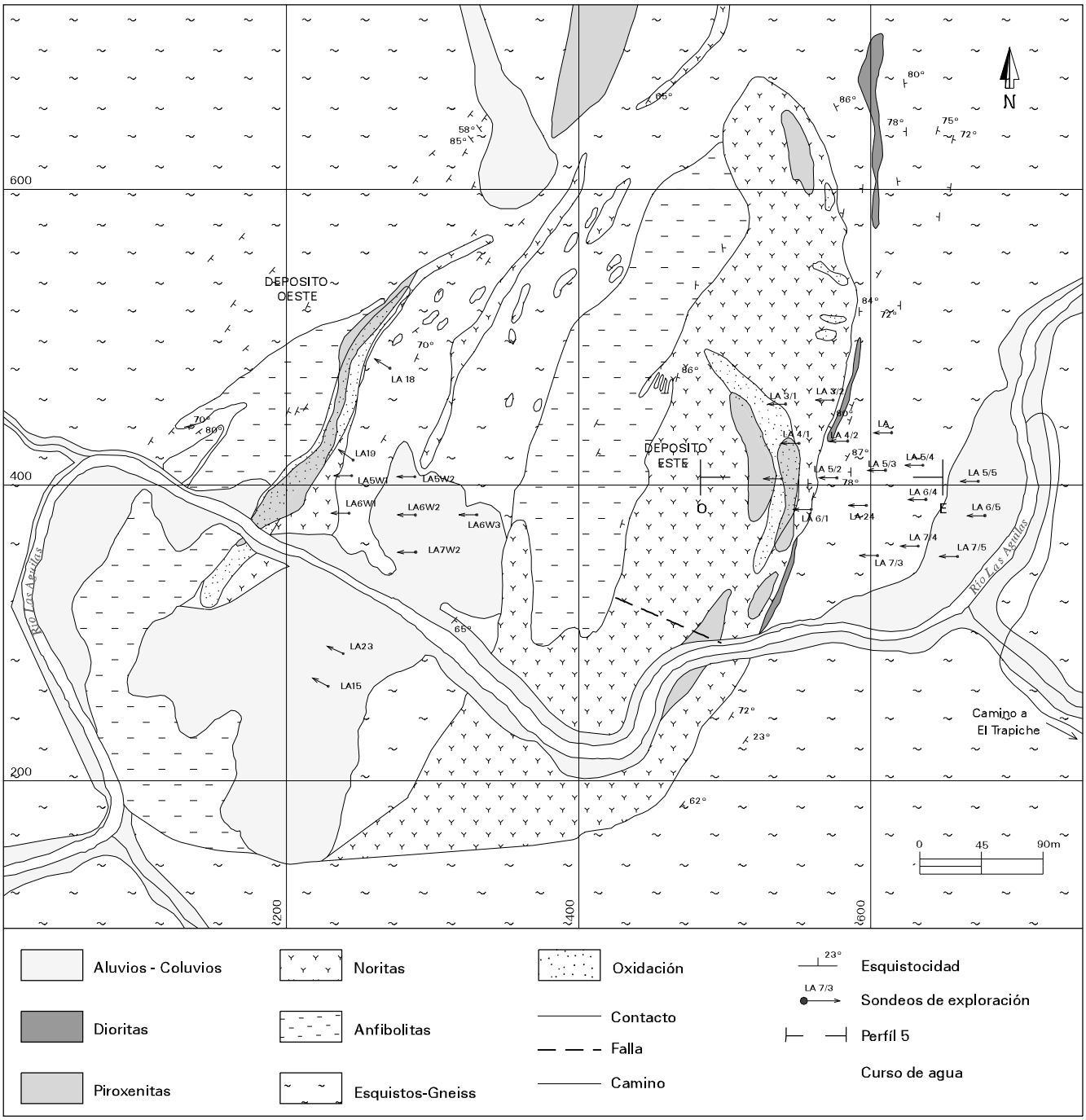


Figura 2. Geología del yacimiento Las Águilas (J. C. Sabalúa, modificado de H. Mallimacci).

zar la facies granulita. En el transcurso del enfriamiento tuvo lugar un segundo episodio de deformación bajo condiciones de facies anfibolita.

El ambiente geotectónico más probable para las Sierras de San Luis es el de un retroarco extensional, el cual se desarrollo en los estadios finales de la orogenia compresiva.

Como se indico precedentemente, en el área considerada han tenido lugar al menos dos eventos deformativos claramente diferenciables (Bjerg *et al.*, 1997): el primero está representado por un plegamiento apretado de ejes fuertemente buzantes (b_1) al que se asocia una foliación de plano axial (S_1). Las estructuras correspondientes a este primer proceso han sido mejor preservadas en las rocas de caja metamórficas y cuerpos máficos-ultramáficos y graníticos-pegmatíticos menos milonitizados.

El segundo proceso promovió la conformación de una amplia zona de cizallamiento inhomogéneo, con intensa milonitización de grado variable en fajas, con desarrollo de

una nueva foliación S_m. Este segundo evento afecta a los cuerpos máficos-ultramáficos y graníticos-pegmatíticos conjuntamente con las rocas de caja, reorientando parcialmente este conjunto de acuerdo al nuevo campo de esfuerzos representado por el desarrollo de S_m. Los contactos actuales entre estas unidades y sus cajas son tectónicos.

Las lineaciones de estiramiento mineral sobre los planos S_m, y los indicadores cinemáticos del sentido de cizalla (estructuras S/C, plegamiento asimétrico y rotación de porfiroclastos) indican un movimiento con vergencia hacia el oeste-noroeste.

En el marco regional debe mencionarse la presencia de sedimentitas del Terciario Superior (areniscas), vulcanitas del Terciario Superior, representadas por complejos volcánicos de domos y diatremas, integrados por tobas, aglomerados, brechas e intrusivos de naturaleza traqui-andesíticas y finalmente sedimentos aluviales y coluviales, y coladas basálticas del Cuarternario.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las rocas máficas-ultramáficas que integran la faja de rocas máficas-ultramáficas de la Sierra Grande de San Luis, constituyen cuerpos lenticulares en una faja de rumbo noreste, que se extiende a lo largo de 100 km (Kilmurray y Villar, 1981; Villar, 1975; Brogioni, 1992; Brogioni, 1994; Mogessie *et al.*, 1994). Fueron clasificadas como un complejo máfico-ultramáfico diferenciado y están constituidas por dunitas, harzburgitas, piroxenitas, noritas, dioritas, gabros y anfibolitas.

Dunitas: no aflorantes, son cumulatos equigranulares de olivino (Fo 95) formados por cristales entrelazados con escasa alteración serpentínica. La textura es típicamente protoclástica; el contenido de opacos se incrementa con el grado de alteración de la cromita.

Harzburgitas: no aflorantes, se componen de escasa olivino (Fo 95) relíctica, abundante piroxeno (broncita) en grandes cristales que le otorgan a la roca una textura porfírica, escaso hipersteno, tremolita -actinolita y cromita, fracturados y carentes en general de alteración.

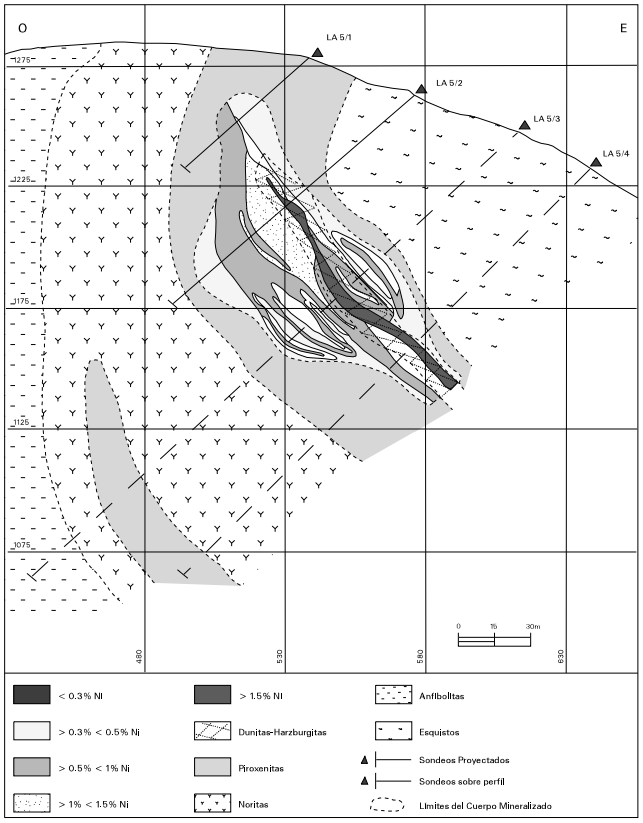
Piroxenitas (Broncititas): de textura xenomorfa granular gruesa, constituidas por broncita y escaso hipersteno.

Noritas: de texturas heterogranular mediana, compuestas por similares cantidades de bitownita, hipersteno y broncita, alterados a hornblenda verde.

Dioritas: rocas granudas, plagioclasa, hornblenda y escasa biotita.

Anfibolitas: derivadas de gabros hornblendíferos por metamorfismo, con total uralitización de los piroxenos, con hornblenda verde e hipersteno. Los minerales presentan una marcada lineación según direcciones paralelas a la estratificación y esquistosidad de las metamorfitas de caja.

En el área de Las Aguilas se manifiesta un cuerpo que ocupa aproximadamente 3 km^2 de superficie, alternando con metamorfitas, de tal manera que se diferencian dos sectores



Figuraa 3. Perfil 5, sondeos LA 5/1 - 2 - 3 - 4. Depósito Las Aguilas este. Tenores en Ni (J. C. Sabalúa).

con las siguientes dimensiones: Oriental, de 500 m de largo por 300 m de ancho máximo y Occidental de 400 m de largo por 150 m en su ancho máximo.

Estas unidades están compuestas por piroxenos (ortopiroxenos y clinopiroxenos) + anfíboles + plagioclasa + sulfuros de metales base ±olivino ±cromo espinelos ± MGP y minerales accesorios tales como apatito. La mayoría son noritas con la asociación mineralógica ortopiroxeno + plagioclasa + anfíbol, y además dunitas serpentinizadas.

Los análisis petrográficos y microquímicos indican que el ortopiroxeno, que constituye el grueso de las rocas máficas, es reemplazado y englobado por ferro-tschermakita pardo amarillenta. Las rocas ultramáficas ricas en olivino se presentan parcialmente alteradas a minerales del grupo de la serpentina y magnetita secundaria.

Estructura

Predominan las fases de plegamiento de tal forma que los cuerpos intrusivos ocupan una estructura sinforme, con dunitas, hazburgitas en los núcleos, y piroxenitas, noritas y gabros hacia los sectores marginales. Se evidencian escasas fracturas; la mas evidente es la localizada en el extremo sur del afloramiento oriental, con rumbo N68ºO e inclinación N45ºE.

Morfología

Se han localizado, delimitado y dimensionado mediante sondeos a diamantina con recuperación de testigos y hasta una profundidad de 150 m, dos cuerpos mineralizados a los que por su posición relativa respecto al principal afloramiento de intrusivos básicos y ultramáficos de Las Aguilas, se los ha denominado depósito este y depósito oeste (figuras 2 y 3).

La manifestación este yace en el contacto oriental del intrusivo máfico-ultramáfico y se aloja en piroxenitas, hazburgitas y dunitas, conformando un clavo mineralizado cuya geometría se asemeja a la de un cono truncado invertido de base elípticas; en dirección nornoreste-sursuroeste se extiende por 100 m, mientras que su ancho máximo es de 75 m en la parte central. El eje del supuesto cono inclina 65º a 85º al este, con un buzamiento de 75º a 80º S.

La manifestación oeste se localiza en el borde occidental del intrusivo máfico-ultramáfico, en piroxenitas y noritas; asume una forma tabular, con acuñamientos marcados hacia los extremos norte y sur, e inclinación al sur. Se extiende por 200 m según el rumbo, con un ancho medio de 10 metros.

Alteración hidrotermal

Macroscópicamente no se aprecian fenómenos de alteración hidrotermal, mas allá de un proceso de serpentinización desarrollado en particular dentro de las rocas ultramáficas cataclasadas y milonitizadas, con clorita, biotita, bastita, hornblenda, antofilita, calcita, y de la mineralización sulfurada, pirita en particular, en venillas en las metamorfitas de la caja.

Mineralogía

Minerales primarios. Los cuerpos máficos-ultramáficos de Las Aguilas Este y Oeste y Virorco son portadores de una mineralización de sulfuros de Fe-Ni-Cu-Co que varía de diseminada a masiva y la cual está constituida fundamentalmente por pirrotina, pentlandita y calcopirita, con cantidades menores de pirita, cromitas zonadas y homogéneas (Mogessie *et al.*, 1994, 1995; Malvicini y Brogioni, 1992; Gervilla *et al.*, 1993). Asociados con los sulfuros se presentan además sulfoarseniuros de Fe-Ni-Co. En su contacto con los cuerpos máficos-ultramáficos, las rocas metamórficas presentan diseminación de sulfuros de Fe y grafito.

La presencia de minerales del grupo del platino (MGP) fue indicada por Malvicini y Brogioni (1992); Mogessie *et al.* (1994, 1995, 1996); Gervilla *et al.* (1993, 1997), Bjerg *et al.* (1996); Hauzenberger *et al.* (1997); Hauzenberger (1997).

De los minerales del Grupo del Platino se han reconocido telururos de Pd-Bi, sulfuros de Re-Mo (12) y arseniuros de Pt en los niveles más ricos en sulfuros y óxidos, correspondientes a varios testigos de perforación del yacimiento Las Aguilas.

Ha sido determinada la presencia de merenskyita: $Pd_{25.3}$ $Ni_{7.3}$ $Te_{63.6}$ $Bi_{3.8}$ (% At.) y de fases minerales ricas en Pd en la perforación 5/2: $Pd_{15.72}$ $Ni_{15.66}$ $Te_{62.53}$ $Bi_{2.65}$ $Fe_{3.14}$ (% At.) y en la perforación 5/3: $Pd_{25.17}$ $Ni_{6.72}$ $Te_{61.01}$ $Bi_{2.85}$ $Fe_{3.85}$ (% At.). También se han hallado fases minerales de Ir-Rh-As-S incluidas en arseniuros de Ni-Co, con la siguiente fórmula mineral: $Ir_{14.62}$ $Rh_{5.44}$ $As_{22.66}$ $S_{38.98}$ $Co_{5.58}$ $Fe_{10.58}$ $Ni_{1.64}$ (% At.). En muestras provenientes de la perforación 5/3, fueron identificados cristales de sperrylita: $Pt_{33.31}$ $As_{66.69}$ (% At.), de hasta 205 micrones.

En las asociaciones mineralógicas: 1) ortopiroxeno + plagioclasa ± flogopita + sulfuros + espinelos y 2) olivino + sulfuros + espinelo, los MGP se han reconocido asociados a los sulfuros bajo la forma de inclusiones o localizados en fracturas.

Los Minerales del Grupo del Platino también se encuentran como inclusiones en silicatos originados por alteración (por ejemplo serpentina y hornblenda), normalmente con sulfuros localizados en sus proximidades. Dentro de este Grupo del Platino se han reconocido: Pd-Bi-Te, Ir-Rh-S-As y PtAs2. En asociaciones de ortopiroxenos no alterados se reconocen sólo Pd-Bi-Te y PtAs2.

La mena se presenta, de acuerdo con la proporción relativa de Sulfuros (S) a roca Estéril (E), distribuida como: Diseminada (20% S, 80% E), Matriz (60% S, 40% E) y Masiva (90/95% S, 0/5% E).

Ocurre diseminada dentro de la totalidad del complejo ultramáfico, mientras que las concentraciones mas importantes son del tipo matriz (interbrecha) y/o masiva, dentro de dunitas-harzburgitas y piroxenitas.

Minerales secundarios. En superficie se manifiestan mediante sombreros de hierro, con limonitas (gohetita, jarosita), hematita, carbonatos de cobre (malaquita), óxidos de cobre (tenorita) y sales de níquel (annabergita) y de cobalto (eritrina).

Los procesos de lixiviación y oxidación son de modesta relevancia, tanto arealmente como en profundidad (no mayor a 30 m), razón por el cual se observan escasos minerales producto de enriquecimiento secundario (marcasita, bravoíta, violarita).

MODELO GENÉTICO

Según Mogessie *et al.* (1995-1996), la composición de los espinelos y los diagramas de elementos del grupo del platino normalizados a condritos indican que los cuerpos máficos-ultramáficos de Las Aguilas tienen características propias de intrusiones de tipo estratificado y comparables con las de los complejos Duluth, Bushveld y Talnakh.

Desde el punto de vista de la mineralización de los minerales del Grupo del Platino, estos últimos no pueden ser explicados como la resultante de un proceso exclusivamente hidrotermal o de una cristalización puramente magmática. Por el contrario, las evidencias indicadas sugieren que tanto los procesos hidrotermales (entre otras MGP ubicados en fracturas o venillas y su vinculación con fases silicatadas alteradas) como los magmáticos tuvieron participa-

ción en la formación de esta mineralización. Las únicas fases originadas por estos últimos fueron los Pd-Bi-Te y los $PtAs_2$. Por todo ello es razonable admitir que los fluidos desempeñaron un rol importante en la remobilización de los MGP asociados a niveles ricos en sulfuros en las unidades máficas-ultramáficas de Las Aguilas.

Es claro que los procesos hidrotermales y la redistribución de los MGP se encuentran vinculados con alguno de los procesos de deformación reconocidos en base a los estudios estructurales del área, dado que dichos procesos originaron los canales de circulación necesarios para la migración de los fluídos hidrotermales. Esto último queda demostrado por la presencia en fracturas de determinadas fases mineralógicas de los Minerales del Grupo del Platino.

Las evidencias observadas indican que el proceso metamórfico retrógrado fue el responsable de la removilización de los Minerales del Grupo del Platino que localmente fueron transportados y depositados formando las fases mineralógicas de Pd-Bi-Te, las cuales se encuentran incluidas en niveles serpentinizados asociados con magnetita secundaria y espinelos cromíferos zonados.

El proceso de formación de los Minerales del Grupo del Platino a estas temperaturas esta corroborado por los trabajos experimentales de Makovicky *et al.* (1986), los cuales mostraron que se produce una abrupta caída en la solubilidad de Pd, Pt, Ru y Rh en la pirrotina en el rango de 900ºC a 500ºC y para el Pd a los300ºC. Tal como estos autores sugirieron, este origina la exsolución, durante el enfriamiento, de Pd, Ru y Pt bajo la forma de partículas de sulfuros submicroscópicas y, si fluidos percolantes son portadores de líquidos afines a los EGP tales como Sb, As, Te, Bi, etc., estos elementos pueden cristalizar como minerales portadores de Minerales del Grupo del Platino.

Por lo tanto, la mineralización de algunos de los Minerales del Grupo del Platino, particularmente las fases de Pd-Bi-Te está relacionada con una fase fluida actuante durante el proceso de deformación indicado. Las evidencias de campo respecto a la abundancia de pegmatitas ricas en cuarzo-feldespato y turmalina próximas a los lentes ultramáficos y orientados paralelos a ellos, indican que los fluídos podrían estar relacionados con estas pegmatitas o con fluídos introducidos durante el proceso de milonitización.

Según Malvicini y Brogioni (1992) la mineralización en las unidades máfico-ultramáficas fue removilizada por fluídos hidrotermales relacionados con el metamorfismo Ordovícico, mientras que Gervilla *et al.* (1993) consideran que la mineralización presenta características que indican que la misma fue formada por cristalización fraccionada de fundidos máficos.

Por su parte Gervilla *et al.* (1997) consideran que si bien la génesis de la mineralización de Ni-Cu-Minerales del Grupo del Platino no es inequívoca, a grandes rasgos habrían participado en la misma un evento magmático que fue seguido por otro sin- a post-metamórfico. Estos autores plantean para la mineralización de los Minerales del Grupo del Platino la diferenciación de tres eventos; en una etapa magmática se habrían formado sperrylita y los sulfoarseniuros de EGP. Estos últimos fueron remobilizados como consecuencia del metamorfismo de alto grado mientras que los telururos de Pd-Bi se habrían formado como consecuencia del metamorfismo de grado alto a medio.

BIBLIOGRAFÍA

Bjerg, E. A., J. Kostadinoff, A. Mogessie, G. Hoinkes, E. F. Stumpfl y C. A. Hauzenberger, 1996. Minerales del grupo del Platino en la faja de rocas ultramáficas de las Sierras de San Luis. *3º Jorn. Min. Petr. Met. Rocas Ultrab., Actas* 5: 303-310. La Plata.

Bjerg, E. A., S. Delpino, L. Dimieri, J. Kostadinoff, A. Mogessie, G. Hoinkes, C. A. Hauzenberger y A. Felfernig, 1997. Estructura y mineralización del Area Las Aguilas-Virorco, San Luis, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 857-861. Antofagasta.

Brodtkorb, M. K. de, N. Pezzutti y L. Dalla Salda, 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. *9° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 181-190.

Brogioni, N., 1992. El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Aguilas, provincia de San Luis. *1° Reunión Min. Metal. - 1° Jorn. Min. Petrog. Metalog. Rocas Ultrab., Actas:* 379-392, La Plata.

Brogioni, N., 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno, Actas,* 3: 967-971. Concepción.

Dalla Salda, L., C. Cingolani y R. Varela, 1990. El orógeno colisional paleozoico en Argentina. *Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica,* 9: 165-178.

Delakowitz, B., R. Höll, M. K. de Brodtkorb y A. Brodtkorb, 1991. Geología y génesis de yacimientos schelíticos en la Sierra del Morro Oeste, provincia de San Luis. En: Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, (Ed.: M.K. de Brodtkorb). *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 1: 49-96.

Gervilla, F., J. C. Sabalúa, R. Carrilo, P. Fenoll y R. D. Acevedo, 1993. Mineralogy and mineral chemistry of the Las Aguilas Ni-Cu deposit, Province of San Luis, Argentina. En: Current Research in Geology Applied to Ore Deposits; Fenoll Hach-Ali, Torrez Ruiz y Gervilla (Eds.), 461-464, Madrid, España.

Gervilla, F., A. Sánchez-Anguita, R. D. Acevedo, P. Fenoll Hach-Ali y A. Paniagua, 1997. Platinum-group element sulpharsenides and Pd bismuthotellurides in the metamorphosed Ni-Cu deposit at Las Aguilas (Province of San Luis, Argentina). *Min. Mag.,* 61: 861-877.

Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba: condiciones físicas de migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelaneas,* 68: 1-37. Córdoba.

Hack, M., 1987. Geologisch-geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframlagerstätten in der Pampa del Tamboreo, Provinz San Luis, Argentinien. *Münchner Geowiss. Abhandlungen* B 1, 108 pp.

Hack, M., M. K. de Brodtkorb, R. Höll y A. Brodtkorb, 1991. Geology and genetic implications of the scheelite deposits between the La Florida dam and Pampa del Tamboreo, province of San Luis. In: Geology of tungsten deposits of the provinces of San Luis and Córdoba - Argentina, (Ed.: M.K. de Brodtkorb). *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 1: 113-152.

Hauzemberger, C. A., A. Mogessie, G. Hoinkes, E. A. Bjerg, J. Kostadinoff, S. Delpino y L. Dimieri, 1997a. Platinum Group Minerals in the Basic to Ultrabasic Complex of the Sierras de San Luis, Argentina. En: *Mineral Deposits: Research and Exploration – Where Do They Meet* (Ed.:H. Papunen), 439 – 442, A.A. Balkema Pulblishers, Brookfield, VT, USA.

Hauzenberger, C. A., 1997b. The Sierras de San Luis, Central Argentina – Metamorphic, Metallogenic, and Geochemical Investigations. *Karl Franzens Universität Graz, PhD Thesis*, Austria, 1-200, inédita.

Kilmurray, J. O. y L. M. Villar, 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis, M. Yrigoyen (Ed.). *8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Relatorio,* 33-54.

Llambías, E., C. Cingolani, R. Varela, C. Prozzi, A. Ortiz Suarez, R. Caminos, A. Toselli y J. Saavedra, 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, República Argentina. *10º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 187-191.

Makovicky, M., E. Makovicky y J. Rose-Hansen, 1986. Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base-metal sulphides in platinum deposits: En: Gallagher M., Ixer, R.A., Neary, C.R., Prichard, H. M., (Eds.) *Metallurgy of basic and ultabasic rocks. The Institution of Mining and Metallurgy,* 415-425, London.

Malvicini, L. y N. Brogioni, 1992. El yacimiento hidrotermal de niquel, cobre y metales del «Grupo del Platino», Las Aguilas Este, Provincia de San Luis, Argentina. *Congreso Americano de Geología Económica, Actas,* 93-102. Córdoba.

Merodio, J. C., L. Dalla Salda y C. W. Rapela, 1978. Estudio petrológico y geoquímico preliminar del cuerpo básico de la región de San Francisco del Monte de Oro, Provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 32 (2): 122-138.

Mogessie, A., C. A. Hauzenberger, G. Hoinkes, A. Felfernig, E. F. Stumpfl, E. A. Bjerg y J. Kostadinoff, 1996. Platinum group minerals from the Las Aguilas ultramafic unit, San Luis province, Argentina. *Mitt. ÖMG,* 141:157-159.

Mogessie, A., G. Hoinkes, E. F. Stumpfl, E. A. Bjerg y J. Kostadinoff, 1995.Occurrence of platinum group minerals in the Las Aguilas ultramafic unit within a granulite facies basement, San Luis province, central Argentina. En: *Mineral Deposits: From Their Origin to Their Environmental Impacts* (Eds: J. Pasava, B. Kribek and K. Zak), 897-900, A.A. Balkema Pulblishers, Brookfield, VT, USA.

Mogessie, A., G. Hoinkes, E. F. Stumpfl, E. A. Bjerg y J. Kostadinoff, 1995. Occurrence of platinum group minerals in the Las Aguilas ultramafic unit within a granulite facies basement, San Luis province, central Argentina. In: Mineral Deposits: From Their Origin to Their Environmental Impacts (Eds: J. Pasava, B. Kribek and K. Zak), *Proceedings of the Third Biennial Society of Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Meeting and Society of Economic Deposits (SEG) Symposium,* 897-900, Praga, República Checa.

Ortiz Suarez, A., C. Prozzi y E. Llambías, 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos,* 48 (5-6): 269-277. San Luis.

Prozzi, C., 1990. Consideraciones acerca del basamento de la Sierra de San Luis, Argentina. *9° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 452-455.

Ramos, V. A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of the southern South America. *Episodes*, 11 (3): 168-174.

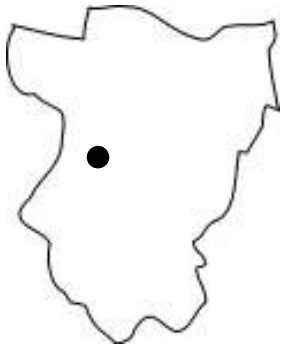
Ramos, V., 1991. The tectonic setting of the wolfram orefields of Sierras Pampeanas. In: Geology of tungsten deposits of the provinces of San Luis and Córdoba - Argentina, (Ed.: M.K. de Brodtkorb). *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 1: 185-196.

Sabalúa, J. C., M. Chabert y G. Santamaria, 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Aguilas, provincia de San Luis. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4, 497-507.

Sabalúa, J. C., 1986. El yacimiento de níquel-cobre-cobalto de Las Aguilas, San Luis, Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe final, inédito, 32 pp. Mendoza.

Villar, L. M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas de la República Argentina y su significado metalogenético. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, Actas,* 3: 135-156, Buenos Aires.

Ávila, J., J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata, 1999. Yacimiento de Caliza Peñas Azules, Tucumán. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 317-318, Buenos Aires.



YACIMIENTO DE CALIZAS PEÑAS AZULES, TUCUMÁN

Julio Avila[1,2], José E. Lazarte[1,2], Miguel Gianfrancisco[1] y Ana S. Fogliata[1,2]

El yacimiento Peñas Azules se ubica en la alta falda oriental de las Cumbres Calchaquíes a una altura de 3500 metros. En las cercanías de los cuerpos de calizas el relieve es muy abrupto.

Los afloramientos distan en línea recta 50 km al oestenoroeste de San Miguel de Tucumán.

Los cuerpos de calizas se encuentran dentro de metamorfitas perteneciente al basamento ígneo-metamórfico pre famatiniano.

La primera mención de la existencia de calizas en Cumbres Calchaquíes corresponde a Danielli (1961), Luna Reyeros (1968) define cinco cuerpos de calizas, Quartino *et al.* (1982) realizan el estudio de detalle del morro Peñas Azules.

El yacimiento ha sido intensamente estudiado por la Dirección de Minería de la provincia de Tucumán en la década del setenta (Suayter y Urdaneta, 1979). Actualmente se encuentra inactivo.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Las Cumbres Calchaquíes, que integran la unidad morfoestructural Sierras Pampeanas Noroccidentales, constituyen un bloque de basamento ascendido y basculado hacia el este por una falla inversa de alto ángulo de rumbo submeridiano.

El basamento esta formado por gneises sillimaníticos-granatíferos, esquistos bandeados y micacitas que constituyen el Gneis del Suncho (Rassmuss, 1918) de edad precámbrica eocámbrica, intruido por granitos paleozoicos. Todo el complejo metamórfico se halla plegado.

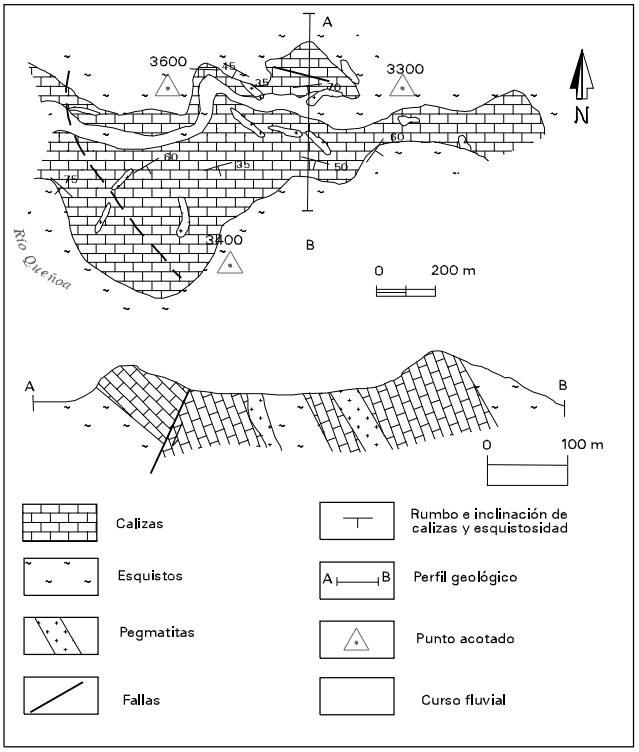


Figura 1. Geología del Morro Peñas Azules (simplificado de Quartino *et al.,* 1982).

[1] *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.*

[2] *CONICET.*

Quartino *et al.* (1982) definieron como Formación Peñas Azules a la alternancia litológica caliza-gneis distinguiendo cuatro miembros, tres de ellos portadores de bancos de calizas. En el miembro La Senda las calizas tienen entre 2 y 30 m de espesor, mientras que en Las Bardas y Peña Redonda alcanzan a 190 y 60 m respectivamente.

La caliza es una roca de grano grueso a fino, en sectores microcristalino, de coloración blanco grisácea a gris. Acompañan a la calcita, grafito, pirita, diópsido, titanita, mica, cuarzo y feldespato.

Es dable encontrar filones graníticos y pegmatíticos que cortan la caliza en forma concordante o discordante (figura 1). Esta característica geológica sumada a una gran complejidad estructural dificulta la evaluación y explotación del depósito.

En el Morro Peñas Azules, se realizaron trabajos de destape y 30 perforaciones que totalizaron 1.241 m que permitieron cubicar 15,6 millones de toneladas de mineral medido minables a cielo abierto con un contenido superior al 90% de carbonato de calcio (Suayter y Urdaneta, 1979).

MODELO GENÉTICO

Es un depósito relacionado a sedimentación química, metamorfizado, de edad precámbrica-paleozoica inferior.

BIBLIOGRAFÍA

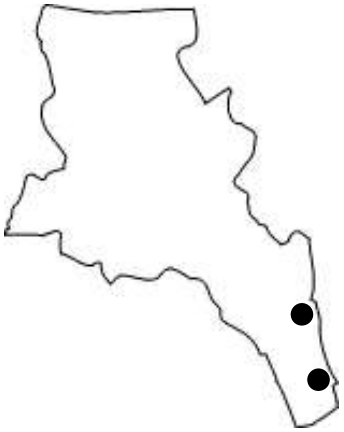
Danielli, C. A., 1961. *Noticia preliminar sobre el hallazgo de un yacimiento de caliza cristalina en la provincia de Tucumán.* Universidad Nacional de Tucumán, inédito.

Luna Reyeros, A., 1968. *Yacimientos de calizas en la provincia de Tucumán*. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis doctoral, inédita.

Quartino, B. J., C. A. Rinaldi y E. Maisterrena, 1982. Sobre el aprovechamiento de un yacimiento de caliza en condiciones geográficas límites en las Cumbres Calchaquíes, provincia de Tucumán. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas,* 3: 21-33. Buenos Aires.

Suayter, L. y A. Urdaneta, 1979. Peñas Azules. Estudio geológico del yacimiento. *Dirección Provincial de Minería de Tucumán, Boletín Minero,* 2: 6-15. San Miguel de Tucumán.

Zappettini, E. O., 1999. Calizas y dolomías de la Sierra de Ancasti, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 319-320, Buenos Aires.



CALIZAS Y DOLOMÍAS DE LA SIERRA DE ANCASTI, CATAMARCA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los principales centros productores se localizan en la ladera oriental de la sierra de El Alto o Ancasti, hasta el límite con la provincia de Santiago del Estero, en una faja de 130 km de extensión en sentido norte-sur.

Antecedentes

El distrito ha estado en explotación desde fines del siglo XIX. A partir de 1974 el ritmo de explotación creció llevando a la provincia de Catamarca a ser la segunda productora del NOA en calizas.

La geología de la comarca es sintetizada por Aceñolaza y Toselli (1977) y por Blasco *et al.* (1994). Los aspectos geológico-mineros de los yacimientos fueron estudiados por Angelelli (1960), Lencinas y Fas (1958), Navarro García (1975), Jurado Marrón (1978) y Ludueña *et al.* (1979). Schalamuk *et al.* (1983) compendian y actualizan las descripciones anteriores.

Leyes y reservas

Las reservas y composición de los cuerpos de caliza y dolomías de la Sierra de Ancasti se indican en la tabla 1. El principal destino de estas calizas es la elaboración de cales y cemento. Además algunos sectores son aptos para la obtención de material para granulados, bloques y lajas.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de Ancasti está constituida por rocas del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, integrado por filitas, esquistos, gneises, calizas cristalinas, y anfibolitas, asignados por Aceñolaza y Toselli (1977) a las Formaciones Ancasti, Sierra Brava y El Portezuelo, e intruidas por cuerpos granítico-granodioríticos de la Formación La Majada. Los cuerpos de caliza se localizan en la Formación Sierra Brava.

Estructuralmente la sierra es un bloque elevado de rumbo meridional, afectado por una falla inversa en su flanco occidental y disectado por fallas subparalelas y oblicuas en su estructura interna.

LOS DEPÓSITOS

Litología y morfología

Los depósitos constituyen uno o varios paquetes de calizas en parte magnesianas, hasta dolomías, lenticulares, de rumbo norte-sur, con inclinaciones variables, hasta subverticales. Las longitudes de los cuerpos es de 50 a 100 m en los menores hasta 4.000 m en La Calera, y potencias entre 30 y 100 metros.

Las calizas son blancas a grises, localmente con tonalidades rosadas, verdosas y azuladas. Son de granulometría sacaroide a gruesa y presentan normalmente impurezas silicáticas, correpondientes a anfibolitas y esquistos anfibólicos. Encajan en gneises y esquistos micáceos y, localmente, son intruidas por diques graníticos con formación de skarn.

A continuación se describen los principales yacimientos.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

Yacimiento	Reservas explotables (t)	Composición química	
		$CaCO_3$ (%)	$MgCO_3$ (%)
La Esperanza o El Porvenir	1.832.000	86,8 a 96,0	0,46 a 5,51
Esquiú	1.300.000	55,7 a 60,1	20,7 a 39,4
El Cerrito	3.120.000	62,3 a 94,3	4,45 a 35,6
Río de las Catas	30.000		
El Zanjón	170.000		
Pozo de Piedra	6.000		
La Montosa	54.000		
El Chaparral	180.000		
La Aguadita o El Divisadero	450.000	66,6 a 91,6	0,06 a 26,0
Río Bazán	900.000		
Ojo de Agua	2.340.000	95,9	2,7
Ben Hur	4.300.000	65,1 a 79,0	0,9 a 3,7
La Loma	130.000	66,8 a 81,2	1,7 a 2,4
La Calera	100.000.000	78 a 81,9	0,5 a 7,3
TOTAL	114.812.000		

Tabla 1. Reservas y composición de los cuerpos de caliza y dolomía de la Sierra de Ancasti (Schalamuk *et al.*, 1983).

EL CERRITO

Está constituido por dos cuerpos: el principal de 450 m de largo y 150 m de ancho y el menor de 150 m de largo y 30 de ancho.

El depósito comprende calcáreos de textura sacaroide fina, calizas magnesianas y dolomías y el material es destinado a la producción de cal.

BEN HUR

Está localizado 18 km al noroeste de la localidad de Frías.

La caliza constituye dos cuerpos alargados de rumbo norte-sur de 40° a 80° al oeste. Son concordantes con las metamorfitas y muestran intercalaciones de esquistos anfibólico-biotíticos y están intruidos por diques cuarzo-feldespáticos. La potencia de los bancos varía entre pocos centímetros hasta 2 m, siendo el espesor del conjunto de 50 a 60 metros.

Ludueña *et al.* (1979) cubicaron 8,5 Mt de los cuales sólo el 50% es recuperable. El contenido en CaO varía entre 36 y 44 % y el de MgO entre 0,44 y 1,76 %. El contenido total en $CaCO_3$ varía entre 65 y 79 % (Schalamuk *et al.*, 1983).

LA CALERA

El yacimiento se localiza en el paraje homónimo, departamento El Alto, y se accede desde la localidad de Frías, distante 28 kilómetros.

El cuerpo de caliza, intercalado en una secuencia de esquistos micáceos y hornblendíferos, tiene una longitud de 4.000 m y un ancho variable entre 100 y 300 metros.

La caliza es de color gris oscuro a negro, presenta esquistosidad y contiene venillas de cuarzo y pirita diseminada.

El contenido en CaO es de 43,80 a 46,00 % y el de MgO entre 0,22 y 3,52 % (Schalamuk *et al.*, 1983). La producción se destina a la producción de cemento en la planta que la firma Loma Negra C.I.A.S.A. posee en Frías, Santiago del Estero.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza F. G. y A. Toselli, 1977. Esquema geológico de la sierra de Ancasti, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana,* 14: 233-259. San Miguel de Tucumán.

Angelelli, V., 1960. Estudio geológico-minero del yacimiento de dolomita Campo El Cerrito, propiedad de Canteras Esquiú S. C. *Informe privado, inédito.*

Blasco, G., R. Caminos, O. Lapido, A. Lizuain, H. Mertínez, F. Nullo, J. Panza y L. Saccomani, 1994. Hoja geol[ogica 2966-II San Fernando del Valle de Catamarca, provincias de Catamarca, Santiago del Estero y Tucumán. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín* 212. Buenos Aires.

Jurado Marrón, H., 1978. Las calizas del este de la provincia de Catamarca, inspección y reconocimiento geológico preliminar. *Dirección Provincial de Minería, Catamarca,* informe inédito.

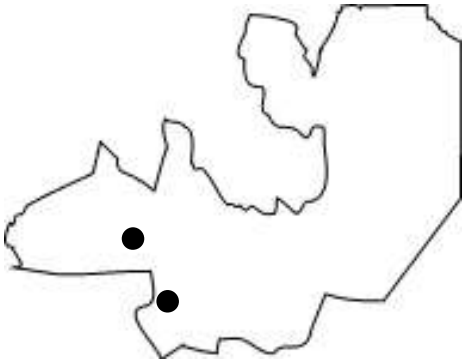
Lencinas, A. y R. Fas, 1958. Estudio geológico minero cantera El Morro (El Cerrito S.R.L.), Esquiú, departamento La Paz, Catamarca. *Informe privado, inédito.*

Ludueña, Poncio, Schuelthess y Asociados, Consultora, 1979. Investigación integral de calizas cristalinas y mármoles, Catamarca. *Consejo Federal de Inversiones,* inédito.

Navarro García, L. F., 1975. Cantera de piedra caliza Ojo de Agua, departamento Ancasti, Catamarca. *Dirección Nacional de Promoción Minera, Agencia Catamarca,* informe inédito.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). *Subsecretaría de Minería, Anales,* 20. Buenos Aires.

Zappettini, E. O., 1999. Sillimanita de Tacuil y Cordón Centenario, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 321-322, Buenos Aires.



SILLIMANITA DE TACUIL Y CORDÓN CENTENARIO, SALTA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los depósitos de sillimanita de Tacuil se localizan a 40 km al oeste-suroeste de la localidad homónima, en el departamento Molinos, a 3.800 m s.n.m., concentrados en dos sectores: Barrancas y Cerro Blanco.

Las manifestaciones del cordón Centenario se emplazan al oeste del salar Centenario.

Antecedentes

Los depósitos de Tacuil, de potencial interés económico como materia prima para la industria refractaria y cerámica fueron estudiados por Brarda (1968), Pagés (1967), Pasquín (1970) y Hayase y Prozzi (1966, 1970).

La sillimanita del cordón Centenario fue descripta por Viramonte *et al.* (1975).

La mineralización mejor estudiada es la de Tacuil, que fue explorada mediante pozos en el sector oriental del cerro Blanco y fue objeto de un ensayo piloto para su tipificación.

Leyes y reservas

Según Brarda (1968) el material común extraído de las labores y ensayado en el INTI indicó un contenido de 58 a 60 % de Al_2O_3 con una temperatura de fusión de 1.800-1.850°C. Pasquín (1970) indica 600 t de reserva en Cerro Blanco.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Las concentraciones de sillimanita de Tacuil se localizan en el Complejo Igneo Metamórfico Pachamama (Viramonte *et al.*, 1993) constituido por gneises y esquistos micáceos. Las del Cordón Centenario se presentan en el Complejo Salar Centenario (Blasco y Zappettini, 1997), equivalente al anterior y formado por ortogneisses, esquistos micáceos con granate transformado en nódulos de clorita, y esquistos cordieríticos intercalados con bancos filíticos con intercalaciones locales de metanfibolitas.

Morfología

La sillimanita de Tacuil se dispone en un micaesquisto cuarcítico de rumbo nornoreste-sursuroeste e inclinación 45 a 80°E. Constituye nódulos y venillas asociadas a cuarzo. Los cuerpos alcanzan 50 m de largo y 0,6 m de potencia. Los nódulos tienen hasta 40 cm de diámetro y son comunes las concentraciones como rodados y bloques en el material coluvial.

En el cordón Centenario la sillimanita se dispone en una faja de rumbo noreste-suroeste de 2.000 m de longitud y 250 m de ancho, en un esquisto cuarzo micáceo gris a verde grisáceo. Son comunes las concentraciones de los minerales en el coluvio, en particular la estaurolita en cristales maclados de hasta 7 cm de largo.

Mineralogía

La sillimanita de Tacuil se presenta en cristales aciculares radiados y fibrosos afieltrados. Otras especies acompañantes son estaurolita, almandino, turmalina y micas.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

En el cordón Centenario la mineralogía es similar y a la paragénesis anterior se agregan cianita y andalucita.

MODELO GENÉTICO

Ambos depósitos se han formado por metamorfismo de grado medio. Para el área de Tacuil Hayase y Prozzi (1970) indican que la roca original, un sedimento arcilloso se transformó en esquisto por metamorfismo, con segregación de sílice que constituyó venillas y el consiguiente enriquecimiento en alúmina de la roca original con formación de silicato de aluminio.

BIBLIOGRAFÍA

Blasco, G. y E. Zappettini, 1997. Hoja Geológica San Antonio de los Cobres. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín,* 12. Buenos Aires.

Brarda, S., 1968. Estudio del yacimiento Tacuil, depto. *Molinos, Salta. Informe acerca de planta de tratamiento. Informe privado.*

Hayase, K. Y C. A. Prozzi, 1968. Génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil (Salta). *3º Jornadas Geológicas Argentina, Actas,* 2: 151-171.

Hayase, K. y C. A. Prozzi, 1970. Génesis de yacimientos de sillimanita de Tacuil, en el depto. Molinos, provincia de Salta, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (1): 75-87. Buenos Aires.

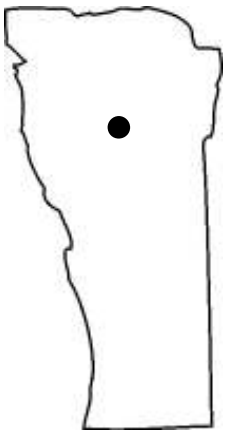
Pagés, C., 1967. Informe sobre los depósitos de sillimanita de Tacuil, provincia de Salta. *Instituto Nacional de Geología y Minería.* Carpeta 952, inédito. Buenos Aires.

Pasquín, C., 1970. Informe técnico sobre Cerro Blanco, Cía Minera Tacuil S.R.L.. *Banco Industrial de la República Argentina.* Carpeta Técnica 1235, inédito. Buenos Aires.

Viramonte, J., R. Sureda y M. Raskovsky, 1975. Rocas metamórficas de alto grado al oeste del salar Centenario, Puna Salteña, República Argentina. *6º Congreso Argentino de Geología, Actas,* 2: 191-206. Buenos Aires.

Viramonte, J. G., R. Vecchio, B. Coira, C. Aramayo, R. H. Omarini y L. García Cacho, 1993. Aspectos petrológicos y geoquímicos del basamento preordovícico del borde oriental de la Puna Austral. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° de Hidrocarburos, Actas,* 7 (4): 307-318.

Brodtkorb, M. K. de, R. Fernández y N. Pezzutti, 1999. Yacimientos de wolframio asociados a metavolcanitas y metasedimentitas, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 323-335, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO ASOCIADOS A METAVOLCANITAS Y METASEDIMENTITAS, SAN LUIS

Milka K. de Brodtkorb[1], Raúl Fernández[2] y Norma Pezzutti[3]

INTRODUCCIÓN

En las dos áreas de bajo metamorfismo correspondientes a la Formación San Luis se hallan numerosos yacimientos wolframíferos (figura 1). En el triángulo dique La Florida, Paso del Rey, Santo Domingo se conocen depósitos de wolframio relacionados a metavolcanitas, turmalinitas, esquistos cuarzo-spessartíticos, esquistos biotíticos y cuarcitas. En la zona del valle de Pancanta, los depósitos aún poco estudiados, se localizan en vetas de cuarzo de diferentes presentaciones.

Los yacimientos se subdividen aquí por zonas geográficas o litológicas en los distritos: Santo Domingo, El Araucano-La Higuera, La Teodolina, La Florida, Los Cocos, Pampa del Tamboreo y Valle de Pancanta.

La génesis de los primeros cinco distritos será descripta después del quinto por considerarse un mismo evento evolutivo.

DISTRITO SANTO DOMINGO

UBICACIÓN

Este distrito supera los 3.000 m de largo. En la mitad de su recorrido se encuentra la localidad de Santo Domingo sobre la ruta que une Paso del Rey con La Toma (figura 2).

Sus coordenadas son 65°55'de longitud oeste y 32°58'de latitud sur.

Hacia los cateos del sur se puede llegar por caminos precarios que realizan los mineros en busca de lajas y hacia los del norte, entrando por la localidad de Baldecitos.

Los cateos más septentrionales corresponden a un área denominado Cerros Largos.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

No se conocen leyes, reservas, ni producción. En la zona de Santo Domingo y de La Criolla, además de wolframio se explotó oro, pero nunca se hizo una exploración sistemática por ese elemento a lo largo de todo el distrito. Sobre la ruta que une Paso del Rey con La Toma, se hallan las ruinas de dos viejas plantas de concentración de las cuales una trabajó intermitentemente hasta 1982.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

En general se trabajó sobre trincheras y en algunos lados piques y pequeñas galerías.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Los yacimientos fueron trabajadas durante las guerras mundiales explorando y explotándose simultáneamente.

GEOLOGÍA REGIONAL

Esta corrida scheelítica está asociada a metavolcanitas y venillas de cuarzo producto de removilización, los que se localizan dentro de las filitas de la Formación San Luis.

[1] *CONICET-Universidad de Buenos Aires. Universidad Nacional de San Luis.*

[2] *CICBA-Universidad Nacional de La Plata.*

[3] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

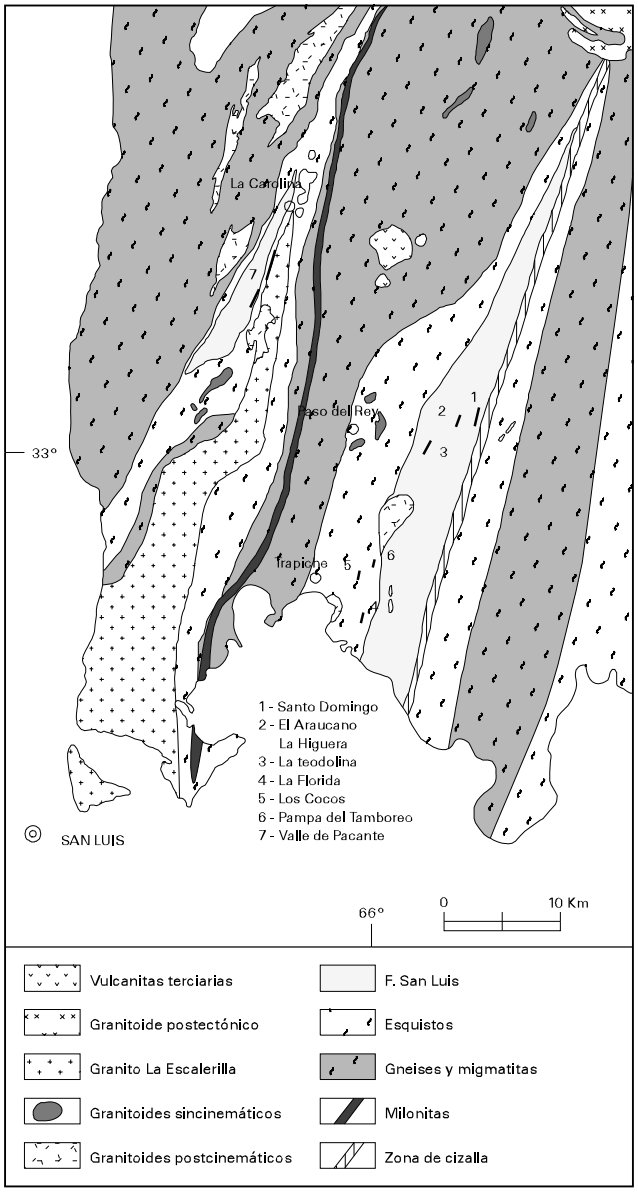


Figura 1. Ubicación de los yacimientos de scheelita.

Sufrieron efectos de deformación en concordancia con una cizalla mayor ubicada unos 3 km al este (Sims *et al.,* 1997, Brodtkorb *et al*., 1998).

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

En el distrito Santo Domingo afloran metavolcanitas, filitas y pizarras (Fernández *et al.,* 1991). Las metavolcanitas se presentan en bancos de 1-2 m de espesor, algunas veces 2 a 3 bancos paralelos, como por ejemplo inmediatamente al noreste del paraje Santo Domingo. Las metavolcanitas de esta corrida son en general dacíticas con ligera tendencia riodacítica. La textura es blastoporfírica, por lo común muy bien preservada, relíctica de una textura primaria porfírica modificada por metamorfismo. Los fenocristales participan en proporciones entre 5 y 10% y los tamaños varían entre 0,5 y 3,5 mm; son principalmente de plagioclasa (oligoalbita-oligoclasa) y cuarzo (el fenocristal originario está transformado en blastos de agregados policristalinos de cuarzo, con formas externas subidioblásticas a xenoblásticas); en menores proporciones se observa feldespato alcalino y moscovita. La matriz granoblástica a lepidogranoblástica es fina (0,03-0,15 mm), de igual composición que la de los fenocristales y está recristalizada. Algunas veces la textura global tiende a ser esquistosa.

En la zona de La Criolla se halló una variedad litológica afírica, compuesta por un agregado microcristalino de cuarzo con plagioclasa (albita) subordinada, que esporádicamente forma tablillas y/o microlitas. Este agregado constituye el 95 % del total de la roca, el resto lo forman sericita, biotita, apatita, turmalina, circón y rutilo. Se advierte cierta fluidalidad remarcada por la disposición de las micas y la tinción ferruginosa.

Las filitas, que le hacen de roca de caja, presentan fisilidad por lo que son explotadas para la industria de las lajas. Están constituidas por cuarzo y sericita-moscovita y escasa biotita en pasaje a clorita (metamorfismo retrógrado); además hay turmalina, apatita, circón y limonitas. Cuando el tamaño de grano crece, la biotita es más abundante. También se encuentran intercalaciones de metapsamitas en las cercanías de Santo Domingo (Fernández *et al.*, 1991).

El pasaje de filita a pizarra es gradual. Las pizarras están formadas por un agregado muy fino a criptocristalino de cuarzo, sericita, sustancia carbonosa, pirita y limonitas. En Santo Domingo las pizarras son el núcleo de una braquiestructura.

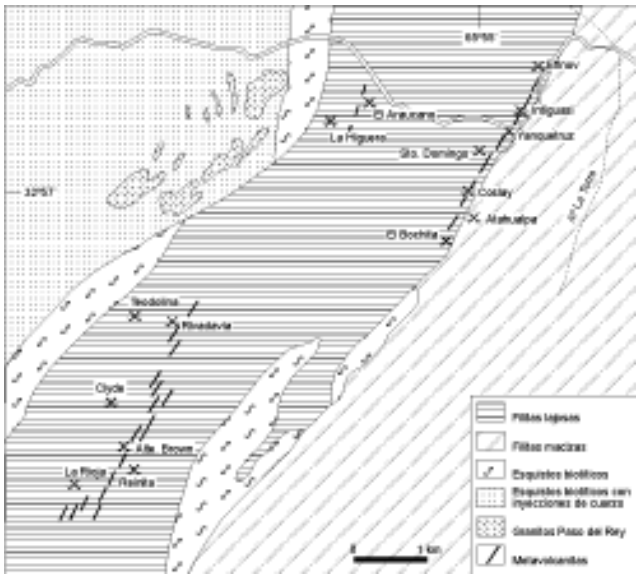


Figura 2. Bosquejo geológico y ubicación de los yacimientos de los distritos Santo Domingo, El Araucano y La Teodolina.

Estructura

En el área predomina el estilo tectónico implantado por el ciclo Famatiniano en los que las rocas metamórficas presentan un rumbo nornoreste-sursuroeste con inclinaciones subverticales. En este distrito la mena se encuentra únicamente en las metavolcanitas. Estas han sufrido las consecuencias de un cizallamiento mayor ubicado a 3 km al este.

Morfología

Las metavolcanitas mineralizadas constituyen cuerpos tabulares. La scheelita, el oro y los minerales de Sb se hallan en forma diseminada, encontrándose también numerosas venillas de cuarzo dentro de ellas, portadoras de mineralización removilizada y correspondientemente más enriquecida.

Mineralogía

El mineral dominante es la scheelita que se presenta en granos pequeños diseminados dentro de la metavolcanita y concentrados en las venillas de cuarzo. Está acompañada por oro y antimonita. Como minerales secundarios se han reconocido limonitas y manchas de colores amarillos, los que seguramente corresponden a especies secundarias de antimonio.

DISTRITO EL ARAUCANO-LA HIGUERA

Ubicación

Comprende dos franjas mineralizadas, que se ubican unos 8 km al este de Paso del Rey siendo sus coordenadas aproximadamente 65°57'de longitud oeste y 32°58'de latitud sur (ver figura 2). Se puede acceder a ellas por la ruta provincial 10. El Araucano presenta un recorrido de aproximadamente 1 km, conociéndose otros afloramientos al norte de la ruta 10. Aparentemente la corrida de metavolcanitas se extiende al norte unos 10 km hacia la región denominada Cerros Largos, en las que se localizan algunas trincheras de exploración. La Higuera se halla en forma paralela unos 500 m al oeste de la anterior y su recorrido es de aproximadamente 1 kilómetro.

Leyes, reservas y producción

El Araucano es una de las grandes minas trabajadas de las que menos información se tiene. Según tradición oral se explotaron durante la segunda guerra mundial.

No se efectuaron análisis de leyes por lo cual es difícil predecir su importancia económica. La Higuera fue poco explorada y no presenta posibilidades de reserva.

Sistema de explotación

El distrito El Araucano fue explotado por medio de trincheras a cielo abierto, de 1-2 m de espesor, en un recorrido intermitente de 1 km de largo, y profundidades variables en 2 a 15 m, que terminan frecuentemente en piques, siguiendo una zona más rica en scheelita. La Higuera fue explorada mediante trincheras.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los dos distritos se ubican en el flanco oeste del braquianticlinal de Santo Domingo. El Araucano se halla dentro de la zona de filitas de la Formación San Luis que pasa lateralmente hacia el oeste a esquistos biotíticos, en la que se localiza la corrida de La Higuera.

GEOLOGÍA LOCAL

Litología

En esta zona se encuentran metavolcanitas, filitas, esquistos biotíticos y esquistos cuarzo-spessartíticos (*coticule*) (Fernández *et al*., 1994), y removilizaciones de cuarzo debidas al ciclo Famatiniano. Las metavolcanitas son de composición dacítica; poseen una textura blastoporfírica a blastoglomeroporfírica con un 20-30 % de fenocristales (0,4 a 2 mm), entre los que dominan plagioclasa (oligoclasa-andesina; alteración arcillosa) y cuarzo, ambos afectados por cataclasis, y escasa moscovita, todos inmersos en una pasta granolepidoblástica con iguales componentes que los de los fenocristales. Se advierten porfiroblastos de granate y apatita como mineral accesorio.

Las metavolcanitas están atravesadas por venillas de cuarzo, éste también cataclastizado. Los efectos producidos por la cataclasis son extinción ondulosa, granulación, disturbamiento en el maclado de la plagioclasa, y colas de presión.

Las filitas están compuestas por cuarzo y sericita-moscovita y escasa biotita; además turmalina, apatita, circón y limonitas. Cuando el tamaño de grano crece se nota mayor presencia de biotita. El metamorfismo retrógrado está señalado por el pasaje de biotita a clorita.

Los esquistos biotíticos tienen estructura esquistosa muy nítida, con rumbo general norte-sur a nornoreste. Están formados por cuarzo, biotita y moscovita; en cantidades menores se hallan turmalina, plagioclasa, clorita, granate y los minerales accesorios son apatita, circón, rutilo y carbonato. Los esquistos están surcados en general por venas de cuarzo, producto de segregación metamórfica, a veces muy plegadas hasta boudinadas, en especial en la franja de La Higuera.

Los esquistos cuarzo-spessartíticos (*coticule*) son rocas metamórficas cuyo grado varía entre facies esquistos verdes y anfibolitas. El término *coticule* fue acuñado por Renard (1878) para denominar a ciertas rocas del macizo de Stavelot (Bélgica) que por su fina granulometría y conte-

nido en granates eran usadas como piedra de afilar. En las cercanías del yacimiento La Higuera las *coticule* presentan textura granoblástica con cierto bandeamiento, dado por el tamaño de grano y composición mineralógica diferentes. Las bandas de grano más grueso (entre 0,2 y 0,4 mm están compuestas por cuarzo y granate spessartitítico a los que se asocian pequeñas cantidades de biotita, hornblenda y titanita, mientras que las de grano más fino (0,02 a 0,08 mm) lo están por cuarzo y epidoto con escasa titanita. Se estima que la presencia de granate spessartítico en las bandas de grano grueso y la de epidoto en las de grano fino responde a la composición química original de cada una de ellas. Los granates, analizados con microsonda, contienen entre 9,5 y 14,35 % de manganeso (Fernández *et al.,*1994).

Estructura

En el área predomina es estilo tectónico sobreimpuesto por el ciclo Famatiniano, es decir con rumbos nornoreste e inclinaciones subverticales El banco de metavolcanitas que corresponde al distrito El Araucano es levemente discordante posiblemente debido a la diferente actitud de los protolitos durante la tectónica. En las metavolcanitas y en las filitas que las bordean se puede advertir la esquistosidad principal del ciclo Famatiniano. En el depósito La Higuera, en los esquistos cuarzo-spessartíticos se ven diversas estructuras que hacen suponer diferentes plegamientos pertenecientes al ciclo Famatiniano.

Morfología

El depósito de El Araucano es tabular y la mineralización se ubica en dos bancos de metavolcanitas, uno, el más importante de más de 1 km de largo y de 1-2 m de ancho y otro más corto y de 15-20 cm de espesor; que se encuentran parcialmente acompañados por otros pequeños bancos no explorados.

La scheelita se presenta diseminada y removilizada por metamorfismo en un conjunto de venillas irregulares de pocos centímetros, dispuestas en fracturas oblicuas al banco metavolcánico que las contiene, sin pasar a la roca de caja. Allí se formaron los "puros" buscados por los mineros.

La corrida de La Higuera está formada por venillas de cuarzo y esquistos de cuarzo-granate muy replegadas y a veces boudinadas, portadoras de scheelita.

Mineralogía

En la corrida de El Araucano el mineral más abundante es la scheelita, que se encuentra diseminada en granos pequeños (< 1mm) dentro de la metavolcanita y en granos más grandes ("puros" de los mineros) asociados a las venillas de cuarzo removilizado. En La Higuera la scheelita se presenta asociada tanto a las venillas de cuarzo como también a los esquistos cuarzo-granatíferos. La presencia de pirita es ubicua en el área.

DISTRITO LA TEODOLINA

Ubicación

Se localiza en una zona de 4 x 1 km, cerca de Paso del Rey (figuras 1 y 2) y consta de numerosas pertenencias de las cuales las más importantes son La Teodolina, La Rioja, Almte. Brown, Rivadavia, La Reinita, 6 de septiembre y Clyde.

Se puede acceder desde la ruta provincial 39 o desde la ruta provincial 10 que une Paso del Rey con Santo Domingo.

Leyes, reservas y producción

Este distrito consta de tres tipos de mineralización: en metavolcanitas, en cuarcitas, y en vetas de cuarzo y removilizaciones metamórficas. Ninguna de las tres fases ofrece en principio posibilidades de reservas importantes. La Teodolina fue una mina rica pero de poco desarrollo. En La Rioja la ley explotada era de 0,7- 1% de WO_3 (Monchablón, 1956), pero las estructuras son de pequeñas dimensiones.

Sistema de explotación

Los yacimientos de este distrito fueron trabajados mediante trincheras, pequeñas galerías y a cielo abierto.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito La Teodolina se localiza en la transición de filitas, esquistos biotíticos, metapsamitas y metavolcanitas pertenecientes a la Formación San Luis.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Los tipos litológicos que caracterizan a este distrito son filitas, esquistos biotíticos, metapsamitas, metavolcanitas, cuarcitas granatíferas (*coticule,* Ramos *et al.,*1997*)* y removilizaciones de cuarzo debidas al ciclo Famatiniano.

Las filitas se encuentran al este del área y presentan hacia el oeste fajas de esquistos micáceos en pasajes transicionales a grano más grueso. Se han observado pizarras dentro de las filitas; están situadas al este y sur de La Teodlina, de algunas centenas de metros de espesor y aproximadamente 3 km de longitud sobre el río de la Cañada Honda. Las filitas están compuestas por cuarzo y sericita-moscovita y escasa biotita; además turmalina, apatita, circón y limonitas. A mayor crecimiento del tamaño de grano se advierte un aumento en la proporción de biotita. El metamorfismo retrógrado está señalado por el pasaje de biotita a clorita.

Los esquistos biotíticos se disponen en fajas alargadas al oeste del área, separando las filitas de los esquistos con

abundantes inyecciones graníticas y pegmatíticas de Paso del Rey (Fernández *et al.*, 1991). Tienen estructura esquistosa muy nítida, con rumbo general nornoreste. Están formados por cuarzo, biotita y moscovita; en cantidades menores se halla plagioclasa, clorita, granate y los minerales accesorios son apatita, circón, rutilo y carbonato. Estos esquistos suelen ser turmalínicos como los que están al oeste de Clyde, en La Rioja y en las cercanías de La Teodolina donde se ha encontrado hasta 3% de turmalina.

Las metapsamitas predominan en una posición alargada al suroeste del área. Conforman bancos de algo menos de 1m a varios metros de espesor con plegamiento más amplio que el de las filitas y se intercalan entre filitas (La Rioja) o entre filitas y pizarras (Clyde), donde constituyen pliegues simétricos de plano axial subvertical. Su granulometría es gruesa a fina y son portadoras de scheelita diseminada que en algunos casos está removilizada y concentrada en venas de cuarzo de segregación metamórfica.

Las cuarcitas granatíferas se presentan dentro de los esquistos cuarzo-micáceos de bajo grado; poseen algunos centímetros de espesor hasta casi un metro. No son continuos en el rumbo y presentan fenómenos de *boudinage*.

En esta zona las metavolcanitas se disponen de dos maneras: en bancos de 1 a 10 cm de espesor y largos de varios metros, intensamente plegados como los que se pueden observar en el viejo camino minero con entrada desde la ruta 10 a la mina La Teodolina, y en cuerpos tabulares concordantes, macizos, de 1 a 4 m aunque ocasionalmente llegan a 8 m de potencia, que se pueden presentar en 2 ó 3 fajas cercanas paralelas, cuyas longitudes llegan a los 600 m, concordantes con los esquistos regionales y con contactos netos hacia ellos. Por su dureza resaltan de las rocas de caja. El metamorfismo sobreimpuesto dificulta la diferenciación entre piroclastitas y lavas, sobre todo por la recristalización producida en la matriz. Los argumentos que se esgrimen para considerar que gran parte tengan origen piroclástico son la forma de yacencia y su aspecto al microscopio. Es posible visualizar vitroclastos y litoclastos y la disposición que adoptan las micas, las que remarcarían planos originales de flujo y/o estratificación. Las metatobas presentan fenocristales de cuarzo, feldespato y mica. Al microscopio muestran una textura blastoporfírica. Los blastofenocristales (alrededor del 20% del total de la roca) son de plagioclasa sódica con numerosas inclusiones y/o reemplazos de sericita, cuarzo y mineral opaco, algunas veces zonados, de cuarzo policristalino, de microclino, de moscovita y escasa biotita. Se presentan con formas subidioblásticas a idioblásticas, formas que son interpretadas como controladas por la euhedralidad de los cristales ígneos madres de las metatobas. Las metalavas dacítico-riodacíticas se encuentran en el área de las minas Reinita-6 de septiembre (figura 2). La roca es escasamente porfírica con fenocristales de cuarzo y feldespato, en pasta fina en la que se distinguen laminillas de mica. Al microscopio presentan textura blastoporfírica con presencia de individuos mayores de plagioclasa (An_7) en cristales idiomórficos a subidiomórficos que muestran inclusiones de cristales de moscovita y cuarzo, y reemplazos parciales de sericita. Acompañan escasos cristales de microclino micropertítico, parcialmente alofanizados y agregados policristalinos de cuarzo conformas externas subidioblásticas a idioblásticas que se interpretan como rellenos silíceos hidrotermales. Las matrices son finas y agregados granoblásticos semejan a texturas felsíticas volcánicas. Cuarzo, albita y escaso microclino están acompañados por cantidades subordinadas de moscovita asociado a granate, Brodtkorb *et al.,* (1984).

Estructura

En el área predomina el estilo tectónico impuesto por el ciclo Famatiniano. El rumbo general de las rocas es N 30° y las inclinaciones varían de 60° al oeste hasta subverticales.

Morfología

En este distrito se está en presencia de tres tipos de mineralizaciones: en metavolcanitas, en metapsamitas y en cuerpos de cuarzo de origen metamórfico.

En la figura 2 se observa la corrida oriental constituida por las pertenencias Rivadavia, Almirante Brown, Reinita y 6 de septiembre, que se encuentran en el principal alineamiento de metavolcanitas del área. La scheelita se dispone de manera diseminada y en finas venillas de cuarzo, dentro de las metavolcanitas.

Hacia el sudoeste se localizan las minas Clyde y La Rioja. En Clyde la mineralización scheelítica se presenta irregularmente diseminada en metapsamitas (metavaques feldespáticas) que conforman bancos de 1 a varios metros de espesor con plegamientos amplios simétricos de planos axiales inclinados hasta subverticales (Fernández *et al.,* 1991*).* En este yacimiento fueron explotadas principalmente las charnelas de los pliegues por su enriquecimiento wolframífero. En el depósito La Rioja, de unos 600 m de largo, se está en presencia de metavaques feldespáticas y metarenitas, concordantes con esquistos biotíticos en parte turmalínicos y pequeños bancos de metavolcanitas. La scheelita se ubica en las diferentes litologías como así también en numerosas venillas de cuarzo de segregación metamórfica que las atraviesan; éstas son subparalelas al eje de los pliegues, como relleno de diaclasas.

La mineralización scheelítica en la mina La Teodolina se encuentra en un esquisto biotítico con presencia de turmalina y de materia orgánica. En este esquisto la scheelita (0,5-0,05 mm) está finamente diseminada y algunas veces ordenada en planos de esquistosidad, es porfiroblástica y esporádicamente asociada a arsenopirita. La mineralización económica sin embargo, se halla en guías de cuarzo con ojos y nidos de scheelita y en rosarios dentro de los esquistos que los mineros llaman “embutidos”. La explotación más importante se realizó en los denominados “Pozo de Sosa”y “Pozo Grande”, hoy inundados. La tradición oral

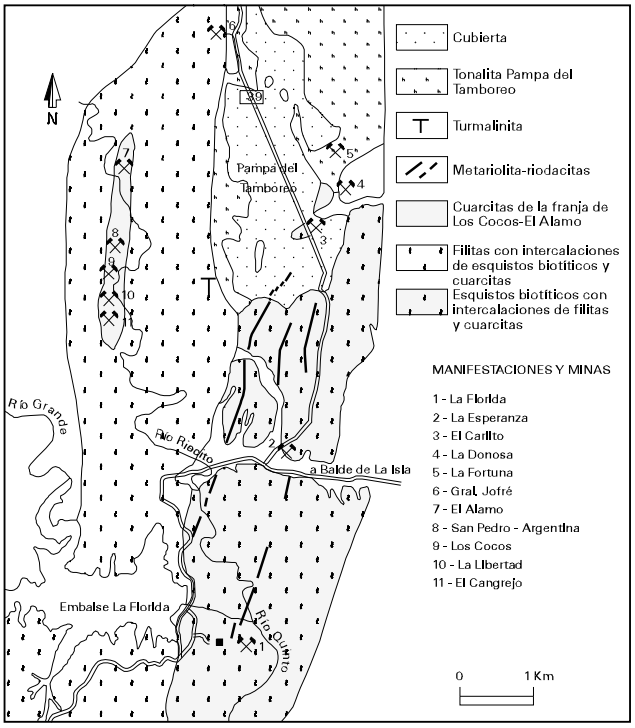


Figura 3. Bosquejo geológico y ubicación de los yacimientos La Florida, Los Cocos y distrito Pampa del Tamboreo.

habla de "puros"de scheelita de varios kilogramos, el más grande de 400 kilogramos. Esta mineralización económica se considera producida por removilización metamórfica. Para saber como fue la mena, nos podemos informar en el trabajo de Monchablón (1956), quien dijo " la mena principal está constituida por la asociación de delgadas guías, lentiformes, de milímetros hasta 20 cm de potencia, con alta ley de wolframio. El sistema de guías cuarzo-scheelíticas es concordante con la foliación del esquisto micáceo regional. La asociación de guías mineralizadas origina, en el pique principal de la explotación actual, de 29 m de profundidad, un cuerpo de hasta 7 m de potencia, aunque la media debe estimarse en 4 m, pero con una corrida de solo 3,5 m, en forma de chimeneas subverticales". En la opinión de Sabalúa y Mate (1981) la tectónica controla esta mineralización y los esquistos estarían intensamente plegados con pliegues de plano axial subvertical de rumbo variable entre N 20° y N 45° y ejes buzantes al norte y al sur. Mantos de cuarzo ocuparían las charnelas y senos de pliegues. En corrida, el sistema de guías se adelgaza y desaparece en la foliación del esquisto. La localmente denominada "roca mora" es un esquisto de aspecto moteado debido, según Ramos (1990), a una alteración con crecimiento metasomático de cristales de biotita y la notable disminución de moscovita. A nuestro entender esta alteración puede ser sinsedimentaria producto de los fluidos mineralizantes que han alterado a los sedimentos recién depositados.

En esta zona se encuentra en forma apretada la asociación metavolcanitas, metapsamitas, exhalitas (esquistos cuarzo- granatíferos y esquistos biotíticos con plagioclasa y hasta 3 % de turmalina).

Mineralogía

El mineral más importante es la scheelita. La arsenopirita se halló cerca de la mina La Teodolina y la pirita es ubicua.

DISTRITO LA FLORIDA

Ubicación

El área se encuentra a unos 50 km al noreste de la ciudad de San Luis y su acceso se realiza por la ruta que une la capital con el dique La Florida. Este distrito consta de una corrida de unos 1000 metros de rumbo norte-sur (figura 3). La mina La Florida se localiza a unos 300 m al este del pueblo del dique La Florida y las demás manifestaciones siguen hacia el norte. Pasando la falla del río Quinto se encuentra La Cautiva, y cerca de Balde de la Isla se ubica La Esperanza. Las coordenadas de la mina La Florida son 66°de longitud oeste y 33°07'de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

La mina La Florida fue una de las cuatro grandes explotaciones que operaban durante la primera guerra mundial y siguió trabajando intermitentemente hasta los años '70. Tenía una gran planta de molienda y concentración. Se abandonó por falta de demanda, pero no por escasez de mineral. A principios de los años '70 se realizaron estudios que permitieron establecer reservas estimados de 25.000 t (Roberts, 1979).

Sistema de explotación

Este yacimiento fue explotado cielo abierto en un largo de unos 300 m y luego subterráneamente, entrando por una galería y subniveles hasta los 80 m, además de dos piques, Sur y Las Brujas. Los cateos La Cautiva y La Esperanza fueron explorados con trincheras de algunas decenas de metros y galerías, ahora derrumbadas, de unos 10-15 metros. Entre La Florida y La Esperanza se hallan trabajos exploratorios.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito La Florida se localiza dentro de los esquistos biotíticos que se localizan al oeste de la Formación San Luis, acompañados por cuarcitas, metavolcanitas y removilizaciones de cuarzo debidas al ciclo Famatiniano.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

En esta región se encuentran filitas, esquistos biotíticos con intercalaciones de cuarcitas y metavolcanitas (Bro-

dtkorb *et al*., 1985; Hack *et al*., 1991). Hacia el sur y suroeste se ubica el granito sincinemático Río Quinto (Llambías *et al.,* 1996).

Las filitas se presentan al este de la zona de estudio. Son rocas de grano fino muy esquistosas. Según su contenido en moscovita, biotita o clorita muestran colores grisáceos, a verdosos y azulinos. Los minerales mayoritarios son cuarzo y moscovita, los minoritarios biotita y albita, los accesorios granate, clorita, epidoto, turmalina y circón.

Los esquistos biotíticos predominan al oeste del sector en consideración. Son de color gris verdoso, de grano mediano y con textura generalmente foliada. Se reconocen planos de clivaje paralelos a la esquistosidad principal. Los minerales mayoritarios son cuarzo, biotita y plagioclasa (albita-oligoclasa) y moscovita como minoritario, entre los accesorios se identifican granate, clorita, andalusita, epidoto, zoicita, turmalina, calcita y pirita. Las rocas, en general foliadas, están formadas por capas claras de textura granoblástica integradas por plagioclasa y cuarzo y otras oscuras de textura lepidoblástica con biotita y moscovita. En las cercanías de las metavolcanitas mineralizadas se observa una fina diseminación de scheelita algunas veces con arreglo metamórfico. El granate es porfiroblástico y su formación pre a sincinemática con respecto a la esquistosidad principal. Por metamorfismo retrógrado las biotitas y los granates presentan cloritización y la plagioclasa y la andalusita, sericitización.

Las cuarcitas son macizas y lajosas. Estas últimas se rompen en lajas anchas paralelas a la esquistosidad principal, presentando en las superficies brillo sedoso debido a la moscovita. Los minerales principales son plagioclasa y zoisita, los minoritarios moscovita y microclino y los accesorios turmalina, granate, clorita, epidoto, circón y apatita. La textura es granoblástica equigranular. En el yacimiento La Florida el banco cuarcítico que acompaña las metariolitas presenta una predominancia de zoisita sobre plagioclasa con granos de scheelita diseminada irregularmente o bien paralela a la estratificación (figura 3).

Las metavolcanitas (metalavas dacíticas) de la mina La Florida se pueden seguir hacia el norte por unos 6 kilómetros. Son rocas macizas y sobresalen por su dureza de las filitas y esquistos biotíticos. Es una roca rosada- amarillenta con fenocristales de cuarzo y feldespato (microclino). La matriz es de grano fino y está formada por cuarzo, plagioclasa (albita) y escaso microclino. Como minerales accesorios se identificaron zoicita, granate, epidoto, clinozoicita, apatita, sericita, biotita, scheelita, monacita, ilmenita y hematita. La esquistosidad está remarcada por hileras de moscovita, por guirnaldas de granos idio a hipidiomorfos de granates, como así también por bandas de cuarzo- albita.

Estructura

En el área predomina el estilo tectónico implantado por el ciclo Famatiniano con rumbos norte-sur e inclinaciones subverticales. Los estratos muestran un plegamiento isoclinal con vergencia al este con ejes que se hunden subverticalmene al norte. Las intercalaciones cuarcíticas suelen estar rotas y deformadas, que puede deberse a la superposición de los ejes de deformación del ciclo Famatiniano

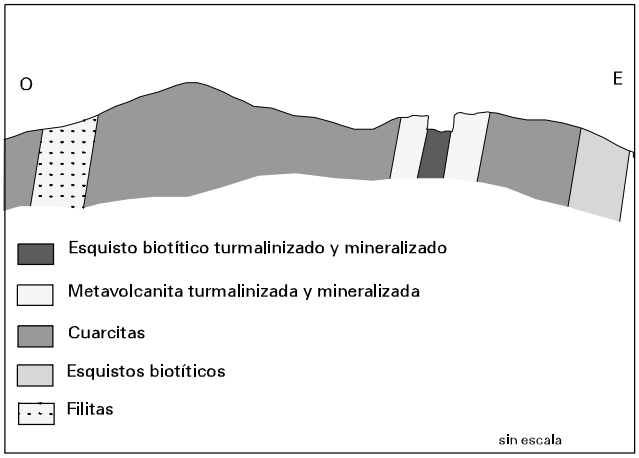


Figura 4. Perfil litológico a la altura de la mina La Florida.

Morfología

La mina La Florida y la manifestación La Cautiva son geológicamente similares y la estructura se encuentra desplazada por una falla por donde corre el río Quinto. Un perfil a la altura de la mina La Florida presenta esquistos biotíticos con intercalaciones de filitas y luego una sucesión de bancos de cuarcitas macizas y lajosas hasta llegar a la zona mineralizada (figura 4). Esta, de unos 30 m de potencia, se halla conformada por metariolitas y esquistos biotíticos. La actividad hidrotermal formó un enrejado de turmalina, fluorita, cuarzo y scheelita en ambas rocas que les confieren un aspecto félsico. Una removilización metamórfica formada a lo largo de diaclasas produjo lentes y venillas discordantes de cuarzo y cuarzo- turmalina.

La Esperanza se sitúa al norte de las anteriores. La mineralización se dispone en la misma metavolcanita que va desde La Florida hasta Pampa del Tamboreo, observándose aquí una potencia de sólo 9 metros.

Mineralogía

La scheelita es el único mineral de mena. Se presenta diseminada en las metavolcanitas y en los esquistos biotíticos en enrejados de turmalina, fluorita y cuarzo. Además se encuentra como granos removilizados de hasta 2 cm, los “puros”, en la salbanda de venillas de cuarzo y cuarzo-turmalina. Las cuarcitas tienen sólo esporádicamente granos de scheelita finamente diseminados.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

En estos yacimientos existe una fuerte turmalinización y silicificación.

DATOS GEOQUÍMICOS

Los granates presentes en las metavolcanitas son zonales; fueron estudiados mediante microsonda y su composición es: en el núcleo 40,6 % mol spess. , 29-29,4 % mol alm. y 29,2-29,5 % mol. gros y en el borde 31,4-38,3 % mol spess., 36,7- 45,1 % mol. alm. y 14,9-30,8 % mol gros (Hack *et al*., 1991).

DISTRITO LOS COCOS

UBICACIÓN

Consta de una franja de 4 km de longitud formado, de sur a norte por las pertenecias El Cangrejo, La Libertad, Los Cocos, Argentina, San Pedro y El Alamo. Se ubica al oeste de la Pampa del Tamboreo, a orillas del río Riecito, a unos 50 km al noreste de la ciudad de San Luis (figuras 1 y 3). Se accede desde el dique La Florida o desde la Pampa del Tamboreo por el viejo camino minero, parcialmente destruido. Las coordenadas del distrito son 66°02'de longitud oeste y 33°05'de latitud sur.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

No se conocen leyes, reservas y producción.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

La mina Los Cocos fue explotada superficialmente mediante trincheras y piques-rajos que siguen la dirección de los ejes de plegamiento, parcialmente accesibles. Se realizaron galerías de exploración. En las demás manifestaciones se efectuaron sólo trincheras exploratorias con poca explotación. Los Cocos, El Cangrejo y El Alamo presentan bancos ricos en scheelita, por lo que merecen considerarse zonas recomendables de prospección wolframífera dentro de la provincia de San Luis.

En Los Cocos quedan las ruinas de su planta de concentración.

GEOLOGÍA REGIONAL

La mineralización de este distrito se encuentra en bancos de cuarcitas intercalados en esquistos biotíticos que se encuentran al oeste de la Formación San Luis. En forma paralela a la corrida de los depósitos se halla una turmalinita (Brodtkorb *et al.,* 1985b) y diferentes bancos de metavolcanitas.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

Desde la ruta provincial 39, a la altura de la cruz de Pampa del Tamboreo, hacia el oeste se localiza el extremo austral de la tonalita precinemática Pampa del Tamboreo, que presenta xenolitos de esquistos biotíticos. Siguiendo en dirección al oeste se hallan bancos de esquistos biotíticos con intercalaciones de turmalinitas, bancos angostos de pocos centímetros de potencia de metavolcanitas de formación sinsedimentaria, y escasas intercalaciones de filitas. Finalmente se llega a los bancos de cuarcitas. Estas poseen una fracturación en bancos anchos. Su composición química varía (Hack *et al.*, 1991) por lo que fueron clasificadas en: cuarcita A (portadora de scheelita), cuarcita B, esquistos cuarcíticos y cuarcitas calcosilicáticas. La cuarcita A está formada por cuarzo y plagioclasa (oligoclasa- andesina), y en menor proporción granate, hornblenda, epidoto, titanita, turmalina, escapolita, circón, scheelita, además de sericita, zoicita y pirita. La cuarcita B está integrada por cuarzo como componente mayoritario y en menor cantidad biotita, oligoclasa, microclino, circón y rutilo. La biotita se acomoda a la esquistosidad y se altera a clorita. Algunas veces estas rocas poseen una tonalidad más oscura, debido a la presencia de cristales idiomorfos de grafito dispuestos en forma diseminada. Los esquistos cuarcíticos están compuestos por cuarzo, feldespatos y biotita y como minerales accesorios turmalina, circón, apatita y rutilo; presentan textura granolepidoblástica. La cuarcita calcosilicática se encuentra en la parte más oriental del yacimiento Los Cocos y se caracteriza por su contenido en granate con cristales de hasta 2 milímetros. Está constituida por cuarzo y plagioclasa (bitownita), además de hornblenda, zoicita y granate; escasos son epidoto, microclino, calcita, circón, clorita, apatita, pirita y scheelita. Los anfíboles (actinolitas y hornblendas actinolíticas) se presentan en tablillas que pueden ser quebradas y en granos poiquilíticos. El granate es idio a xenomórfico, no es zonal, y lleva inclusiones de cuarzo y hornblenda. La composición química fue analizada mediante microsonda, definiéndose la siguiente composición: 34,4-35,4 % mol alm, 28,9- 29,5 % mol spess, y 28,1-29,9 % gros.

Los esquistos biotíticos están formados por cuarzo, biotita y plagioclasa (albita- oligoclasa) y en menor cantidad moscovita, granate, clorita, andalusita, epidoto, zoicita, turmalina y calcita.

Las filitas afloran al este de la zona en cuestión; son rocas de grano fino que por su buen clivaje se rompen en lajas paralelas a la esquistosidad. Los minerales que la forman son cuarzo y moscovita, seguidos por biotita y albita, y los accesorios apatita, turmalina, granate, epidoto, circón y clorita.

Las turmalinitas son rocas esquistosas de color gris oscuro acerado; los bancos tienen de 0,5 a 3 m de espesor y un desarrollo de decenas de metros. Se encuentran macro y microfoliados. Están integradas por bandas de cuarzo, mos-

covita, ricas en turmalina y materia orgánica y menores cantidades de biotita, pirita, limonitas, rutilo y oro (Brodtkorb *et al., 1985)*. La turmalina está presente en un porcentaje entre 15 y 40 %.

Algo más al sur, en la cantera El Latino, se encuentran metavolcanitas que fueron datadas en 529 ± 12 Ma (Söllner *et al*., 1998).

Estructura

En el área predomina el estilo tectónico sobrepuesto por el ciclo Famatiniano, con rumbos norte-sur e inclinaciones subverticales a subhorizontales. Se puede reconocer la sobreposición de ejes de plegamiento nornoreste a norte a otros ejes de plegamiento oeste-este.

En la figura 5 se puede observar el seguimiento de la explotación en los bancos cuarcíticos plegados.

Morfología

La mineralización es de forma tabular encontrándose un banco en la mina Los Cocos y tres en El Alamo. La scheelita se presenta en forma diseminada en la cuarcita y en pequeñas guías de cuarzo y cuarzo- turmalina que la atraviesan.

Mineralogía

El mineral económico es la scheelita, en tamaños de grano cercanos a 1 mm cuando se presenta en forma diseminada y hasta 1 cm en las venillas de cuarzo y cuarzo-turmalina Tiene color de fluorescencia azul.

MODELO GENÉTICO

El modelo genético de estos cinco distritos es el de yacimientos estratoligados volcanogénico-exhalativos. En un sistema geotermal volcanogénico se depositaron tobas y lavas y a la vez se difundieron fluidos hidrotermales aportando W, B (F, Au, Sb, etc.) en un ambiente de sedimentación pelítico-psamítico. El metamorfismo sobrepuesto del ciclo Famatiniano transformó esas unidades litológicas en filitas, esquistos biotíticos, cuarcitas, y metavolcanitas. En los lugares donde las emanaciones de boro fueron más concentradas y quizá asociadas a sílice depositada por precipitación química, se formaron por metamorfismo las turmalinitas (esquistos cuarzosos con más de 20% de turmalina)y en aquellos donde hubo emanaciones enriquecidas en manganeso, luego por metamorfismo se formaron los esquistos cuarzo-granatíferos (spessartíticos).

DISTRITO PAMPA DEL TAMBOREO

Ubicación

Este distrito se localiza en la Pampa del Tamboreo, a unos 50 km de la ciudad de San Luis y está atravesado por la ruta provincial 39. Las pertenencias son Carlito, General Joffré, La Donosa y La Fortuna (figura 3).

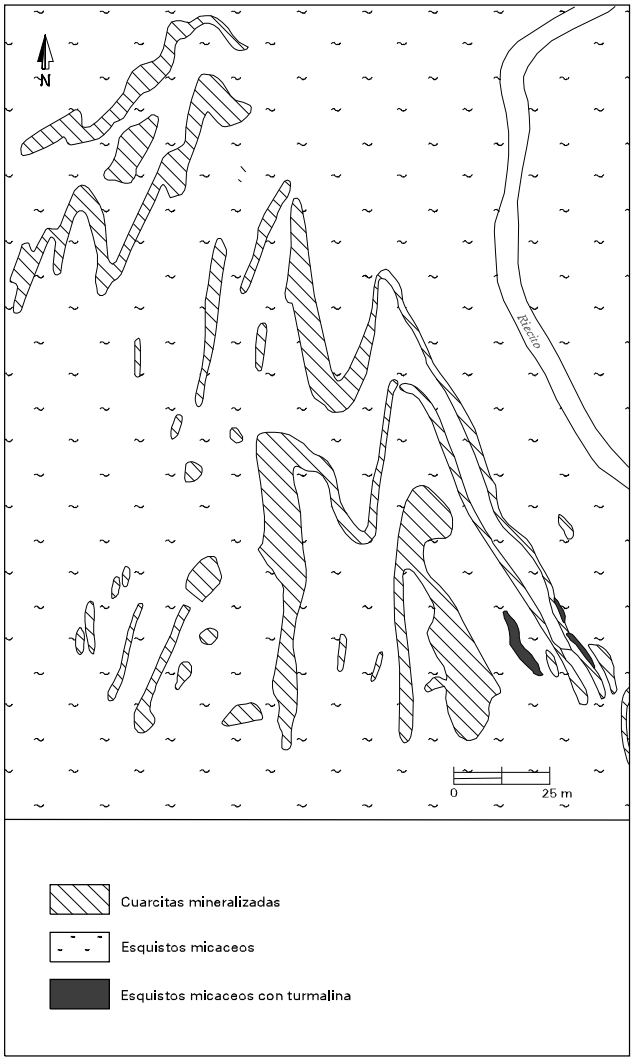


Figura 5. Bosquejo geológico de la mina Los Cocos mostrando la deformación de las cuarcitas mineralizadas por el ciclo Famatiniano.

Leyes, reservas, producción

No se conocen leyes ni producción. Las reservas son muy limitadas debido a su pequeño tamaño. No revisten interés económico.

Sistema de explotación

Los yacimientos fueron explotados mediante trincheras y pequeños piques.

GEOLOGÍA REGIONAL

En esta región afloran filitas, esquistos biotíticos, cuarcitas y rocas metavolcánicas de la Formación San Luis y la tonalita precinemática Pampa del Tamboreo.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Las filitas son rocas de grano fino, muy esquistosas, compuestas por cuarzo y moscovita, y menor proporción de albita y biotita. En esta área se encuentra además una variedad de filita portadora de scheelita, compuesta por clorita, actinolita, cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa) que según Hack *et al*., (991), es de posible origen volcánico.

Los esquistos biotíticos presentan textura generalmente foliada. Los componentes principales son cuarzo, biotita y plagioclasa (albita-oligoclasa), con escasa moscovita. Contienen vetillas de cuarzo localmente deformadas por metamorfismo.

Al igual que en el distrito La Teodolina, las metavolcanitas se presentan de dos maneras: en bancos delgados (1-10 cm de espesor y varios metros de largo) y en bancos macizos (de decímetros hasta 6 m de espesor y 1.000 m de largo).

La tonalita de Pampa del Tamboreo fue originariamente estudiada por Zardini (1966) y datada por Sims *et al*., (1997) en 454 Ma, lo cual confirma su edad preoclóyica postulada por Sato *et al*., (1996). En su porción sur se alojan las manifestaciones La Fortuna y La Donosa, que se encuentran en la interdigitación de la tonalita con los esquistos biotíticos y las filitas. La textura ígnea original del intrusivo lleva sobreimpuesto texturas metamórficas del ciclo Famatiniano con foliación y deformación plástica. La roca es de composición tonalítico-granodiorítica y está formada por plagioclasa (oligoclasa-andesina), cuarzo y biotita; en proporciones menores se hallan feldespato potásico y zoisita y como accesorios apatita, circón, titanita, clorita, epidoto, granate y mineral opaco.

Estructura

En el área predomina el estilo tectónico sobrepuesto del ciclo Famatiniano sobre las rocas sedimentarias e intrusivas**.**

Morfología

La pertenencia Carlito está conformada por un manto de cuarzo concordante con las rocas de caja. En un perfil oeste-este se localizan filitas, metavolcanita con hornblenda, manto de cuarzo, filitas y metavolcanita ácida (Hack *et al.,* l991*)*. La scheelita se presenta alineada dentro del cuarzo lo que hace pensar que fue anterior a la deformación del ciclo Famatiniano.

En la mina General Joffré se observa un manto de cuarzo-turmalina concordante a una secuencia de filitas con intercalaciones de cuarcitas y su recorrido es de unos 300 metros.

Los depósitos La Donosa y La Fortuna son mantos de cuarzo en el borde de la tonalita, en parte incluidas en ella, muy deformados y cizallados.

MODELO GENÉTICO

Estos yacimientos se consideran formados con relación a la intrusión precinemática de la tonalita Pampa del Tamboreo sobre un protolito anterior.

DISTRITO DE PANCANTA

INTRODUCCIÓN

El Valle de Pancanta corresponde a la segunda de las zonas de bajo metamorfismo de la Sierra de San Luis. En ella se encuentran tres grupos de pertenencias de wolframio que denominaremos norte, centro y sur y que se extienden unos 16 km al sur de la localidad de La Carolina (figura 6). En la zona norte fueron importantes las minas San Román y La Puntana, en el centro La Media Luna, San Ramón y Don Manuel y en el sur Raquel y Pringles. Aún es poco lo que se conoce de la geología, petrografía y génesis de estos yacimientos.

Ubicación

El Valle de Pancanta se halla unos 60 km al norte la ciudad de San Luis y se accede por la ruta provincial 9.Sus coordenadas son 66°06'de longitud oeste y 32°50'/55'de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

Según Monchablón (1956) en la mina San Román, en ese año había 3.500 t preparadas para la explotación y una reserva estimada en 24.000 toneladas. En los años '70 la Dirección de Promoción Minera profundizó el pique y extendió algunas galerías. En la zona centro se estimaban 25-30.000 t con una ley de 0,75% de WO_3.

Sistema de explotación

La mina San Román fue explotada primeramente en trincheras a cielo abierto a lo largo de aproximadamente 1 km, y luego por el método de corte y relleno en laboreo subterráneo.

Las minas de la zona centro y sur se comenzaron a trabajar sobre el afloramiento de las vetas siguiendo en profundidad hasta donde lo permite la estabilidad de la roca de caja.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento del distrito

La mina San Román es conocida desde fines del siglo pasado y durante la primer guerra mundial fue una de las cuatro minas importantes explotadas por la compañía Hansa.

GEOLOGÍA REGIONAL

Este distrito se ubica en una zona de bajo metamorfismo conformada por filitas y cuarcitas *l. s.* en la que se encuentran bancos de metavolcanitas y los intrusivos tonalíticos precinemáticos La Verbena y Bemberg. Al este del área se localiza el granito de La Escalerilla, un cuerpo elongado de decenas de kilómetros de largo que presenta en su parte central una inflexión. Posee una foliación interna de dirección norte-sur y numerosas zonas de cizalla (Sato *et al*., 1996) como por ejemplo en el borde oriental en el contacto con los esquistos micáceos. El rumbo de las filitas acompaña la inflexión del granito por lo que se considera al mismo sincinemático (Ortiz Suarez *et al.*, 1992). La edad de 404 Ma determinada por Camacho e Ireland (en Sims *et al*., 1997) abre una incógnita al significado de su emplazamiento.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Las rocas que conforman esta área varían según fuera su protolito más pelítico o psamítico en filitas, esquistos biotíticos, esquistos cuarzo moscovíticos y cuarcitas. En las filitas y los esquistos el mineral más abundante es el cuarzo, seguido por moscovita-sericita, biotita y clorita; como accesorios se halla epidoto, cloritoides, limonitas. El grado metamórfico es el de esquistos verdes aunque se han observado esquistos con presencia de finas agujas de sillimanita entre granos de cuarzo y cuarzo-moscovita que indicarían facies anfibolita. Las rocas se presentan muy deformadas macro y microscópicamente En algunos cortes delgados se puede ver una esquistosidad sobrepuesta por otra. En el caso de las cuarcitas una corta a la otra en ángulo agudo, en el caso de esquistos biotíticos la sobreposición llevó a crenulación. En los bancos de cuarcitas masivas quedan relictos de estructuras sedimentarias (Reichelt, 1994).

Las metavolcanitas, a diferencia de la Pampa del Tamboreo, aparentemente no muestran mineralización scheelítica, aunque como se dijera falta mayor reconocimiento del área. Se presentan en bancos de 30-50 cm hasta 1-3 m de potencia y largos entre decenas y centenas de metros, que por su dureza y color blanco-amarillento resaltan del de las rocas de caja. Poseen una textura blastoporfírica con 10-15% de blastofenocristales de cuarzo, plagioclasa, micas y microclino en una matriz recristalizada. Esta última está formada por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, escaso feldespato potásico, epidoto y circón. Estas rocas son clasificadas como metadacitas-metariodacitas.

La tonalita La Verbena es un cuerpo elongado en dirección norte-sur que sé intruye en una faja de esquistos cuarzo-micáceos y en el borde oriental es intruido a su vez por el granito La Escalerilla. (Sato *et al.,* 1996). En partes este contacto se encuentra afectado por una faja de cizalla. La lineación de los minerales que la componen y la foliación son paralelos a la esquistosidad s_2 de la caja. Más hacia el sur se encuentra la tonalita Bemberg que consiste de varios afloramientos que intruyen a los mismos esquistos cuarzo-micáceos que alojan a la tonalita Las Verbenas. También aquí se advierte foliación definida por la orientación de la biotita y zonas de cizalla.

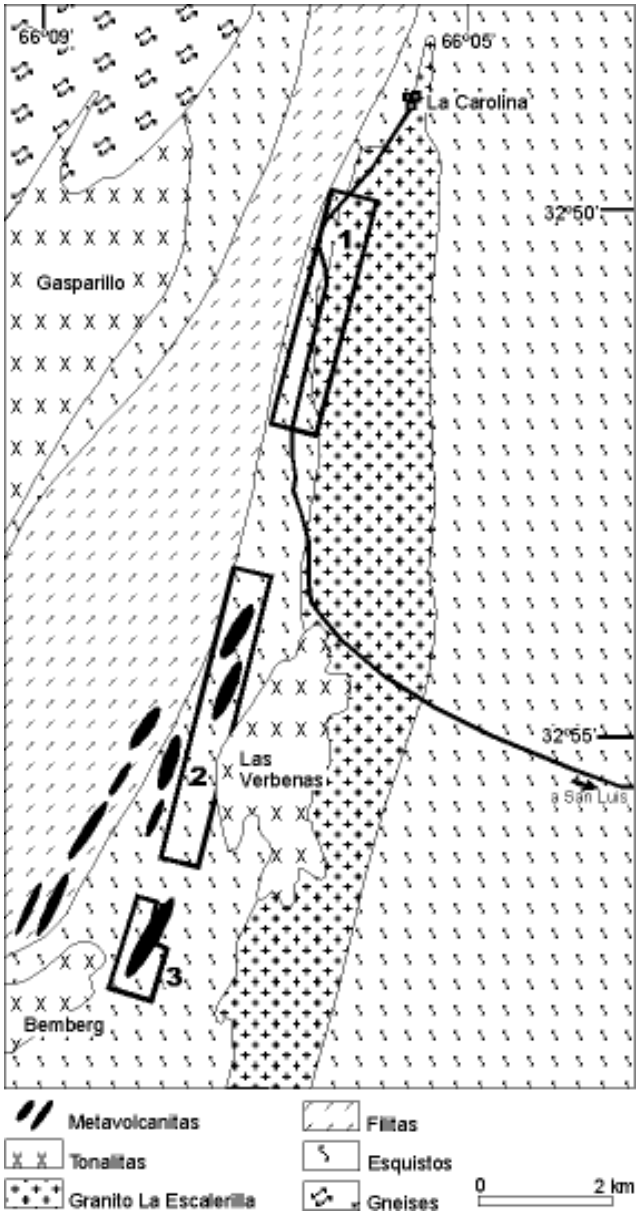


Figura 6. Bosquejo geológico del Valle de Pancanta.

El granito La Escalerilla es un cuerpo elongado en la dirección norte-sur de decenas de kilómetros de largo y solo 2 km de ancho que separa las filitas del oeste con los esquistos biotíticos del este.

Estructura

En la zona norte una importante fractura atravesó en dirección meridional tanto al granito La Escalerilla como a

las filitas de la caja. Así en la mina San Román en la parte superior las vetas se alojan en el granito mientras que en los niveles inferiores lo hacen en las rocas metamórficas. En La Puntana esa característica es aún mayor.

Los mantos de cuarzo de la zona centro son concordantes con la roca de caja, que generalmente es un esquisto biotítico-epidótico (turmalínico) que los antiguos denominaron "lamprófiro" aunque lo definieron como "no verdadero".

Morfología

Los yacimientos San Román y La Puntana son cuerpos tabulares conformados por cuarzo. En la zona centro la mineralización está ligada a las salbandas entre los mantos de cuarzo y los esquistos, es discontinua y se presenta en fajas de hasta 30 centímetros.

En la tonalita Las Verbenas se localizan algunas vetas de cuarzo con mineralización de wolframita y scheelita. Los yacimientos del sur son de difícil acceso y las descripciones existentes sobre el área son difíciles de interpretar a la luz de los conocimientos actuales de la geología.

Mineralogía

En este distrito se presenta wolframita y scheelita variando las proporciones de norte a sur. Mientras en San Román la proporción es de 4:1 en la zona centro es de 1:9. La scheelita tiene fluorescencia celeste claro. En los yacimientos de la zona centro es frecuente observar la íntima asociación scheelita-epidoto (clinozoisita).

La pirita y la calcopirita son ubicuas y pueden estar en contenidos de 1-2%. En las pertenecias Ben Abad y Pringles se ha localizado oro. En los depósitos de la zona centro se identificó bismutinita.

En algunos lugares se puede observar minerales secundarios de cobre.

Geocronología

En esta zona fue datada una metavolcanita en 529±12 Ma (Söllner *et al*, 1998).

MODELO GENÉTICO

Es difícil de precisar el modelo genético de las tres zonas. Por una parte se trata de una alineación meridional de unos 16 km, en las que se presentan en la parte norte vetas de cuarzo con wolframita en fracturas importantes. En la zona central la mineralización de scheelita se encuentra en las salbandas entre mantos de cuarzo y esquistos biotíticos-epidóticos(turmalínicos) cuyo origen aún no está dilucidado como así tampoco la posible relación con exhalaciones volcanogénicas. Las zonas de cizalla conocidas hasta ahora desde La Carolina hasta más al sur de la tonalita Bemberg permiten suponer que el emplazamiento último de las mineralizaciones tengan relación con ella.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. K.de, Pezzutti, N. E., y Brodtkorb, A., 1985a. La franja con mineralización scheelítica entre el dique La Florida y Paso del Rey, provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (1-2): 51-59.

Brodtkorb, M. K.de, Pezzutti, N. E., y Dalla Salda, L., 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. *9º Congreso Geológico Argentino,* 2: 181-190.

Brodtkorb, M. K.de, Fernández, R. R., Pezzutti, N. y Ametrano, S., 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. *3° Biennial SGA Meeting, Prague.* 221- 224.

Brodtkorb, M. K.de, Pezzutti, N., Brodtkorb, A. y Schidlowaki, M., 1985b. Tourmaline- schists and their relationship to precambrian scheelite deposits from the San Luis province, Argentina. *Monograph series on Mineral Deposits* 25: 151-160. Gebrüder Borntráger.

Brodtkorb, M. K.de , Fernández, R. R., Pezzutti, N., Beer, E., Hirschl, R y O, Sparisci, 1998. Geología de la franja con mineralización scheelítica de la zona de cizalla Río Guzmán, provincia de San Luis, Argentina.1*0° Congreso Latinoamericano de Geología* y *6° Congreso Nac. de Geología Económica* 1:33-38.

Fernández, R. R., Pezzutti, N. E. y M. K.de Brodtkorb, 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo-Paso del Rey-Santo Domingo, provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M. K.de (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata,* 1, 153-170

Fernández, R. R., Pezzutti, N. E., Brodtkorb, M. K.de y W. Paar, 1994. Cuarcitas spessartíticas (coticules) del yacimiento scheelítico La Higuera, provincia de San Luis. *2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata,* 3, 89-100.

Hack, M., Brodtkorb, M. K.de, Höll, R. y A. Brodtkorb,1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique La Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis.. En: Brodtkorb, M.K.de (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata,* 1, 113-152.

Llambías, E. J., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suarez, A. Toselli, A. y J. Saavedra,1991. Leucogranodioriotas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis. *6° Congreso Geológico Chileno.* 187-191.

Llambías, E. J., Quenardelle, S., Ortiz Suarez, A. y C. Prozzi, 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra Central de San Luis. *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 487-496.

Malvicini, L., Ortiz Suarez, A., Sosa, G. M., Ulacco, H. y Ramos,G.,1991. El ciclo metalogenético Precámbrico-Paleozoico de la Sierra de San Luis, República Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno,* 101:105.

Monchablon,A., 1956. Yacimientos de wolframio de la provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.* Informe inédito.

Ortiz Suarez, A., Prozzi, E. J. y Llambías, E .J., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides.asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48 (5-6): 269-277. España

Prozzi,C. y G. Ramos, 1988. La Formación San Luis. 1° *Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas.* San Luis.

Ramos, G.,1990. Estudios preliminares sobre el control estructural en la mina de scheelita La Teodolina, provincia de San Luis. *11º Congreso Geológico Argentino,* 1:357-360.

Ramos, G., 1992. Caracteres estructurales de algunas manifestaciones de scheelita de la zona de la mina La Teodolina, San Luis, Argentina. en: Brodtkorb, M. K.de y Schalamuk, I. B. (Eds.). 1 Reunión de Mineralogía y Metalogenia. *Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata,* 21: 237-247.

Ramos, G., Ortiz Suarez, A. y Malvicini, L.,1997. Características del protolito de las metamorfitas de bajo grado portadoras de granates ferro- manganesíferos y scheelita en el área de Paso del Rey, San Luis, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno,* 2: 1478- 1482.

Renard, A., 1879. Sur la structure et la composition mineralogique du coticule. *Academie Royale de Belgique,* 41.

Reichelt, W. 1994. Geologie und Geochemie des Pancantatales in der Provinz San Luis, Argentinien. *Tesis de Licenciatura. Universidad de Munich.* Alemania

Roberts, F. S., 1979. Wolframio en la provincia de San Luis. Memoria descriptiva de zonas productoras y sus yacimientos más importantes. *Dir. Gen. de Fabricaciones Militares.* Informe inédito.

Sabalúa, J. C. y O. A. Mate, 1981. Programa Tungsteno-Estaño. Informe final. *Dirección General. de Fabricaciones Militares.* Informe Inédito.

Sato, A. M., Ortiz Suarez, A., Llambías, E. J., Cavarozzi, C. E., Sanchez, V, Varela, R. y C. Prozzi, 1996. Los plutones pre-oclóyicos del sur de la Sierra de San Luis: Arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 5:259-272.

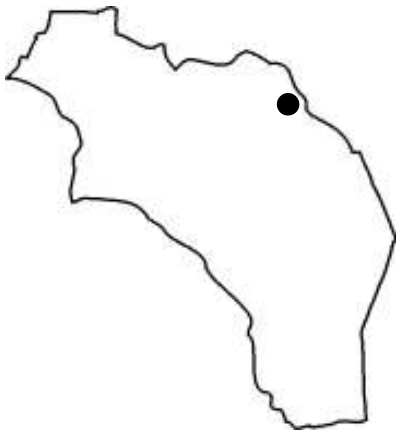
Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Anales* 28.

Söllner, F. , Brodtkorb, M. K.de, Miller, H., Pezzutti, N. y R. Fernández, 1998. Early cambrian effusion of the metavolcanic rocks from the Sierras de San Luis, Argentina: evidence from U/Pb age determinations on zircons. *10° Congreso Latinoamericano de Geología* y *6° Congreso Nac. de Geología Económica.* 2: 387.

von Gosen, W. and C. Pozzi, 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). *13° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 2:301-314

Zardini, R., 1966. Composición, estructura y orígen del Plutón de la Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. *Acta Geológica Lilloana*, 8:50-73. Tucumán.

Lavandaio, E. O. L., 1999. Depósitos de antimonio de la quebrada de La Cébila, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 337-343, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE ANTIMONIO DE LA QUEBRADA DE LA CÉBILA, LA RIOJA

Eddy O. L. Lavandaio[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito minero La Cébila se ubica en las adyacencias de la quebrada de la Cébila, en la sierra de Ambato, departamento Capital de la provincia de La Rioja.

Está integrado por tres grupos de vetas denominados Rumasupay, La Morenita y Tres Hermanos distribuidos en un área de unos 10 kilómetros cuadrados.

La Ruta Nacional 60 (asfaltada) atraviesa el área del distrito y lo comunica con las poblaciones de Mazán (La Rioja), a 22 km, y Chumbicha (Catamarca), a 33 kilómetros. El grupo Rumasupay se encuentra sobre la ruta y sus coordenadas geográficas son 28º14'05"S y 66º23'27"O (Passarello, 1996). Los grupos La Morenita y Tres Hermanos están a dos kilómetros al suroeste, unidos a la ruta mencionada por una huella precaria. Las distancias a las ciudades de La Rioja y Catamarca son, respectivamente, 100 km y 90 kilómetros.

El ambiente fisiográfico, ubicado entre los 900 y los 1.100 m s.n.m., presenta pendientes medias a fuertes.

El clima de la zona es de tipo continental moderado, templado a cálido, con precipitaciones del orden de los 250 mm anuales, distribuidos en una estación húmeda (verano-otoño) y una seca (invierno-primavera). Cabe aclarar que, si bien no hay datos estadísticos que avalen esta suposición, la vegetación existente en la quebrada hace pensar en la existencia de un microclima algo mas húmedo.

El agua superficial permanente mas cercana es una vertiente ubicada 4 km al norte, cerca de la ruta. Según Sgrosso (1949), es agua potable y su caudal de unos 900 litros por hora.

La vegetación es abundante. En el sector norte predominan cactáceas y arbustos espinosos, y en el sector sur se le suman especies arbóreas.

Leyes, reservas y producción

En el distrito se han descripto 35 vetas (Lavandaio, 1969) de las cuales se incluyen 22 en el presente trabajo, omitiéndose 13 pequeñas vetas del Grupo Rumasupay. Las leyes medias ponderadas son 1% a 4% de antimonio, 12 a 40 g/t de plata y pequeñas cantidades de oro (desde vestigios hasta 1,1 g por tonelada).

La última estimación de reservas fue hecha por Ingeoma S.A.(1987, en Passarello, 1996), y arrojó las siguientes cifras: 285.240 t con una ley media estimada en 1,47% de antimonio y 0,7 g/t de oro (Passarello, 1996).

Los registros de producción dan para el período 1937 a 1943 una cifra total de 83 t con leyes de 54%. En 1954 registra una producción de 5 t con ley de 55% (Angelelli, 1950 y 1970). Aparentemente, el mineral comercializado fue extraído principalmente del grupo La Morenita.

Sistema de explotación

El mineral se extrajo directamente del avance de socavones, piques y chiflones, excepto en unas pocas labores del grupo La Morenita, donde se observan rajos abiertos por encima de galerías, de poca extensión. Se desconoce si hubo alguna instalación que permitiera concentrar el mineral hasta obtener las leyes con que, aparentemente, se comercializó.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

De acuerdo a los registros existentes, la actividad del distrito comenzó en 1937. Se supone que, en los años previos y durante la Segunda Guerra mundial, el antimonio se convirtió en un metal estratégico de alto valor y esa circunstancia motivó la actividad documentada hasta 1954. La relación observada entre laboreos y escombreras en 1969 (Lavandaio, 1971) indica que no se efectuaron embarques de mineral, excepto en el grupo La Morenita, donde se habrían extraído varios cientos de toneladas que, por algún tipo de concentración, dieron lugar a la venta de las 88 t antes mencionadas.

Posteriormente a la época aludida, y en distintas oportunidades, se realizaron estudios técnicos y se intentaron reactivar los trabajos de exploración, pero finalmente el distrito quedó prácticamente abandonado.

Entre los trabajos y descripciones científicas y técnicas realizadas, cuyos datos se consignan en la bibliografía, se mencionan los de González Díaz (1967 y 1970) dedicados a la geología regional, y los específicos mineros de Harrington (1944), Sgrosso (1949), Fernández Lima y De la Iglesia (1954), Lavandaio (1969 y 1971), Ingeoma S.A. (1987, en Passarello, 1996).

Propietarios

La propietaria de las minas del distrito es la Compañía de Minas S.A. Mogote del Río Blanco, domiciliada en Florida 336, Piso 7º, oficinas 705 y 706, Buenos Aires.

Legalmente, el grupo Rumasupay está compuesto por las minas Primavera, Siquot, Gerardito, Luz, Graciela, Constitución, Fortuna, Elena, La Negra e Iturralde. El grupo La Morenita, por las minas La Morenita y Santa Margarita; y Los Tres Hermanos por la mina homónima.

Labores mineras

En el distrito hay un total de 54 labores de variada magnitud. Las más importantes, por su desarrollo, son las siguientes:

GRUPO RUMASUPAY

Veta 2: Parte media de su corrida superficial: chiflón (veta en mano) de 25 metros.

Vetas 8 y 9: Extremo norte de su corrida superficial: Pique de 35 m, a partir del cual se desarrollan 197 m de labores horizontales (cortavetas y galerías sobre vetas 8 y 9), distribuidas en cuatro niveles (0 m, -7 m, -14 m y -24 m).

Vetas 8 y 10: Inmediatamente al sur de la ruta: Pique de 32 m que comienza cortando a la veta 8 y termina cortando la veta 10, ambas con buzamiento al oeste. No hay desarrollo horizontal.

GRUPO LA MORENITA

Vetas 4 y 7: A lo largo de sus corridas se ubican cuatro labores subterráneas horizontales, separadas entre si, cuyo desarrollo total es de 160 m, y un pique de 11 metros.

GRUPO LOS TRES HERMANOS

Veta 1: a lo largo de su corrida hay 3 piques de unos 6 m cada uno.

Las labores mencionadas, como así también otras de menor magnitud, se encuentran en buen estado de conservación.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de Ambato pertenece al ambiente de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, Faja Oriental (Caminos, 1979). En la zona está constituida fundamentalmente por rocas metamórficas, del Precámbrico superior al Cámbrico inferior, plegadas y afectadas por rocas intrusivas filonianas. El conjunto está levantado por la tectónica de fallamiento del Terciario y sus afloramientos sólo se cubren localmente por sedimentitas continentales del Carbonífero, del Terciario o del Cuaternario.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

En el área del distrito afloran tres unidades (ver figura 1) separadas por discordancias:

1- Formación La Cébila (González Bonorino, 1951 en Caminos, 1979) Son cuarcitas grises, amarillas y blancas, y esquistos de color gris verdoso a gris oscuro, en bancos intercalados, inyectados por diques pegmatiticos. La edad de las metamorfitas es precámbrica superior a cámbrica inferior (Caminos, 1979)

2- Formación El Trampeadero (Barreda, 1984, en Moreno y Bossi, 1993). Son sedimentitas continentales fluviales y lacustres del Carbonífero (datadas por González Díaz, 1970) Se trata de areniscas, conglomerados y arcilitas de color variable entre gris blanquecino y gris amarillento. Se apoyan en discordancia angular sobre el Precámbrico.

3- Sedimentos aluvionales modernos. Son sedimentos fluviales, de granulometría gruesa, que están restringidos a los lechos de las quebradas.

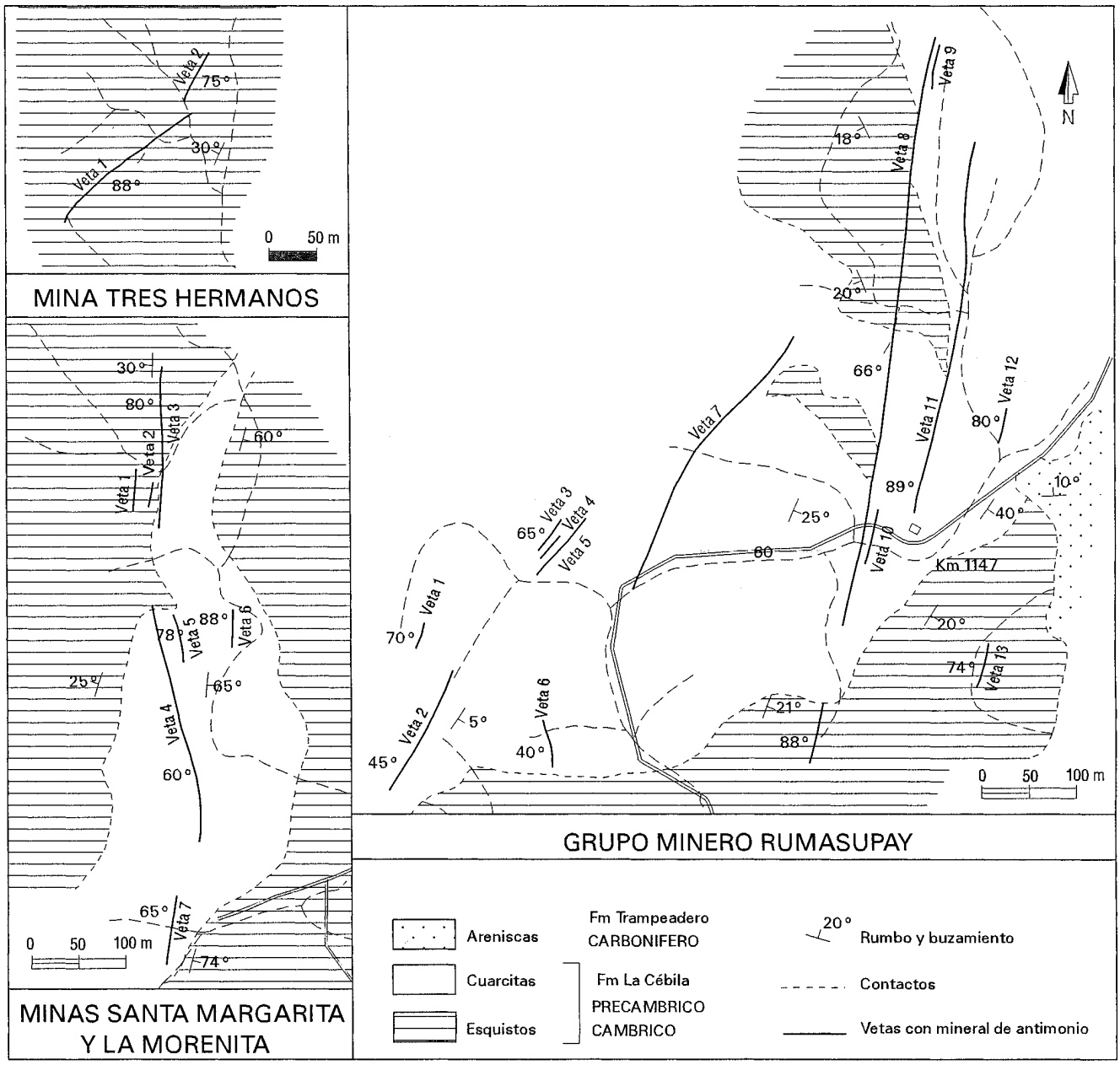


Figura 1. Geología del distrito.

ESTRUCTURA

Las cuarcitas y esquistos de la Formación La Cébila están intercalados en forma concordante y constituyen una estructura de plegamientos suaves, de gran radio de curvatura, con planos axiales de rumbo aproximado norte-sur, fuertemente inclinados al oeste. La esquistosidad es paralela a los planos de estratificación originales.

Existen cuatro juegos de fallas y diaclasas que afectan a esta unidad, todos ellos rellenados por rocas ígneas filonianas o depósitos hidrotermales.

Juego 1: Diaclasas de rumbo N-S a N30°E, y buzamientos al oeste entre 10° y 50°. El relleno es pegmatítico y su espesor varía entre 0,05 m y 3 m; excepcionalmente alcanzan espesores mayores. Cabe destacar que las pegmatitas son abundantes en los esquistos y escasas en las cuarcitas.

Juego 2: Diaclasas rellenas con cuarzo masivo de hasta 0,10 m de espesor, con rumbo N40°O a N80°O, subverticales. No fue posible establecer la edad relativa de los juegos 1 y 2.

Juego 3: Estas fracturas, de rumbo N05°E a N30°E, y buzamientos de 60° a 85°O, cortan a los dos juegos anteriores. Son diaclasas rellenadas con cuarzo blanco masivo, formando filones de límites netos de hasta 0,80 m de espesor

en el grupo Rumasupay; en las otras minas son menos conspicuos.

Juego 4: Fallas de rumbo N12°O a N50°E, y buzamientos variables entre 40°O y verticales. Excepcionalmente se inclinan fuertemente al este. Son posteriores a las fracturas del Juego 3 y su relleno constituye las vetas con mineralización de antimonio.

Las fracturas hasta aquí descriptas pertenecen a la estructura pre-carbonífera ya que no afectan a las sedimentitas carboníferas que se apoyan en discordancia sobre la Formación La Cébila.

La tectónica postcarbonífera (terciaria) esta representada por fallas y diaclasas que, en general, siguen el rumbo y buzamiento de fracturas más antiguas (Juego 4), de tal modo que sus efectos se superponen.

Las fallas post carboníferas se distinguen de las anteriores por no estar afectadas por ningún tipo de relleno.

Control estructural y diseño de las vetas

Como las vetas son el resultado del relleno hidrotermal de fracturas, es importante describir la estructuras que controlan la mineralización y su distribución, como así también analizar el comportamiento de las fallas post minerales en la medida que puedan afectar la posicion original de las anteriores.

Las fracturas mineralizadas, por su asociación estructural, corresponden a dos tipos:

1- Fallas asociadas a crestas de pliegues, de rumbo aproximado norte-sur, inclinadas fuertemente al oeste.

2- Fallas asociadas a flancos de pliegues, de rumbo N20°E a N50°E, en general inclinadas al oeste con ángulos mayores de 40° (en pocos casos buzan fuertemente al este).

Las vetas de las minas Santa Margarita y La Morenita (figura 1) pertenecen al primer tipo. Todas ellas están asociadas a un mismo anticlinal, de rumbo aproximado norte-sur, con plano axial fuertemente inclinado al oeste. La cresta de dicho anticlinal se ubica a lo largo de las vetas 3, 4 y 7.

Los detalles fundamentales del pliegue fracturado se observan en las cuarcitas plegadas donde hay dos fallas superpuestas: una premineral, representada por la veta, y otra post mineral, cuyos lineamientos generales están controlados por la fractura más antigua.

El plegamiento de las cuarcitas, especialmente la curvatura de los planos de estratificación contra el plano de falla en el bloque occidental, constituye un carácter anterior o contemporáneo al metamorfismo, ya que la roca aún tenía cierta competencia para deformarse plásticamente. Además, la curvatura descripta indica que el bloque occidental ascendió con respecto al oriental, según falla inversa. En este caso se interpreta que la falla premineral es contemporánea con el plegamiento.

Las vetas 1, 2, 5 y 6, paralelas a las anteriores pero de mucho menor envergadura, se interpretan como fallas secundarias vinculadas a la fractura principal.

Las vetas 8, 9 y 11 del grupo Rumasupay (figura 1) también están asociadas a la cresta de un pliegue, aunque en este caso es menos evidente, ya que sólo en el extremo norte de sus corridas se define el anticlinal; hacia el sur, en cambio, las fracturas continúan pero no se observa el plegamiento. La veta 8 (la más extensa), es casi vertical en toda su corrida.

Estas vetas también estan afectadas por fallas post minerales cuyas características son idénticas al caso anterior.

Las vetas del sector oeste del grupo Rumasupay, y las de la mina Los Tres Hermanos, tienen rumbos comprendidos entre N20°E y N50°E. En este caso no se observa ninguna variación en el rumbo y buzamiento de la roca de caja a ambos lados de la veta.

En la mina Los Tres Hermanos la roca de campo buza 30°O. y las vetas se inclinan fuertemente al E, mientras que en el grupo Rumasupay las cuarcitas buzan 5° a 30°E, y las vetas lo hacen con ángulos de 40° a 85°O.

Estas fracturas deben pertenecer al mismo ciclo tectónico que provocó el plegamiento, cuya característica principal fue la compresión en sentido este-oeste. Las fallas noreste-suroeste se habrían originado por esfuerzos diferenciales engendrados al deformarse las rocas según pliegues escalonados.

La interpretación estructural de los juegos de fracturas que controlaron la mineralización indica una poca probabilidad de intersecciones en las que puedan localizarse bolsones más ricos o más grandes.

Además, de la comparación de los resultados de análisis de 102 muestras de vetas (Lavandaio, 1969) y el esquema estructural descripto, no surge ninguna relación entre la riqueza de la mineralización y el tipo de fractura. En general, las leyes son estadísticamente algo más altas en los grupos Los Tres Hermanos y La Morenita, en ambos tipos de fracturas.

Las fallas post minerales se presentan como "reactivaciones" de las antiguas fracturas. Producen fracturación y, en muchos casos, brechamiento de las vetas, enmascarando frecuentemente su forma y textura original. Sin embargo no se observan dislocaciones que hayan variado la posicion primitiva de las vetas, especialmente en lo que se refiere a continuidad a lo largo de las corridas.

Mineralogía

Según Lavandaio (1969) la mineralización de antimonio se presenta en vetas. Constituye el relleno de las fracturas del Juego 4 descripto en el apartado anterior. Se alojan indistintamente en caja de cuarcitas o esquistos (Formación La Cébila) no evidenciándose, al cambiar la roca de caja, ninguna variación en las características de las vetas.

Macroscópicamente, se observa antimonita (Sb_2S_3) en ganga de cuarzo (SiO_2), con pirita (FeS_2) como accesorio. Hay escasa mineralización secundaria consistente en óxi-

dos de antimonio (color amarillo) y limonitas (castaño a pardo rojizo).

La antimonita se presenta en forma masiva rellenando brechas; con hábito prismático en las fisuras mayores de 3 a 4 mm de espesor; con estructura fibroso radiada en las fisuras más delgadas. Los óxidos de antimonio se encuentran sólo en forma de pátinas que recubren a la antimonita primaria en las superficies expuestas a la acción atmosférica.

Por vía química se comprobó la presencia de cantidades pequeñas de Au y de Ag en 56 muestras. En 8 muestras se analizó mercurio obteniéndose un máximo de 20 partes por millón.

La alteración hidrotermal visible es, principalmente, silicificación. Su efecto en las rocas de caja sólo es evidente en las zonas adyacentes a las vetas, y se manifiesta en fisuras y planos de esquistosidad. Las manchas de limonitas, en cambio, son comunes en el área del distrito, dando a las rocas un tono castaño característico.

El trabajo hecho por Ingeoma S.A. (1987, en Passarello, 1996) incluyó nuevos estudios microscópicos que, además de la antimonita y pirita ya descriptos en la mineralización hipogénica, identificaron la presencia de antimonio nativo, marcasita (FeS_2), berthierita ($FeS.Sb_2S_3$), arsenopirita (FeAsS), oro nativo y tetraedrita ($3Cu_2S.Sb_2S_3$). Además, identificaron los minerales oxidados de antimonio como senarmontita (Sb_2O_3) y estibiconita ($Sb_2O_4.H_2O$).

Según Bianchi de Planas (en Lavandaio, 1969) la sucesión paragenética del relleno hidrotermal es la siguiente:

1- Brechamiento de cuarcitas y esquistos
2- Depositación de cuarzo cristalino
3- Predomina la cristalización de antimonita
4- Depositación de pirita
5- Invasión de cuarzo microcristalino

VETA	CORRIDA VISIBLE	RUMBO	BUZAMIENTO	ESPESOR MEDIO APROX.	LABOREO
1	15 m	N17ºE	60º-70ºO	0,30 m	Una labor superficial de destape
2	100 m	N31ºE	40º-50ºO	1,00 m	Chiflón siguiendo veta: 25 m de profundidad y tres destapes superficiales
3	25 m	N29ºE	65ºO	0,15 m	Dos pequeñas labores de destape
4	10 m	N24ºE	65ºO	0,10 m	Una labor superficial
5	50 m	N33ºE	60º-70ºO	0,25 m	Tres destapes superficiales y un chiflón de 7,15m
6	30 m	N28ºE	35º-50ºO	1,40 m	Una labor superficial y una galería de 2,70m
7	400 m	N33ºE	45º-60ºO	0,70 m	Pique de 2m extremo norte, Rajo sup. de 6 m y chiflón de 6m en parte central, y tres destapes sup.
8	850 m	N12ºE	60ºO-84ºE	0,70 m	Pique de 35,35m extremo norte, con 54m de galerías nivel 0m y 11m de galerías nivel -14m. Pique de 31,85m al lado de la ruta, sin desarrollo horizontal. Tres labores menores
9	50 m	N06ºE	83ºO	0,40 m	Mismo pique extremo norte veta 8. Nivel 7m: 12m de cortaveta y 16m de galerías. Nivel -14m: 34m de cortaveta y 56m de galerías. Nivel -24m: 14m de cortaveta
10	50 m	N20ºE	50º-55ºO	0,20 m	
11	500 m	N31ºE	70-89ºO	0,50 m	Rajo superficial de 3m extremo sur
12	10 m	N15ºE	80ºO	0,30 m	Pequeño destape
13	30 m	N15ºE	74ºO	0,45 m	Rajo superficial de 12 m que continúa en socavón de 6m

Tabla 1. Principales vetas del Grupo Rumasupay.

VETA	CORRIDA VISIBLE	RUMBO	BUZAMIENTO	ESPESOR MEDIO APROX.	LABOREO
1	200 m	N50ºE	70º-89ºE	0,68 m	Tres pique de 6m, En los tres hay unos pocos metros de galerías sobre veta
2	90 m	N25ºE	75ºE	0,10 m	Dos labores superficiales

Tabla 2. Vetas de la mina Los Tres Hermanos (figura 1).

Los restantes sulfuros, que se asocian a la antimonita y al oro, de acuerdo al informe de Ingeoma S.A., está presente en las fases 2 y 3.

En total se han reconocido 35 vetas (figura 1), distribuidas de la siguiente forma:

1- Grupo Rumasupay 26 vetas
2- Grupo Los Tres Hermanos 2 vetas
3- Grupo La Morenita7 vetas

Las corridas visibles alcanzan un máximo de 850 m en la veta 8 del grupo Rumasupay. Los espesores no son constantes porque siempre alternan engrosamientos (bolsones) con adelgazamientos. El máximo de 2,06 m se midió en la veta 4 del grupo La Morenita.

En las tablas 1, 2 y 3 se resumen las características de 22 de las 35 vetas del distrito.

PROCESOS SECUNDARIOS Y CAMBIOS EN PROFUNDIDAD

No se han observado huecos u otros caracteres que indiquen una posible lixiviación en las vetas. Los minerales secundarios de antimonio son óxidos que recubren a los sulfuros primarios, sin evidenciar movilidad. Además, en labores como el pique de la veta 8 del Grupo Rumasupay, a lo largo de sus 35 m de desarrollo no se observa ninguna variación significativa en su mineralización.

Por ello, puede afirmarse que no existe, en sentido vertical, una disposición en zonas de diferentes características (oxidación - lixiviación - enriquecimiento) como ocurre en otros depósitos de sulfuros. Solamente se presenta el mineral primario con una débil oxidación superficial.

Por otro lado, las características similares de las numerosas vetas, y la ausencia general de variaciones mineralógicas de importancia en toda el área del distrito, indican que no deben esperarse mayores cambios en el carácter de

VETA	CORRIDA VISIBLE	RUMBO	BUZAMIENTO	ESPESOR MEDIO APROX.	LABOREO
1	30 m	N12ºO	75ºO	0,30 m	Dos socavones de 9m c/u
2	15 m	N05ºO	74ºO	0,15 m	Socavón de 5m
3	200 m	N-S	76ºE-80ºO	0,35 m	Rajo irregular de 19m, con pequeño pique
4	230 m	N10ºO	54º-70ºO	0,73 m	Desde extremo norte: Rajo irregular de 30m sobre veta que continúa en socavón de 7m con pequeño pique interno. Socavón de 48m (18 sobre veta). Pequeño socavón de 2m. Dos piques inclinados muy cercanos, de 6 y 9m, con poco desarrollo horizontal. Socavón cortaveta de 26m, con 25m de galería sobre veta. Socavón de 5m en extremo sur
5	40 m	N12ºO	78ºO	0,70 m	Rajo irregular de 18m
6	30 m	N11ºO	88ºO	0,25 m	Dos rajos de 10m c/u
7	70 m	N-S	64ºO	0,75 m	Socavón de 18m, con rajo de explotación por encima y pique interno.

Tabla 3. Vetas del Grupo La Morenita (figura 1).

la mineralización, por lo menos hasta una profundidad considerable.

MODELO GENÉTICO Y EDAD

Las vetas constituyen el relleno de fracturas a partir de soluciones hidrotermales, y la asociación paragenética descripta permite ubicarlas en el ámbito epitermal. Sus características encuadran en lo que Cox y Singer (1986) denominan *simple Sb deposits.*

Las evidencias de alteración hidrotermal y mineralización terminan bruscamente hacia arriba en la discordancia entre las Formaciones El Trampeadero y La Cébila, no habiéndose encontrado en las sedimentitas carboníferas ningún indicio de ese proceso. Este hecho indica que la mineralización es anterior a dichas sedimentitas, es decir, pre-carbonífera.

Sgrosso (1949) supone que el ciclo mineralizante podría estar relacionado al emplazamiento del granito de la sierra de Ambato, al que le atribuye edad precámbrica superior.

Dentro de las últimas investigaciones geotectónicas realizadas (Ramos, 1998, en este mismo libro) los granitos citados serían del Cámbrico inferior y pertenecerían al ciclo orogénico Pampeano.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina, I Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales, Revista,* 2. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 15. Buenos Aires.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales - Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 485-498. Córdoba.

Cox, D. y D. Singer, 1986. Mineral Deposit Models. *U.S.G.S., Bull.,* 1693, 183 y 184

González Díaz, E., 1967. Geología del Mosaico 43a de la Provincia de La Rioja. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

González Díaz, E., 1970. El Carbónico Superior de la Quebrada de la Cébila. *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 163 a 186.

Harrington, H., 1944. Los Yacimientos de Antimonio de la Quebrada de La Cébila. *Informe inéd. C.I.P.S.A.* Bs. As.

Fernández Lima, J. y H. De la Iglesia, 1954. Revisión de los Yacimientos de Antimonio de la Quebrada de la Cébila. *Dirección Nacional de Minería,* informe inédito. Buenos Aires.

E:, Lavandaio, E., 1969. Depósitos de antimonio de la Quebrada de La Cébila. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Lavandaio, E., 1971. Distrito Minero Quebrada de la Cébila. *1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 2: 285-296. San Juan.

Moreno, P. y G. Bossi, 1993. Estratigrafía del Carbonífero Superior de la Quebrada de la Cébila. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 2: 42-48.

Passarello, J., 1996. Evaluación General sobre yacimiento de Antimonio, Oro y Plata Quebrada de la Cébila. *Mogote Río Blanco S.A., informe privado.*

Ramos, V. A., 1998. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. Este libro.

Sgrosso, P., 1949. Nota sobre los Yacimientos de Minerales de Antimonio de la Quebrada de La Cébila. *Museo La Plata, Revista, (Geología),* 4. La Plata.



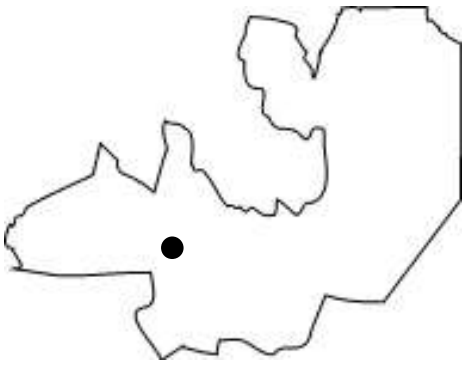
PAMPIA

PROTEROZOICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR: Arco magmático

Depósitos pegmatíticos
Distrito pegmatítico El Quemado, Salta
Distrito pegmatítico Sierra Brava, La Rioja
Distrito pegmatítico Valle Fértil, San Juan
Mina Las Tapias y otras pegmatitas del Distrito Altautina, Córdoba
Distrito pegmatítico Comechingones, Córdoba
Distrito pegmatítico Conlara, San Luis

Depósitos asociados a granitoides
Vetas de cobre de los distritos Capillas y Las Cuevas, Salta

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico El Quemado, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 347-350, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO EL QUEMADO, SALTA

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito pegmatítico El Quemado se encuentra ubicado en la Sierra de Cachi, departamentos La Poma y Cachi, entre los 24º40'-25º07'de latitud sur y los 66º10'-66º30'de longitud oeste.

Leyes, reservas y producción

El distrito El Quemado produjo entre los años 1943 y 1944 unas 10 t de concentrados de minerales de tantalio con leyes que en promedio superaban 40% de Ta_2O_5. Al mismo tiempo se recuperaron más de 5 t de concentrados de minerales de bismuto con una ley media levemente superior a 50% de Bi. Los recursos estimados superan la producción conocida y a ellos hay que agregarles importantes recursos de minerales de litio.

Sistema de explotación

El sistema de explotación utilizado en la gran mayoría de las pegmatitas fue de rajo a cielo abierto. En las pegmatitas Tres Tetas y La Elvirita se hicieron además galerías en dirección de corto desarrollo y chiflones respectivamente.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El descubrimiento de la mineralización de tantalio fue realizado por pastores a principio de la década de 1940. A fines de 1942 la Compañía Minera Anzotana comienza con la explotación de tantalita y bismuto aluvionales en el paraje Tres Tetas. Posteriormente extiende los trabajos de explotación a la mineralización primaria de las pegmatitas Tres Tetas, El Quemado, El Peñón, Anzotana y Santa Elena. En esta última fue donde se produjo la extracción del mayor volúmen de material. A mediados de 1945 cesó la actividad que volvió a reiniciarse momentáneamente alrededor de 1957. Los antecedentes de estudios sobre el distrito son limitados. Se conoce un informe de Palacio y Devito (1947) y las referencias que hiciera Turner (1964) durante el levantamiento de la hoja geológica. Posteriormente Galliski (1981) realiza una tesis sobre la geología del distrito y luego en varias publicaciones analiza aspectos específicos del mismo (Galliski, 1983a, 1983b, Galliski *et al.,*1990, Galliski y Miller, 1988, Galliski y Lomniczi de Upton, 1993, Galliski *et al.,* 1997 y en prensa.).

Propietarios

Las pertenencias de las principales pegmatitas estuvieron durante mucho tiempo a nombre de la Compañía Minera Anzotana. Se desconoce el estado actual.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del distrito El Quemado puede considerarse como la del tramo más septentrional del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas del Noroeste Argenti-

[1] *CONICET, CRICYT.*

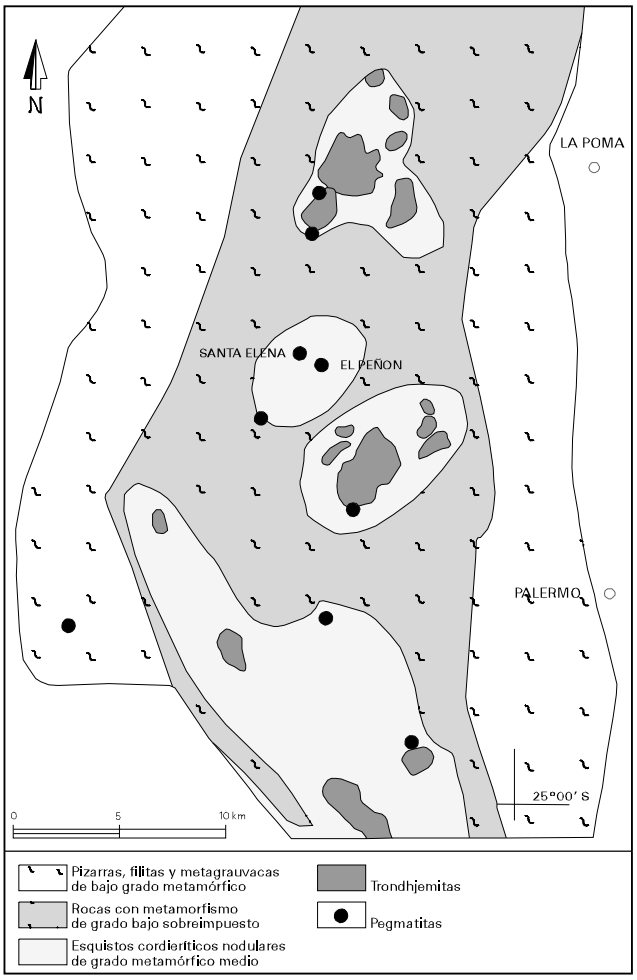


Figura 1. Bosquejo geológico del distrito pegmatítico El Quemado (modificado de Galliski *et al.,* 1999).

no, en tránsito a ambientes de Cordillera Oriental. La Sierra de Cachi es un horst limitado por los grabens de Luracatao por el oeste y Calchaquí por el este (figura 1).

El basamento cristalino está integrado mayoritariamente por metamorfitas pelíticas y grauváquicas de grado muy bajo y bajo conocidas como Formación Puncoviscana, esquistos moteados, hornfels y hornfels inyectados y nodulares abarcados por la Formación La Paya, y un conjunto de intrusivos epizonales trondhjemíticos de la Formación Cachi (Galliski, 1983a, Galliski *et al.,* 1990, Galliski y Miller, 1988). Pequeñas cúpulas graníticas muy diferenciadas y pegmatitas de clase elementos raros completan el marco geológico. La evolución de este basamento habría tenido lugar durante el ciclo Pampeano.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Existen unas 30 pegmatitas en el distrito El Quemado que pertenecen a distintas categorías de la clase elementos raros. Por ejemplo: Tres Tetas y El Peñón son pegmatitas de subtipo berilo-columbita-fosfato; El Quemado es de tipo complejo, subtipo espodumeno; Santa Elena Labor Central y posiblemente Santa Elena IV fueron consideradas de subtipo espodumeno, pero el reconocimiento reciente de intercrecimientos de espodumeno más cuarzo según petalita, indica que deberían ser consideradas de subtipo petalita. En situación similar se encuentra Aguas Calientes.

La geología de la labor central de la pegmatita Santa Elena (figura 2) comprende una zona de borde centimétrica silicificada y de grano fino compuesta por cuarzo, plagioclasa y moscovita. La zona externa tiene grano grueso y una composición dominada por cuarzo, plagioclasa y moscovita, con participación de microclino en la parte interna y columbita y montebrasita como minerales accesorios. La zona intermedia es de grano mediano a grueso, composición aproximadamente similar a la anterior y contiene turmalina azul, berilo y columbita en poca proporción. El núcleo tiene posición aproximadamente central, es irregular y está constituido por cuarzo macizo, lechoso a grisáceo con trazas de bismuto nativo, bismutinita y sus productos de alteración como minerales accesorios. Esta pegmatita tiene tres unidades de reemplazo de desigual desarrollo. La unidad de reemplazo 1 es sódica y se encuentra entre el núcleo y la caja, es de grano mediano y está constituida por clevelandita y cuarzo, con moscovita, gahnita, berilo, indicolita, columbita y circón como accesorios. Esta unidad tiene una textural radial y es particularmente rica en columbita. La unidad de reemplazo 2 es de granulometría muy fina, de escaso volúmen y una composición que incluye moscovita, plagioclasa y cuarzo esenciales y trifilina, indicolita, microlita, montebrasita y apatita como accesorios. La unidad de reemplazo 3 tiene un gran desarrollo y está constituida por espodumeno, albita y cuarzo; como minerales accesorios contiene montebrasita (a veces en cristales mayores de 0,8 m), elbaíta diseminada y escasa lepidolita. El espodumeno se encuentra totalmente alterado a material arcilloso. La composición original de esta unidad fue interpretada como espodumeno, albita y cuarzo. Sin embargo, el reconocimiento de intercrecimientos de espodumeno más cuarzo seudomorfos según petalita en la pegmatita Santa Elena I que la continúa, hace suponer ahora que la asociación primigenia puede haber sido petalita más albita y cuarzo y que haya pasado a espodumeno más albita y cuarzo y sufrido una argilitización póstuma. Existe en la misma corrida de esta pegmatita, en el tramo que fuera descripto como Santa Elena I (Galliski, 1983b), otra unidad de reemplazo que alcanza un gran desarrollo. La misma está constituida por lepidolita, cuarzo, clevelandita y contiene abundante elbaíta, ambligonita-montebrasita y en menor cantidad, columbita, trifilina y circón. Esta unidad contiene cristales decimétricos de petalita reemplazados por espodumeno más cuarzo. La desagregación mecánica de esta unidad produjo un aluvión con abundantes rodados decimétricos de lepidolita.

Estructura

Las pegmatitas tienen generalmente rumbos noroeste-sureste y buzamientos altos con predominio al suroeste. El emplazamiento fue predominantemente forzado, pocas veces permisivo, y estuvo acompañado por silicificación y turmalinización limitadas de las rocas de caja. La estructura zonal está muy bien desarrollada en casi todos los cuerpos.

Morfología

La gran mayoría de las pegmatitas del distrito son tabulares, con longitudes de cientos de metros y potencias variables entre 4 y 30 metros.

Mineralogía

Los minerales primarios volumétricamente más importantes son: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y espodumeno. La plagioclasa es dominantemente albita, masiva o con frecuencia en sus variedades laminar (clevelandita) o sacaroide en menores ocasiones; generalmente se presenta fresca. El cuarzo es lechoso a grisáceo, de grano progresivamente mayor hacia el núcleo y en concentraciones mayores en las pegmatitas menos evolucionadas geoquímicamente. El feldespato potásico suele presentar cierta grado menor de alteración. Geoquímicamente alcanza altos valores de diferenciación. El espodumeno se presenta en tablas a veces mayores de 10 cm en la pegmatita El Quemado y en este caso es visiblemente primario. En los otros casos en cambio, normalmente ocurre en cristales tabulares centimétricos, blancos a levemente rosados cuando están alterados, transparentes e intercrecidos con cuarzo. Esto indica un muy bajo contenido de hierro, lo cual es típico del espodumeno que se forma por transformación de petalita al bajar la temperatura (Cerný y Ferguson, 1972; London, 1984). Esto había pasado desapercibido en trabajos previos, pero ahora se han identificado cristales típicamente prismáticos de petalita reemplazados por estos agregados (Galliski y Márquez Zavalía, 1999), de lo cual se infiere que estas pegmatitas son de subtipo petalita y que posiblemente deben existir remanentes de este mineral no completamente seudomorfizados.

Moscovita, turmalina, ambligonita-montebrasita, berilo, columbita, tantalita y lepidolita son los minerales accesorios más difundidos. La moscovita no alcanza grado de mica de corte en ningún caso, pero el scrap es abundante. La turmalina es casi siempre chorlo, excepto en La Elvirita y en Santa Elena, donde la elbaíta es frecuente, especialmente asociada con lepidolita en la última pegmatita mencionada. Los cristales de algunos centímetros con zonación concéntrica y/o transversal son comunes, pero suelen estar craquelados y faltos de diafanidad. La montebrasita es común en las pegmatitas litíferas, en nódulos o cristales groseros blancos o amarillentos. Las composiciones controladas dieron siempre bajas relaciones F/OH pero

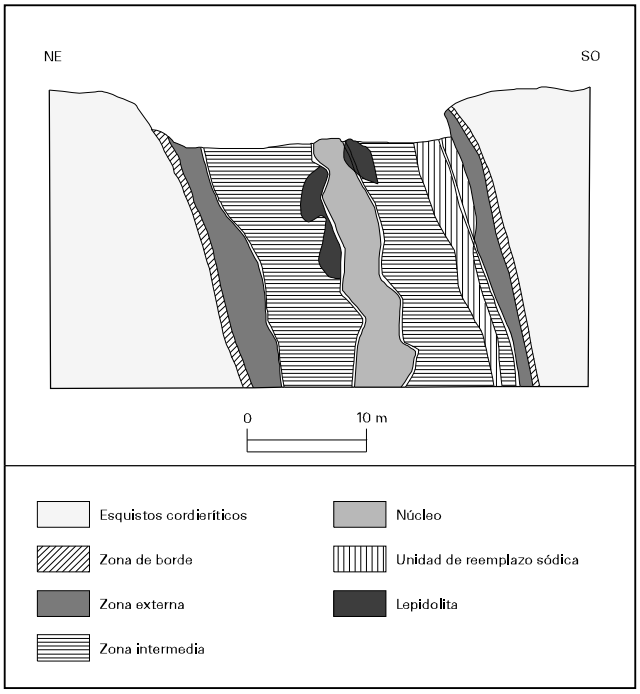


Figura 2. Perfil esquematizado de la pegmatita Santa Elena.

es posible que asociada con lepidolita, donde la actividad de HF fue mayor, los términos estables correspondan a ambligonita. El berilo es común pero no fue beneficiado nunca. Ocurre en cristales azulados, verdosos, amarillo y blancos sin calidad gemológica. Los minerales del grupo de la columbita tienen composiciones muy variables (Galliski y Cerný, 1998). En general son de ferrocolumbita a manganocolumbita en las pegmatitas menos evolucionadas y gradan a manganotantalita en Santa Elena, El Quemado y El Peñón. En estos casos, microlita, uranomicrolita y, ocasionalmente bismutomicrolita suelen acompañar a los miembros más evolucionados. En general las pegmatitas de este distrito, junto con algunas de San Luis, tienen las mejores leyes en minerales de tantalio. La lepidolita es muy abundante en Santa Elena I en nódulos casi monominerálicos de color, rosado, gris, violáceo o casi púrpura. Los contenidos de Li_2O y Rb_2O superan 4 y 2% en los especímenes más ricos respectivamente (Galliski *et al.,* 1999).

Los minerales accesorios menores son numerosos en pequeña cantidad: ferrotapiolita, bismutotantalita, apatita, trifilina-litiofilita, triplita, eosforita, arrojadita, hubnerita, brasilianita, fairfieldita, circón, bismuto, bismutinita, calcopirita, tetraedrita y otros.

Los minerales secundarios son el producto de alteración de feldespatos y espodumeno. La argilización es la alteración más frecuente y en la labor central de Santa Elena está muy difundida. Bismutita, leucofosfita, fosfosiderita, strengita, mitridatita, óxidos de manganeso y limonitas son frecuentes dónde hay minerales de bismuto o fosfatos primarios.

ESTUDIOS ISOTÓPICOS, GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Se conocen dos dataciones geocronológicas por el método K-Ar de moscovitas de las pegmatitas del Quemado. La datación de moscovita fresca de la pegmatita Santa Elena dió un valor de 564±25 Ma y la de la pegmatita Tres Tetas 545±15 Ma (Galliski, 1983a). Se han tipificado los contenidos en ciertos elementos traza como P, Rb, Sr, Cs, Ba, Nb y Ta sobre algunas muestras de feldespato potásico y moscovita de estas pegmatitas (Galliski *et al.,* 1995).

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas del distrito El Quemado son conspicuas representantes de la clase elementos raros. Están genéticamente emparentadas con las pequeñas cúpulas de granitos altamente especializados, que comienzan a aparecer en la parte sur del distrito donde se encuentran los niveles corticales más profundos. Estos granitos tienen características geoquímicas acordes con las pertinentes a granitos de tipo S, quienes se habrían generado por fraccionamiento magmático extremo, diferenciados de composición pegmatítica intruidos en la cubierta metamórfica envolvente, los cuales cristalizaron en un régimen esencialmente de cámara cerrada.

BIBLIOGRAFÍA

Cerný, P y R. B. Ferguson, 1972. The Tanco Pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. IV. Petalite and Spodumene Relations. *Canadian Mineralogist,* 11: 660-678.

Galliski, M. A., 1981. Estructura, mineralogía y génesis de las pegmatitas de El Quemado, Salta, República Argentina. *Universidad Nacional de Córdoba,* tesis inédita, 141 pp. Córdoba.

Galliski, M. A. 1983a. Distrito Minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. I: El basamento del tramo septentrional de la Sierra de Cachi. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 38 (2): 209-224.

Galliski, M. A. 1983b. Distrito Minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. I: Geología de sus pegmatitas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 38 (3-4): 340-380.

Galliski, M. A., y C. Miller, 1988. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: Condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. En: Departamento Apoyo Pedagógico Facultad de Agronomía (Ed.): *Reunión de Geotransversas de América del Sur, Actas,* pp. 58-62. Uruguay.

Galliski, M. A., A. J. Toselli y J. Saavedra, 1990. Petrology and geochemistry of Cachi high-alumina trondhjemites, Northwestern Argentina. En Mahlburg Kay, S.y Rapela C. W. (Ed.), Plutonism from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America, Special Paper,* 241: 91-100.

Galliski, M. A. y I. L. de Upton, 1993. Composición y propiedades de minerales de niobio y tantalio de las pegmatitas graníticas de El Quemado. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (3): 323-331.

Galliski, M. A., E. Perino, J. Gásquez, M. F. Márquez Zavalía y R. Olsina, 1997. Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52 (1): 24-32.

Galliski, M. A. y P. Cerný, 1998. Comparative geochemistry of the Columbite group minerals from the Pampean Pegmatite Province. *51th Annual Meeting Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts.*

Galliski, M. A., J. Saavedra y M. F. Márquez Zavalía, 1999. Mineralogía y geoquímica de las micas de las pegmatitas Santa Elena y El Peñón, Provincia Pegmatítica Pampeana. *Revista Geológica de Chile* (Aceptado).

London, D. E., 1984. Experimental phase equilibria in the system $LiAlSiO_4$-SiO_2-H_2O: a petrographic grid for lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist,* 69:995-1004.

Palacio, A. H. y H. A. Devito, 1947. Las pegmatitas portadoras de minerales de Bismuto, Columbio y Tantalio de la zona de El Quemado, provincia de Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* Informe 47, 4: 112-125. Buenos Aires.

Turner, J. C. M. 1964. Descripción de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, provincia de Salta. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Boletín 99. Buenos Aires.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Sierra Brava, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 351-352, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO SIERRA BRAVA, LA RIOJA

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Este distrito fue en el pasado explorado por moscovita y berilo, y el primer mineral fue posteriormente explotado en pequeña escala según Herrera (1971). Geológicamente guarda cierta similitud con el distrito pegmatítico de Ancasti, pero se sitúa en una unidad orográfica independiente situada al suroeste del anterior.

UBICACIÓN

El distrito se encuentra ubicado en la Sierra Brava, al este de la ciudad capital y en típico ambiente de Sierras Pampeanas.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Las leyes en berilo son inferiores al 1,5% de este mineral. La moscovita (scrapp) de algunas pegmatitas podría explotarse como así tambien el feldespato potásico y el cuarzo. La producción del distrito no se conoce pero fue evidentemente escasa.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

El sistema de explotación es en canteras a cielo abierto con trabajos bastante precarios.

[1] *CRYCIT-CONICET, Mendoza.*

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Las pegmatitas de este distrito posiblemente comenzaron a explotarse en la década de 1950 para la extracción de berilo.

GEOLOGÍA REGIONAL

El ambiente geológico del basamento cristalino de la Sierra Brava está dominado por esquistos micáceos de rumbo nornoroeste a nornoreste e inclinación al este y migmatitas de la Formación Sierra Brava (Coira y Koukharsky, 1970). Las rocas aflorantes presentan similitud con las aflorantes en la parte suroccidental de la Sierra de Ancasti y se encuentran sobre la trayectoria de un cinturón metamórfico de baja presión y alta temperatura desarrollado durante el Precámbrico superior al Paleozoico inferior.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

La geología de tres pegmatitas de la Sierra Brava: Pedro, Los Ranchos y San Nicolás fue descripta por Herrera (1971).

LITOLOGÍA

Las pegmatitas tienen una estructura zonal bien desarrollada, con unidades regulares y límites interzonales bien definidos. Las zonas de borde varía de 1 a 5 cm de espesor, tienen textura granítica y están compuestas por plagioclasa, cuarzo y moscovita; turmalina, granate y apatita son minerales accesorios frecuentes. Las zonas externas están compuestas por plagioclasa, microclino y cuar-

zo. El tamaño de grano es grueso a muy grueso y la textura algo porfírica con cristales más grandes de microclino. Esta zona contiene como principal mineral accesorio moscovita mientras que la biotita es común y los pequeños cristales diseminados de apatita son frecuentes. Las zonas intermedias están compuestas por microclino y cuarzo, con menor proporción de plagioclasa libre, además de la presente como desmezclas pertíticas. Los minerales accesorios son moscovita, apatita y berilo, en cristales centimétricos no demasiado abundantes. El núcleo de estas pegmatitas se presenta bien definido en una de ellas, apenas esbozado en otra y no ocurre en Los Ranchos, al menos en el tramo aflorante. En todos los casos está compuesto por cuarzo lechoso. Las unidades de relleno son escasa y están compuestas por cuarzo o por la associación cuarzo, microclino, moscovita.

Estructura

Las pegmatitas tienen rumbos predominantes norte-sur o nornoroeste y las inclinaciones más frecuentes son al oeste. En general son cuerpos discordantes pero en algunos casos pueden llegar a ser parcial o totalmente concordantes.

Morfología

La forma de las pegmatitas de la Sierra Brava es tabular, con pocas irregularidades y potencias comprendidas entre 3 y 5 metros. La corridas estimadas son de 30 a 35 m de acuerdo a Herrera (1971).

Alteración hidrotermal

En el contacto con las pegmatitas las rocas de caja desarrollan una leve moscovitización perceptible en unos pocos centímetros.

Mineralogía

Los minerales primarios son feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo entre los esenciales. El feldespato potásico es invariablemente microclino pertítico, rosado, en grandes cristales de tendencia al idiomorfismo. La plagioclasa es oligoclasa ácida que pasa a albita en las zonas intermedias. Los minerales accesorios más difundidos son moscovita y biotita, con berilo y apatita en mucho menor grado. La moscovita alcanza a formar grandes libros de hasta 0,4 m de tamaño y es de calidad semimanchada a manchada. Por lo general se encuentra irregularmente distribuida en las zonas externas y, principalmente, en las intermedias. La biotita es abundante es especial en las zonas externas. El berilo es verdoso a azulado y ocurre en prismas centimétricos. La apatita en cristales pequeños es frecuente.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas se pueden clasificar como pertenecientes a la clase moscovita o como intermedias entre esta clase y la clase elementos raros. Herrera (1971) atribuyó su origen a la cristalización de fundidos pegmatíticos emplazados forzadamente en cámaras cerradas.

BIBLIOGRAFÍA

Herrera, A., 1971. Pegmatitas de la Sierra de Velazco y de la Sierra Brava, provincia de La Rioja; Estructura, Mineralogía y Génesis. *1º Simposio General de Geología Económica, Actas,* 1: 245-258. Buenos Aires.

Coira, B. L. y M. Khoukharsky, 1970. Geología y petrología de la Sierra Brava, provincia de La Rioja, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (4): 444-466.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Valle Fértil, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 353-355, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO VALLE FÉRTIL, SAN JUAN

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Este distrito fue en el pasado un importante productor de moscovita de corte de calidad semimanchada y en algunos cuerpos se extrajo posteriormente vermiculita; en el presente produce feldespato potásico de excelente calidad y algo de cuarzo.

UBICACIÓN

El distrito se encuentra ubicado en la parte oriental de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, en el entorno occidental de los pueblos de Usno y San Agustín. Tradicionalmente se han distinguido tres grupos principales de pegmatitas conocidos con el nombre de Balilla, Aurora y Tinacria.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Las leyes en moscovita comercial de estas pegmatitas son inferiores al 2%. Los contenidos aprovechables de feldespato potásico y cuarzo son estimativamente de 30 y 25 % respectivamente.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

El sistema de explotación es en canteras a cielo abierto.

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Las pegmatitas de este distrito posiblemente comenzaron a explotarse en la década del '40 para la extracción de mica de corte.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento cristalino de la sierra de Valle Fértil está compuesto predominantemente por metabasitas y gneises granodioríticos y por granodioritas gnéisicas del llamado Complejo Metamórfico (Mirré, 1976). El grado metamórfico que se alcanza en este complejo alcanza facies de anfibolitas y granulitas (Mirré, 1971).

En el grupo Balilla la roca de campo es un gabro ligeramente porfiroide que alterna con anfibolitas. En los dos grupos restantes predominan tonalitas que presentan fajas cataclásticas. En en centro del distrito aflora un granito biotítico, medianamente cataclástico. Estas rocas pertenecen probablemente al Precámbrico y se encuentran en, o muy próximas, al límite entre los terrenos Pampia y Precordillera (ver Ramos, este volumen).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Herrera (1958) reconoció unas treinta pegmatitas en el distrito y describió trece, la mayoría pertenecientes al grupo Balilla. Entre ellas menciona Manto Rosado, Labor D y Entrada Quebrada, Manto Luciano, Don Domingo y Calderones. Como reúnen características similares se hará una descripción general. Posteriormente Mirré (1976) describió algunos cuerpos y Galliski (1994a) sintetizó la información disponible.

LITOLOGÍA

Las pegmatitas tienen estructura zonal irregular, con zonas de borde, externas, intermedias y núcleos. Las zonas de borde tienen una media de 5 cm de potencia y granometría fina. La composición está definida por plagioclasa, cuarzo con o sin moscovita e incluye biotita o vermiculita y gra-

[1] *CRYCIT, CONICET.*

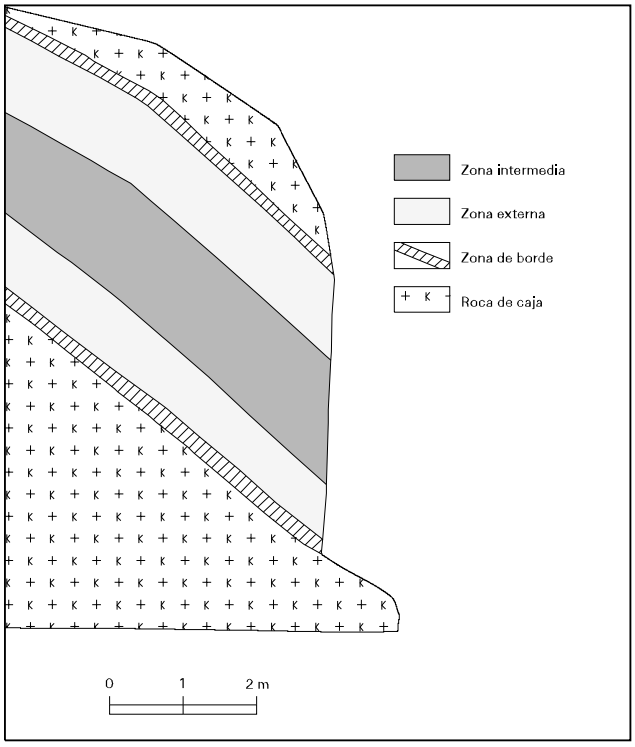


Figura 1. Representación esquemática de la zonación interna de la pegmatita Manto Rosado (modificado de Herrera, 1958). La roca de caja es una metabasita. La zona de borde está compuesta por plagioclasa, cuarzo y moscovita, la zona externa tiene microclino, cuarzo y moscovita y la zona intermedia está compuesta por microclino, cuarzo, escasa moscovita y muy pocos cristales de berilo en la pared colgante.

nate como minerales accesorios. Las zonas externas están compuestas por microclino pertítico, plagioclasa y cuarzo en proporciones variables pero con predominio de los feldespatos. El granito gráfico es frecuente y el accesorio más conspicuo es moscovita, a veces en espadas de hasta un metro; biotita o vermiculita y granate son accesorios presentes en menor cantidad. El espesor de estas zonas varía de 0,5 a 1 m pero puede alcanzar excepcionalmente 2 m; la granulometría es media a gruesa y el pasaje a la zona intermedia suele ser transicional. Las zonas intermedias tienen una composición equivalente a las externas pero mayor tamaño de grano que varía de grueso a muy grueso. El principal mineral accesorio es moscovita dispuesta en fajas. Los núcleos están compuestos por microclino pertítico y cuarzo. Como ejemplo representativo de las pegmatitas de este distrito se representa en la figura 1 la zonación de una de ellas.

Estructura

Las pegmatitas tienen rumbos predominantes comprendidos entre N25°-30°O y N25°-45°E y buzamientos generalmente menores a 45° hacia el noreste o suroeste. El emplazamiento predominante ha sido permisivo, aunque siguiendo líneas de debilidad regionales.

Morfología

La forma de las pegmatitas de este distrito no fue descripta con precisión por Herrera (1958) porque no se podían observar totalmente las corridas y los contactos. Sin embargo, este autor consideró que predominan las morfologías aproximadamente tabulares, de extremos redondeados, con longitudes de 25 o 30 m, pero que pueden alcanzar más de 100 m en algunos casos. La pegmatita Aurora, según Herrera (1958), tiene forma ovoidal. Los espesores varían de 3 a 7 m pero pueden ser mayores.

Alteración hidrotermal

En el contacto con las pegmatitas, las rocas de caja desarrollan una faja de 2 a 20 cm de espesor, friable, parda, con foliación secundaria paralela a la interfase.

Mineralogía

Los minerales primarios esenciales son: feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo; moscovita, biotita y granate son minerales accesorios muy frecuentes, mientras que berilo, allanita y monacita han sido mencionados esporádicamente. El feldespato potásico es generalmente microclino pertítico, muy puro y absolutamente fresco, con altos tenores de K_2O. La plagioclasa es oligoclasa básica en las zonas de borde y pasa a oligoclasa ácida en las restantes para alcanzar composición de albita en contadas ocasiones (Herrera, 1958). El cuarzo es macizo, de color blanco lechoso que grada a grisáceo en los bordes de los grandes nódulos o sectores monominerales. La moscovita es de color verdoso cuando fresca, semimanchada, con ocasional clivaje transversal que la desmerece comercialmente en los agregados de cola de pescado. La biotita suele estar alterada con frecuencia a vermiculita, la cual fue explotada intermitentemente en estas pegmatitas. El granate aparece en granos rojizos, algo alterados, y tiene una composición con almandino preponderante. Existen menciones verbales de allanita halladas en estas pegmatitas y un ejemplar ha sido descripto por Brodtkorb (1971), mientras que Villar Fabre *et al.* (1958) mencionaron monacita.

Los minerales de ganga están representados por los accesorios menores como biotita y granate, además de la plagioclasa que no se explota, de la moscovita de grano fino de algunas unidades de relleno y de la broza producida por fracturación menor del feldespato potásico y el cuarzo.

Geocronología, geoquímica

Toubes Spinelli (1983) dió a conocer varias dataciones geocronológicas por el método K-Ar de las pegmatitas de Valle Fértil. En general estas dataciones definen tres picos de intrusividad comprendidos entre 650 y 600 Ma y próximos a 500 y a 430 millones de años. Consecuentemente estarían participando del distrito pegmatitas origi-

nadas durante los ciclos Pampeano y Famatiniano y posiblemente uno más antiguo.

Se ha realizado una aproximación preliminar al estudio con fines exploratorios de la geoquímica de elementos traza del feldespato potásico y de la moscovita asociada en estas pegmatitas (Galliski *et al.*, 1997). Ambos minerales muestran evidencias de que han cristalizado a partir de fundidos geoquímicamente muy poco evolucionados.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas de este distrito pueden clasificarse como pertenecientes a la clase moscovita, si bien su productividad en este mineral no alcanza las de los típicos representantes. Herrera (1958) consideró que se habían formado por cristalización magmática de líquidos de composición pegmatítica en cámaras cerradas, los cuales supuso que podrían originarse en el granito biotítico situado en la parte central y occidental del distrito. Galliski (1994b) discutió esta posibilidad en el marco de referencia de los orígenes postulados para pegmatitas de esta clase y concluyó que aunque no puede descartarse esa génesis es igualmente y, hasta cierto punto, más razonable suponer un origen anatéctico.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. K. de, 1971. Estudio mineralógico de una allanita de Valle Fértil, Provincia de San Juan, (República Argentina). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26 (4): 469-474.

Galliski, M. A., 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 99-112.

Galliski, M. A., 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 113-122.

Galliski, M. A., E. Perino, J. Gásquez, M. F. Márquez Zavalía y R. Olsina, 1997. Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52 (1): 24-32.

Herrera, A., 1958. Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Valle Fértil, San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Contribución Científica,* 2 (1): 5-29.

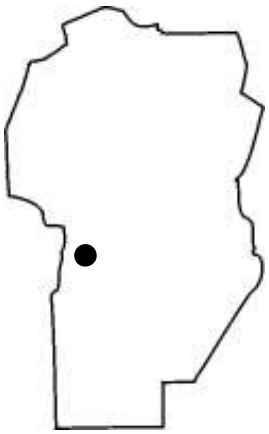
Mirré, J., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo epizonal de alto grado: la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26 (1): 113-127.

Mirré, J., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19c, Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 147, 76 p. Buenos Aires.

Toubes Spinelli, R. O., 1983. Edades potasio-argón de algunas rocas de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 38 (3-4): 405-411.

Villar Fabre, J., M. Santomero y H. Lucero, 1958. Los minerales de torio en la Argentina. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito, 30 p. Buenos Aires.

Galliski, M., 1999. Mina Las Tapias y otras pegmatitas del distrito Altautina, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 357-360, Buenos Aires.



MINA LAS TAPIAS Y OTRAS PEGMATITAS DEL DISTRITO ALTAUTINA, CÓRDOBA

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito pegmatítico Altautina está ubicado en los departamentos Pocho y San Alberto, aunque sus manifestaciones más australes llegan al departamento San Javier, y ocupa principalmente partes de la Sierra de Pocho y de la Sierra de Altautina. En la parte norte del distrito, al sur de La Mudana, existen pegmatitas de clase moscovita o transicionales entre esta clase y clase elementos raros. En la parte sur los niveles corticales aflorantes son menos profundos y existen pegmatitas de la clase elementos raros.

Leyes, reservas y producción

Las leyes de las pegmatitas micacíferas de la parte norte del distrito pueden considerarse equivalentes a las de las pegmatitas de Alta Gracia, con contenidos que oscilan alrededor del 2% de moscovita en las zonas externas e intermedias. La calidad de la mica es buena, de semimanchada a semiclara. Se desconocen las leyes de berilo de las pegmatitas situadas al sur del distrito, aunque es evidente que mina Las Tapias tuvo unas de las mejores leyes en berilo de las pegmatitas del país. Las reservas de moscovita del distrito están bastante disminuidas, mientras que la zona enriquecida en berilo de la pegmatita Las Tapias fue completamente agotada. Las reservas posibles de espodumeno de este depósito fueron estimadas en 700 t por Angelelli y Rinaldi (1963). Se desconoce la producción de mica del distrito, la cual ocupó una posición subordinada en relación a otros distritos micacíferos de Córdoba. La producción de berilo de mina Las Tapias fue la mayor del país para un solo yacimiento y superó las 3.200 t, obteniéndose como subproducto más de 8 t de concentrados de minerales de bismuto. Posteriormente esta mina produjo más de 300 t de espodumeno.

Sistema de explotación

En las pegmatitas micacíferas la explotación predominante fue a cielo abierto, con algunas labores subterráneas de pirquineros. En mina Las Tapias la explotación fue más organizada, con labores subterráneas que seguían una zona enriquecida en berilo y una galería de acceso conocida como socavón Arce desarrollada posteriormente. En la actualidad la explotación por feldespato y cuarzo se realiza a cielo abierto.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las pegmatitas del distrito fueron conocidas y explotadas inicialmente por moscovita. Con la demanda internacional de berilo el distrito cobró auge, especialmente en la parte sur donde, a partir de 1938, la mina Las Tapias se incorporó a la producción en una forma organizada. Las minas fueron de propiedad de pequeños productores excepto Las Tapias, la cual fue denunciada por el Sr. José Toranzo y explotada por La Compañía Sudamericana de Minas S.A. hasta 1945. Pasó después a la Dirección General de Fabricaciones Militares hasta 1958 cuando fue explotada por Pecheney Compañía de Productos Químicos y Electromecánicos. Entre 1969 y 1974 fue arrendada por Phibro

[1] *CONICET, CRYCIT. MENDOZA.*

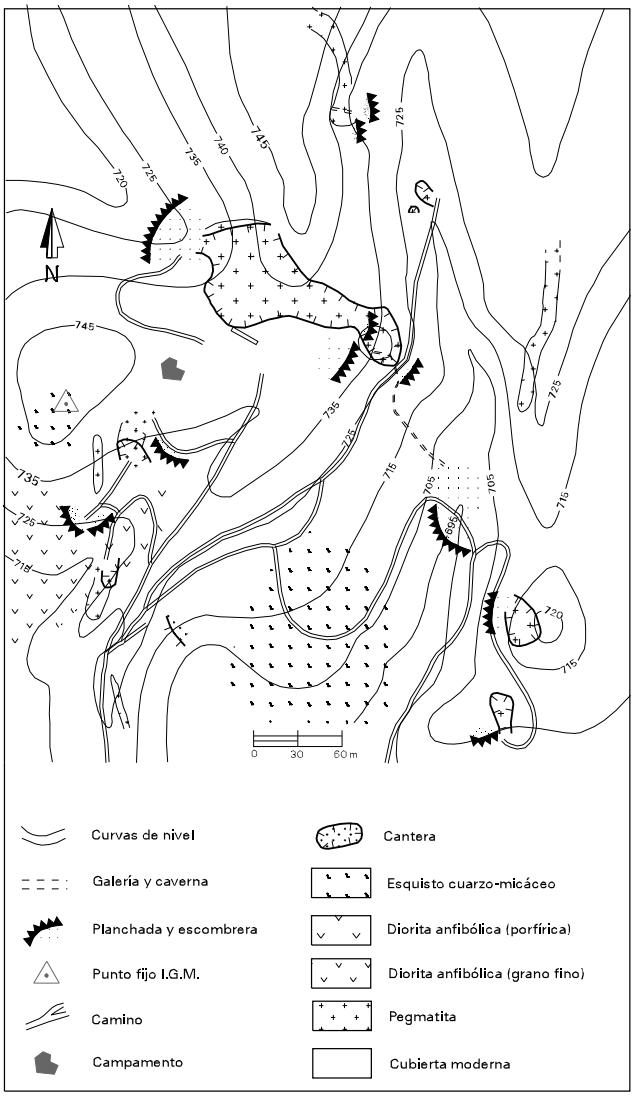


Figura 1. Mapa de mina Las Tapias (Piotti, 1988, modificado por Porta *et al.*, 1994).

Sociedad Anónima de Metales, Comercial Industrial y Financiera, para volver a la Dirección General de Fabricaciones Militares que primero la arrendó y luego remató al Sr. Rafael Andino.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento del distrito Altautina está constituido por metamorfitas de grado medio a alto en el norte, integradas por gneises sillimaníticos, gneises granatíferos-sillimaníticos y migmatitas cordieríticas. Hacia el sur disminuye paulatinamente el grado metamórfico y se pasa a esquistos cuarzo micáceos inyectados, micacitas, cuarcitas micáceas con pocas anfibolitas, calizas cristalinas y algunas dioritas (Olsacher, 1972; Gordillo y Lencinas, 1979). Este conjunto metamórfico es intruido en el sector este por el batolito de Achala y más al oeste por los stocks graníticos de San José, La Yiya, Condor Huasi, Piedra Pintada y, en el sur, Loma de la Población. Las rocas metamórficas pueden ser adjudicadas al ciclo pampeano. Algunos intrusivos graníticos menores han sufrido deformación y podrían ser pampeanos o pertenecientes a un estadio temprano de la orogénesis famatiniana.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Las pegmatitas del sector norte del distrito son de clase moscovita o transicionales entre clase moscovita y clase elementos raros. Su zonación es sencilla y consiste en una zona de borde, externa, intermedia y núcleo (Bonalumi *et al.*, 1992). Las zonas de borde son de grano muy fino y están compuestas por plagioclasa, cuarzo y moscovita, con chorlo como mineral accesorio. Las zonas externas e intermedias contienen plagioclasa, microclino, cuarzo y moscovita en asociaciones de grano grueso, las cuales además tienen granate, chorlo, berilo y apatita como minerales accesorios. De estas zonas provienen la mica y el berilo explotados comercialmente. Los núcleos son generalmente de cuarzo o cuarzo y microclino con presencia de escasos minerales accesorios como moscovita, berilo o chorlo. En la parte sur del distrito se encuentra la pegmatita Las Tapias, la cual pertenece a la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno. Esta pegmatita fue en su apogeo la más importante de Argentina por su producción de berilo y en consecuencia se describirá por separado. Se trata de un cuerpo de 200 m de longitud de rumbo este-oeste y buzamiento 18-30°S según Angelelli (1983). La mina Las Tapias cuenta con un relevamiento relativamente reciente de Piotti (1988), que le asigna un rumbo nornoroeste-sursureste y cuyo mapa modificado por Porta *et al.* (1994) se reproduce en la figura 1.

La estructura interna de las pegmatitas que en conjunto se agrupan como Las Tapias difieren sensiblemente según la descripción de Piotti (1988). Sin embargo, como la pegmatita que tuvo y tiene importancia comercial es la trabajada en la cantera central de la mina Las Tapias y en el socavón Arce, solamente se describirá este cuerpo en base a Piotti (1988) y a observaciones propias. La pegmatita se encuentra emplazada en su mayor parte en una caja representada por dioritas hornbléndicas de grano grueso a fino, el resto tiene una caja de esquistos cuarzo-micáceos. La pegmatita tiene una zonación definida pero no regular. Consiste de zona de borde, bien expuesta en el frente sur de la cantera, que alcanza 0,50 m de potencia. Esta zona contiene moscovita en libros de hasta 10-15 cm de diámetro transversales al contacto, sujetos en una matriz de feldespato rosado y cuarzo de grano fino. Agregados centimétricos radiales de chorlo ocurren esporádicamente en el borde. Luego sigue una zona monomineralica compuesta por cuarzo lechoso macizo que pasa a gris en contacto con la zona intermedia. Esta zona intermedia externa consiste de microclino con textura en bloques y algunas intercalaciones de remanentes de cuarzo parcialmente reemplaza-

dos. También se presentan unidades de relleno de moscovita y unidades decimétricas que parecen diferenciados y están constituidas por albita gris o blanca, que hacia el centro pasa a moscovita más cuarzo; los cristales accesorios de berilo o spessartina son comunes. Dentro del microclino saltuariamente se presentan cristales de espodumeno sericitizados. El espesor de esta zona supera los 4 metros. Hacia abajo se pasa a otra zona intermedia que alcanza hasta 5 m de potencia, constituida por cuarzo con diferenciados albíticos y con unidades de relleno de moscovita verdosa. En el contacto entre las zonas con microclino y con cuarzo, hacia el sector central de la cantera, se presentan venas irregulares y a veces mantos de una unidad formada por albita más cuarzo y berilo que ha sido la más enriquecida en este último mineral. Esta unidad ocasionalmente formó lentejones con concentraciones casi puras de berilo que constituyeron las partes más explotadas en la época de auge del depósito. En profundidad la pegmatita pasa a una unidad constituida por espodumeno verde en grandes cristales decimétricos, asociados con cuarzo lechoso y microclino; moscovita, granate, berilo y calcopirita son minerales accesorios menores. La pegmatita Las Tapias es un ejemplo donde se presenta una zonación vertical asimétrica provocada por un fraccionamiento del magma pegmatítico muy influenciado por la posición subhorizontal de la cámara magmática.

Las manifestaciones con lepidolita, microlita, y tantalita descriptas en la pegmatita La Juana, en Loma de la Población por Gay *et al.* (1990), posiblemente constituyan una de las localidades más australes del distrito.

Estructura

Las pegmatitas tienen en general una posición concordante a ligeramente discordante. En la mayor parte del distrito los cuerpos han sufrido tectonismo y acompañaron la deformación de las rocas de caja. Los rumbos suelen ser submeridonales pero en el área de mina Las Tapias algunos tramos de las pegmatitas están dispuestos con rumbos locales más próximos a una dirección este-oeste que a la norte-sur (Angelelli, 1983).

Morfología

La morfología de la pegmatitas es en general tabular pero como muchas de ellas se encuentran deformadas sufren frecuentes engrosamientos.

Alteración hidrotermal

En mina Las Tapias la caja de diorita hornbléndica del techo de la pegmatita se encuentra alterada en un espesor aproximado de 50 cm con formación de turmalina, epidoto, biotita, clorita y caolinización de plagioclasas. Aparentemente de esta alteración provendría la muestra, sin ubicación precisa, que contiene holmquistita y tschermakita y fuera descripta por Porta *et al.* (1994).

Mineralogía

En mina Las Tapias el feldespato potásico rosado o grisáceo en cristales métricos, a veces con algunas fracturas o contactos levemente sericitizados y cuarzo lechoso macizo son los minerales más abundantes y actualmente más explotados. Les sigue en abundancia espodumeno medianamente fresco que ha sido explotado intermitentemente. A berilo debe su fama la pegmatita Las Tapias, pues con una producción que superó las 3.000 t alcanza categoría mundial. Este mineral se presenta en cristales subhedrales a euhedrales de color verdoso y amarillento cuando está asociado con albita, de color azulado cuando está incluido en cuarzo, blanco en asociación con espodumeno y, según comentarios, raramente rosados. Los cristales de varios centímetros y hasta decímetros de tamaño son frecuentes.

Como minerales accesorios hay turmalina, principalmente chorlo, y spessartina son dos minerales frecuentes pero no abundantes en Las Tapias. La biotita ocurre en poca cantidad en la zona de borde. Uraninita es un mineral accesorio mencionado y datado. Los minerales de niobio y tantalio son escasos. Se han analizado manganotantalita, que contiene uranomicrolita y plumbomicrolita encontradas incluidas en albita (Galliski y Cerný, 1998). Comparativamente los minerales producidos por alteración de bismuto y bismutinita primarios son más abundantes que los anteriores. Además de bismutita ha sido señalada duhamelita (Gay y Lira, 1994).

Calcopirita y pirita en pequeños granos se presentan incluidas en cuarzo de la matriz de la unidad con espodumeno. Han sido mencionados asimismo malaquita y azurita.

Edad

La pegmatita Las Tapias cuenta con varias dataciones geocronológicas por distintos métodos. Linares (1959) obtuvo una edad promedio de 520±25 Ma por el método U-Pb, mientras que una datación K-Ar realizada sobre moscovita citada en Linares y González (1990) dio un valor de 465±15 millones de años. Con estos datos y el conocimiento de que las pegmatitas del distrito Altautina muestran deformación sobreimpuesta, se considera preliminarmente que en conjunto constituyen un distrito formado durante el Ciclo Pampeano.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas del distrito Altautina pertenecen a las clases moscovita o transicional entre moscovita y elementos raros en la parte norte, y a pegmatitas de clase elementos raros de signatura geoquímica LCT en la parte sur. Son pegmatitas orogénicas y en el caso de la mina Las Tapias se han formado por cristalización fraccionada en una cámara cerrada y relativamente tranquila, que facilitó la diferenciación gravitacional vertical de fracciones magmáticas de diferente composición.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires,* 2,. 704 pp. La Plata.

Angelelli, V., y C. Rinaldi, 1973. Yacimientos de Minerales de Litio de las Provincias de San Luis y Córdoba. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe,* 91, 79 pp.

Bonalumi,.J. Sfragulla, G. Simián, E. Juri y J. Sánchez, 1992. Explotabilidad económica en yacimientos de mica. Provincia de Córdoba. *Dirección de Geología Promoción e Industrias Mineras,* inédito, 22pp, 2 Anexos.

Galliski, M. A. y P. Cerný, P., 1998. Comparative geochemistry of the Columbite group minerals from the Pampean Pegmatite Province. *Program with Abstracts, 51th Annual Meeting Mineralogical Association of Canada.*

Gay, H. D., R. Lira, E. Martínez y J. Sfragulla, 1994. Hallazgo de clinovisbanita y duhamelita: nuevos vanadatos para la Argentina en la provincia de Córdoba. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas,* 141-146. La Plata.

Gay, H. D., J. Sfragulla y R. Becchio, 1990. Micas litíferas, microlita y elbaita en los afloramientos pegmatíticos "La Juana", departamento San Javier, Córdoba, Argentina. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 416-421. San Juan.

Galliski, M. A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 113-122.

Gordillo, C. E. y A. N. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias,* 5 (1): 577-650. Córdoba.

Linares, E. 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina, obtenidos por medio de la relación plomo-uranio. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 14 (3-4): 181-217.

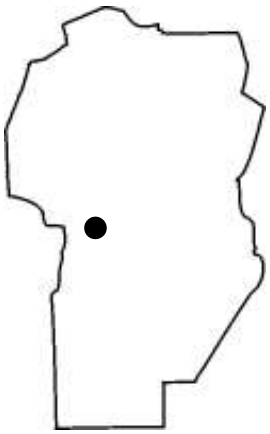
Linares, E. y R. González, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie "B",* 19.

Olsacher, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 21h (Cerro Champaquí), Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 90,* 64 pp. Buenos Aires.

Piotti, E. J., 1988. Estudio geológico, petrográfico y mineralógico de las pegmatitas "Las Tapias", pedanía Las Rosas, departamento San Javier, provincia de Córdoba. *Universidad Nacional de Córdoba,* trabajo final de licenciatura, inédito, 71 pp.

Porta, G., H. D. Gay, M. J. Dorais y R. Lira, 1994. Holmquistita en la pegmatita Las Tapias, Córdoba. Mineralogía y consideraciones genéticas. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas,* 315-324. La Plata.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Comechingones, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 361-364, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO COMECHINGONES, CÓRDOBA

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Las pegmatitas del distrito Comechingones se encuentran situadas en los departamentos Calamuchita y San Javier, entre los paralelos 32°00 y 32°30"S y 64°45"y 65°00O, en el extremo norte de la Sierra de los Comechingones. El distrito abarca una faja orientada meridionalmente de unos 10 km de ancho por 50 km de largo, que se encuentra prácticamente en la parte de mayor altitud de la sierra (figura 1).

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Las pegmatitas del distrito fueron explotadas por berilo, moscovita, columbita y minerales de uranio. Se desconocen las leyes de los cuerpos. La producción registrada de berilo del distrito supera las 700 t (Cabeza y Soto, 1950), en su mayoría proveniente de las pegmatitas Victoria y La Magdalena. No se tienen antecedentes cuantitativos de la producción de mica de corte que es de buena calidad, de columbita y de minerales de uranio. Las reservas de berilo, moscovita y especialmente feldespato y cuarzo son considerables.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

El sistema de explotación utilizado fue inicialmente a cielo abierto, continuandose después con labores subterráneas orientadas al beneficio de berilo, moscovita y minerales de uranio. Los laboreos son irregulares y dirigidos a zonas con alta concentración de mineral.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

En las pegmatitas de este distrito se descubrieron por primera vez en Argentina minerales de uranio (Rigal, 1938) pero los yacimientos ya eran conocidos de antes (Beder, 1916). Posteriormente se conocen estudios específicos de Angelelli y Varese (1947), Cabeza y Soto (1950), Granero Hernández y Davids (1951), Herrera (1963), Bianucci y D'Aloia (1965), Rinaldi (1968), Methol (1971) y Hub (1992). Sus pegmatitas fueron explotadas por berilo, mica, columbita y en ellas se obtuvieron inicialmente concentrados de uranio. Sin embargo, el distrito está subdesarrollado y su potencial nunca fue totalmente aprovechado debido al difícil acceso.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito Comechingones se encuentra en el basamento de las Sierras Pampeanas orientales, localmente integrado por metamorfitas de mediano y alto grado (Rinaldi, 1968, Hub, 1992). En su composición intervienen gneises tonalíticos biotíticos, micacitas gneísicas, migmatitas estromatíticas, migmatitas cordieríticas, anfibolitas, gneises blastomiloníticos y escasas calizas cristalinas y serpentinitas. El conjunto esta intruido en la parte norte del distrito por facies de monzogranito moscovítico del batolito de Achala y en el resto por pequeños stocks de granitos pegmatíticos, pegmatitas y escasas aplitas. Las metamorfitas descriptas corresponderían al ciclo pampeano, a juzgar por al-

[1] *CONICET, CRICYT. MENDOZA.*

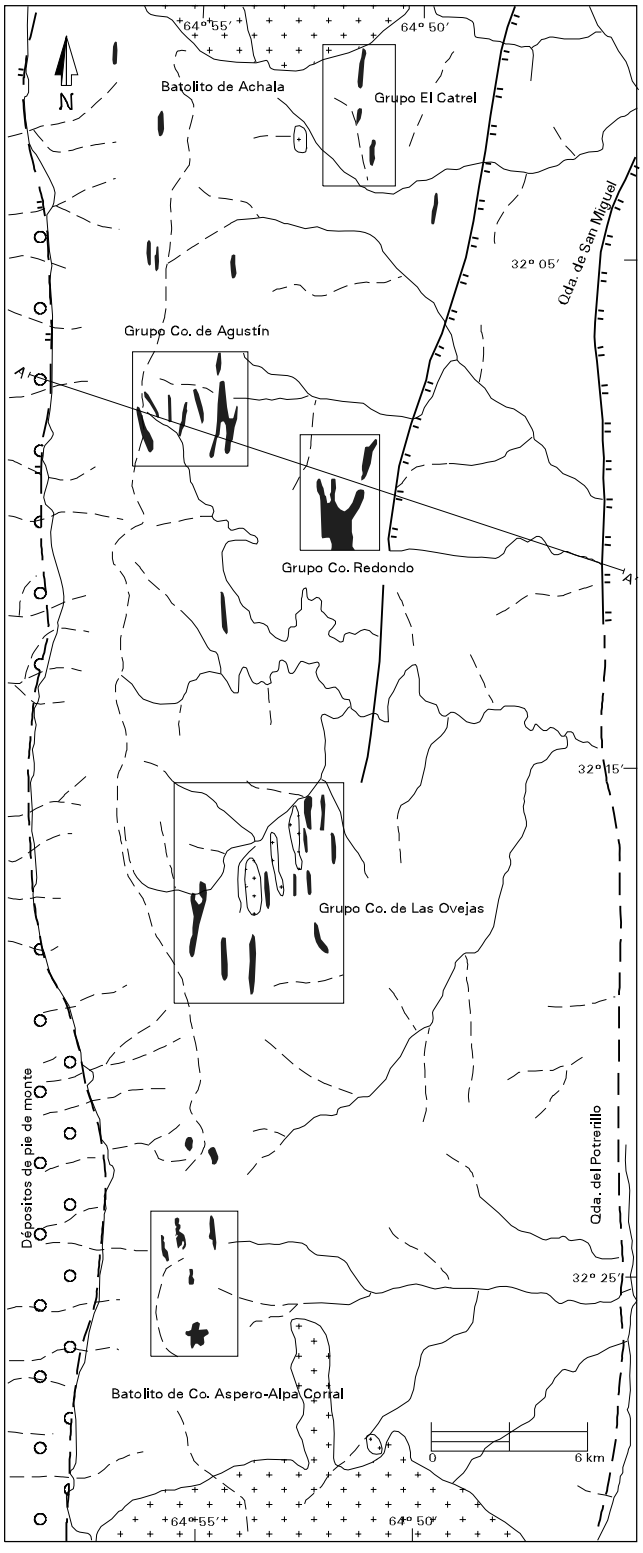


Figura 1. Ubicación de las pegmatitas del distrito Comechingones.

gunas dataciones K-Ar obtenidas en las cercanías de Yacanto, localidad ubicada al este del distrito (Linares y González, 1990), aunque pueden presentarse localmente algunos rejuvenecimientos famatinianos.

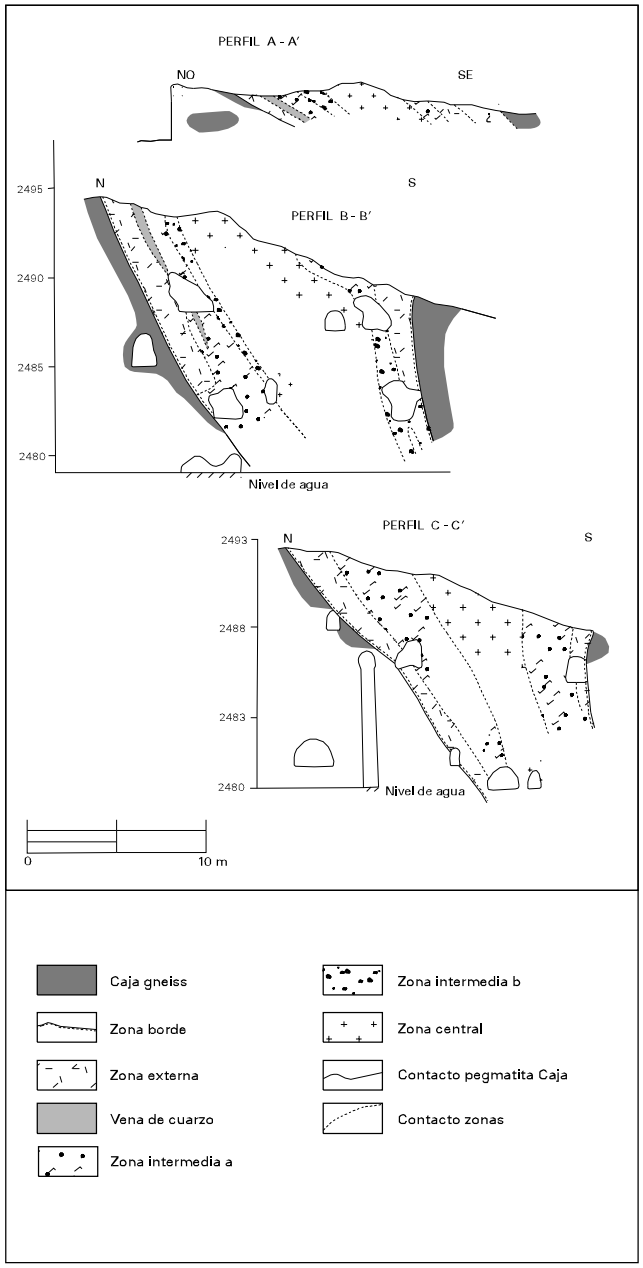


Figura 2. Perfiles esquemáticos transversales de la pegmatita Lourdes (simplificado de Rinaldi, 1968).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Las pegmatitas del distrito se encuentran en varios grupos entre los cuales se han diferenciado: Cerro del Águila con pegmatitas con moscovita, Cerro Agustín con pegmatitas productoras de berilo, moscovita, columbita y minerales de uranio como Co. Blanco y Lourdes. Cerro de las Ovejas con pegmatitas portadoras de berilo, moscovita, columbita y uraninita y sus oxidados, como Angel, Juan Román, Oscar, La Magdalena y, por último, el grupo del Cerro El Tren.

Litología

Las pegmatitas son en su mayoría exponentes de clase elementos raros, tipo berilo, subtipo berilo- columbita-fosfatos, con menor participación de cuerpos que tienen características intermedias entre esa clase y la clase moscovita. La zonación está generalmente bien desarrollada en forma asimétrica, con zonas de borde centimétricas de grano fino, compuestas por plagioclasa-cuarzo y moscovita con turmalina, granate y apatita como especies accesorias. La zonas externas son de mayor espesor y granulometría, con composición similar a las de borde. La moscovita suele disponerse en fajas de hasta 0,3 m de ancho que han sido explotadas. Las zonas intermedias son de grano grueso, pueden estar en número de hasta 3 y su composición está dominada por microclino, cuarzo, plagioclasa y moscovita, normalmente de la variedad cola de pescado; el granito gráfico no es común. Como minerales accesorios, concentrados especialmente en asociaciones de borde de núcleo, se presentan berilo, columbita, triplita, uraninita y sus productos de alteración, gahnita, pirita, allanita. El núcleo de estas pegmatias es de cuarzo. Las unidades de relleno y reemplazo están presentes pero son de pequeñas dimensiones.

Estructura

Las pegmatitas tienen posiciones concordantes a ligeramente discordantes y emplazamientos permisivos. Los rumbos predominantes son nornoreste a noreste o noroeste y los buzamientos subverticales en la parte norte y occidental del distrito y variables hasta subhorizontales en la parte oriental. Estas dos fajas donde ha habido comportamiento diferencial de la roca encajonante, más dúctil al oeste y más frágil al este, convergen hacia el sur (Hub, 1992).

Morfología

La forma dominante de las pegmatitas es lenticular y en menor grado tabular; no son infrecuentes las irregularidades y ensanchamientos y algunos cuerpos están deformados. Las dimensiones son variables y en los cuerpos zonados se alcanzan longitudes de 100 a 300 m, que en casos excepcionales pueden llegar a 600 o aun más de 1.000 metros. Las potencias usuales varían de 15 a 25 m pero en algunos casos las potencias máximas pueden ser de 100 metros. Las relaciones largo/espesor son próximas o superiores a 10.

Mineralogía

Además de los minerales petrográficos esenciales constituidos por plagioclasa, microclino, cuarzo y moscovita, las pegmatitas presentan minerales accesorios diversos como berilo, turmalina, granate, columbita, apatita, uraninita, triplita, gahnita, allanita, epidoto, pirita y calcopirita. El berilo es de color verde, verde amarillento a amarillo y en cristales de variado tamaño. Algunos ejemplares pequeños de heliodoro son de calidad gema (Hub, 1992). La columbita de estas pegmatitas es predominantemente ferro o manganocolumbita (Galliski y Cerný, 1998).

Los minerales secundarios son principalmente derivados de de la alteración de uraninita. Rinaldi (1968) identificó gummita, masuyita, fourmarierita, vandendriesscheita, autunita, meta-autunita, uranofano. También se presentan malaquita, pirolusita y fosfosiderita.

Edad

Las edades radimétricas obtenidas por el método U-Pb químico de estas pegmatitas dan valores comprendidos entre 466 y 530 Ma y se agrupan alrededor de 480 millones de años. Las edades obtenidas por el método U-Pb isotópico dieron valores de 480 y 506 Ma para las pegmatitas cerro Blanco y La Elsa respectivamente (Linares, 1959). Estos datos son insuficientes para decidir si las pegmatitas pertenecen al ciclo pampeano o al famatiniano con los límites actualmente establecidos.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas fueron consideradas como emplazadas en estructuras preexistentes con movilidad del fundido, cristalizado luego en un sistema cerrado (Rinaldi, 1968). Las pegmatitas del distrito Comechingones se consideran sin vínculo genético con los granitos del batolito de Achala. Los criterios utilizados son que las dataciones conocidas indican que los granitos del batolito son más jóvenes que las pegmatitas y el emplazamiento de ellos se realizó a menor profundidad.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y T. J. Varese, 1947. Exploración geológica-minera de las pegmatitas uraníferas de la Sierra de Comechingones, Córdoba y San Luis. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* Buenos Aires.

Beder, R., 1916. Estudio geológico e hidrogeológico en los alrededores de Villa Dolores (Provincia de Córdoba). *Dirección General de Minas,* Serie B, Boletín, 14. Buenos Aires.

Cabeza, J. J. y A. Soto, 1950. Las pegmatitas portadoras de berilo de las Provincias de Córdoba y San Luis. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito, 136 pp. Buenos Aires.

Galliski, M. A. y P. Czerný, 1998. Comparative geochemistry of the Columbite group minerals from the Pampean Pegmatite Province. *Program with Abstracts, 51th Annual Meeting Mineralogical Association of Canada.*

Granero Hernández, A. y N. C. Davids, 1951. Estudio geológico minero preliminar del yacimiento de berilo La Magdalena, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

Herrera, A., 1963. Las pegmatitas de la Sierra de San Luis: estructura interna, mineralogía y génesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 18 (1): 43-71.

Linares, E., 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de Argentina por medio de la relación plomo-uranio. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 14 (3-4): 181-217.

Methol, E. J., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22h (Santa Rosa), provincia de Córdoba y San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 124, 73pp. Buenos Aires.

Hub, C., 1992. Estudio geológico, mineralógico y potencial económico de pegmatitas del distrito Comechingones. *Informe Beca de Primer Nivel – CONICOR,* inédito 127 pp. Córdoba.

Rigal, R., 1938. Las minas de columbita y tantalita y el descubrimiento de minerales de uranio radiactivos en la Cañada de Alvarez (departamento Calamuchita, Córdoba) *Dirección de Minas y Geología, Boletín,* 45. Buenos Aires.

Rinaldi, C., 1968. Estudio de las pegmatitas uraníferas de las Sierras de Comechingones, Provincia de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 23 (3): 161-195.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 365-368, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO CONLARA, SAN LUIS

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito Conlara comprende las pegmatitas ubicadas en los dos tercios septentrionales de la sierra de San Luis, al norte de una línea imaginaria que pasa por La Toma y La Carolina.

Leyes, reservas y producción

El distrito Conlara ha tenido y mantiene una importante producción de minerales condicionada a la demanda del mercado. Los recursos de minerales de litio, berilo, feldespato potásico, albita y cuarzo son considerables pero no se conoce un estudio que haya cuantificado todo el potencial del distrito.

Sistema de explotación

El sistema de esplotación predominante es en canteras a cielo abierto y sólo en contadas ocasiones se han realizados laboreos subterráneos de desarrollo limitado (Ej. Las Cuevas y Géminis). La explotación está semimecanizada y la selección del material se produce generalmente *in situ* por medios artesanales.

[1] *CRICYT - CONICET.*

HISTORIA DEL DISTRITO

Antecedentes

Este distrito fue estudiado por Rossi (1966) después de los aportes parciales previos de Cabeza y Soto (1950), Herrera (1963) y Angelelli y Rinaldi (1963). Información adicional se encuentra en los trabajos de Balmaceda y Kaniefsky (1982) y López (1984) entre otros. En su integración se pueden distinguir varios grupos de pegmatitas como el de San Martín-Cautana ubicado al norte y noroeste con pegmatitas como La Totora, León Herido, La Meta, Las Cuevas, Yatasto y Géminis, por citar algunas, el grupo Villa Praga-Las Lagunas con pegmatitas como María Elena, Rosanna, La Esmeralda y Nancy, el grupo Paso Grande con pegmatitas como Paso Grande I y II y Beatriz, y un grupo occidental en el que se puede incluir a San Felipe, La Marta y Las Palomas. La figura 1 muestra la geología simplificada del distrito con las principales pegmatitas.

Descubrimiento y tareas de exploración

Las pegmattitas de este distrito están entre las primeras que se explotaron en Argentina. Ellas tuvieron un rol significativo en la producción de berilo, tantalita y minerales de litio del país. Actualmente producen la mayor parte de la materia prima de la industria cerámica de origen pegmatítico, como feldespato potásico, albita y el cuarzo de este tipo de yacimientos, además de moscovita de corte y *scrapp*.

Propietarios

Existe un gran número de propietarios de las pegmatitas individuales del distrito Conlara. La naturaleza de los

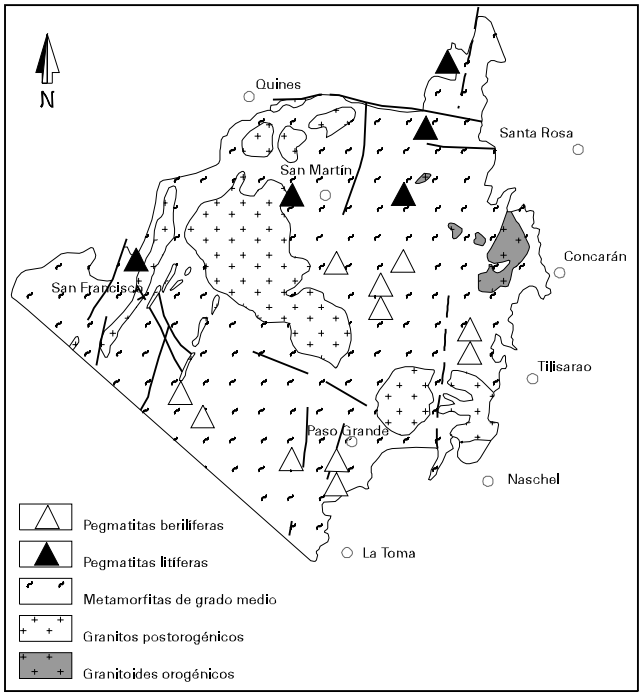


Figura 1: Mapa geológico simplificado del distrito Conlara con la ubicación esquematizada de las principales pegmatitas individuales o grupos de pegmatitas berilíferas (triángulos blancos) o litíferas (triángulos negros).

depósitos favorece la propiedad unipersonal o familiar, aunque en los últimos años se ha producido cierta tendencia a una mayor participación de empresas dedicadas a la molienda de materias primas de la industria cerámica.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento cristalino del distrito Conlara está formado por un complejo dominantemente metasedimentario de un cinturón metamórfico de tipo Abukuma, en el cual predominan rocas de grado medio como esquistos micáceos y cuarzomicáceos, gneises tonalíticos biotíticos sobre escasas anfibolitas, sujeto a deformación polifásica atribuida a los ciclos Pampeano y Famatiniano (Gordillo y Lencinas, 1979). Este conjunto es intruido por plutones orogénicos pertenecientes a una serie de tipo I, de composición tonalítica a granodiorítica, y por pequeños a discretos granitoides deformados de una serie predominantemente de tipo S (+I) y su cortejo de pegmatitas parentales (Galliski, 1994a y b). Superpuesto a este marco geológico y después de la exhumación y erosión del orógeno Famatiniano, se produce la intrusión de una serie de composición predominantemente monzogranítica y de signatura A(+S), que ha dado origen a los intrusivos volumétricamente más significativos, que forman el batolito Las Chacras-Piedras Coloradas y algunos plutones menores. La gran mayoría de las pegmatitas del distrito son cogenéticas con el magmatismo de la serie granítica de naturaleza S(+I); una proporción menor está emparentada con los granitos posorogénicos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Existen en el distrito Conlara pegmatitas orogénicas de signatura geoquímica LCT (Li, Cs, Ta) de diversa tipología, por ejemplo: Géminis, Las Cuevas, La Totora, La Meta, Cema y María del Huerto son de tipo complejo subtipo espodumeno; Cabeza de Novillo de tipo albita-espodumeno; La Esmeralda, Rosanna, Paso Grande I y II de tipo berilo; Beatriz o María Elena que pueden ser de tipo tierras raras o, eventualmente, de tipo berilo. En general se observa cierto predominio de pegmatitas litíferas en la mitad norte y noroeste del distrito, mientras que en la mitad sur y sureste hay predominio de unidades de tipo berilo, que en algunos casos pueden ser hasta transicionales a términos intermedios con pegmatitas de clase moscovita. Asimismo, por superposición de un evento geológico posterior, producido a menor profundidad, coexisten en el distrito pegmatitas de signatura NYF (Nb,Y,F) o Híbrida, las cuales están genéticamente asociadas a los intrusivos postorogénicos ya citados. Pegmatitas como San Osmar o Potrerillos pertenecen a esta familia petrogenética sin lugar a dudas, porque están contenidas en cajas formadas por esos granitos. Sin embargo, existen otras emplazadas en metamorfitas como La Marta, que tienen edades K-Ar comprendidas por este evento y se mantiene la duda si pertenecen al mismo o fueron térmicamente afectadas por él.

Se ha seleccionado un ejemplo demostrativo de una pegmatita de subtipo espodumeno: la mina Géminis, ubicada en el flanco occidental de la sierra de San Luis aproximadamente a 32º38'55'' de latitud sur y 66º04'07'' de longitud oeste y estudiada por de Barrio y Echeveste (1992).

LITOLOGÍA

La pegmatita Géminis, cuyo mapa geológico se aprecia en la figura 2, es un cuerpo con estructura zonada, que tiene una corrida superior a 200 m y un espesor variable que alcanza en su zona explotada a superar los 12 metros. El cuerpo principal, porque hay otros menores en el área, tiene un rumbo de N52ºE, una inclinación de 19º al sureste y se encuentra emplazado en gneises del basamento cristalino.

La estructura interna descrita por de Barrio y Echeveste (1992) comprende: zona de borde, zona externa, zona intermedia y núcleo. La zona de borde tiene de 0,7 a 1 m de potencia, granulometría fina y está compuesta por cuarzo, feldespato potásico y moscovita. La zona externa alcanza 0,30 a 0,40 m de espesor y está compuesta por moscovita en láminas de hasta 0,20 m de diámetro, las cuales ocasionalmente contienen litiofilita. La zona intermedia tiene un espesor estimado en 2 m y está compuesta por cuarzo, espodumeno, ambligonita y escaso berilo en arreglos texturales de grano grueso a muy grueso. El núcleo tiene un espesor mínimo de 9 m en la labor principal. Se compone de mega-

cristales de espodumeno de hasta 4 m de longitud orientados al azar en una matriz de cuarzo lechoso.

Estructura

Los contactos de la pegmatita Géminis con la roca de caja son netos. En una visita al yacimiento se ha comprobado que la pegmatita ha sufrido deformaciones posemplazamiento evidenciadas por flexuras en cristales prismáticos de espodumeno, por ejemplo.

Morfología

La morfología de la pegmatita Géminis es tabular a lenticular pero podría formar parte de un cuerpo mayor con estructura arrosariada según los autores que la estudiaron.

Alteración hidrotermal

La alteración más difundida de la roca de caja en el distrito Conlara consiste en turmalinización, seguida en importancia por moscovitización y silicificación. En la gran mayoría de los casos estos efectos son observables en los primeros centímetros a partir del contacto y, generalmente, no más allá de muy pocos metros en los infrecuentes casos donde alcanza más desarrollo.

Mineralogía

Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita; como accesorios participan espodumeno, ambligonita, berilo, litiofilita, minerales del grupo de la columbita y bismutinita. El cuarzo se presenta en masas irregulares blancas o grisáceas, menos comúnmente incoloras o ahumadas. El feldespato potásico es microclino pertítico de color blanco grisáceo o rosado. La plagioclasa es albita o su variedad laminar clevelandita. Está bien distribuida aunque no alcanza concentraciones muy importantes, y también forma venillas transgresivas. La moscovita ocurre como láminas en la zona externa y además en nódulos de mica amarillenta en láminas de pocos centímetros de diámetro o como moscovita verdosa de grano fino. El espodumeno ocurre en cristales idiomorfos prismáticos que pueden alcanzar 4 m de largo pero generalmente son de 0,50 a 0,70 m de longitud. Es de color blanco con tintes rosados y los tenores de Li_2O oscilan entre 4,20 y 5%. Los autores del trabajo mencionado previamente han cubicado reservas litíferas totales de 25.363 toneladas. La ambligonita se halla en nódulos de color blanco lechoso o amarillento de hasta 0,5 m de diámetro en la zona intermedia y en menor proporción en el núcleo. La columbita se presenta en masas irregulares pequeñas saltuariamente distribuidas en poca cantidad. El berilo es de color blanco o verdoso y se encuentra en cristales alotriomorfos subordinados. Bismutinita y litiofilita son también dos minerales accesorios menores.

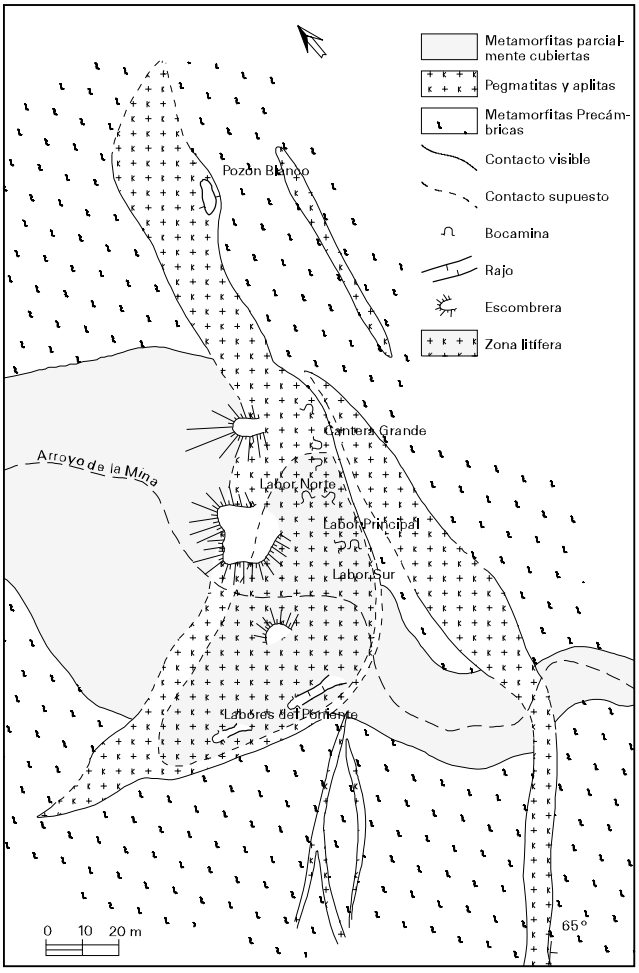


Figura 2. Mapa geológico de la pegmatita Géminis (Modificado de de Barrio y Echeveste, 1992).

Los minerale secundarios son muy escasos en la mayoría de las pegmatitas y se reducen a productos de alteración hidrotermal o meteórica de fosfatos primarios o sulfuros de hierro, hierro y cobre o bismuto.

La ganga en la pegmatita Géminis ha estado representada por cuarzo y feldespatos porque la ausencia de un camino de acceso impidió su aprovechamiento. En otras pegmatitas del distrito la ganga está generalmente constituida por broza de cuarzo, feldespatos y moscovita, además de fosfatos de hierro, manganeso y sus productos de alteración.

Inclusiones fluidas

Los primeros estudios de inclusiones fluidas de pegmatitas de este distrito se encuentran en realización (V. Martínez, comunicación personal).

Estudios isotópicos, geocronología y geoquímica

Se conocen varias dataciones geocronológicas de las pegmatitas del distrito Conlara. Rinaldi y Linares (1973)

han señalado edades K-Ar para moscovita de la pegmatita Los Duraznos de 466±20 millones de años. Galliski y Linares (1999) obtuvieron varias edades K-Ar de moscovita con los siguientes valores: La Totora 413±7 Ma, Las Cuevas 510±26 Ma, María Elena 549±29 Ma, Géminis 536±27 Ma, San Osmar 359±12 Ma, Don Felipe 425±17 Ma, Beatriz 567±28 Ma, La Marta 367±17 Ma y Las Palomas 535±28 millones de años. Estos datos parecen indicar que existen pegmatitas orogénicas emplazadas durante los ciclos Pamepano y Famatiniano, además de las postorogénicas.

Han sido publicados datos geoquímicos sobre feldespato potásico y moscovita de varias pegmatitas de este distrito, los cuales han sido utilizados para tipificar los cuerpos y establecer vinculaciones genéticas (Morteani *et al.*, 1995, Galliski *et al.*, 1997). Asimismo, la geoquímica de las especies del grupo de la columbita ha ayudado a precisar la tipología de varios cuerpos y a conocer la evolución geoquímica de estos minerales, además de establecer que este distrito, junto con los de La Estanzuela y El Quemado tienen los minerales más ricos en tantalio de las pegmatitas de Argentina (Galliski y Cerný, 1998).

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas de signatura geoquímica LCT del distrito Conlara se han producido por diferenciación magmática extrema de los granitoides de tipo S (+I) intruidos durante los ciclos Pampeano y Famatiniano. En general las pegmatitas pertenecientes a los diferentes ciclos pueden diferenciarse porque las intruidas durante el ciclo Pampeano son de mayor tamaño que las posteriores, muchas veces hasta casi la mitad de un orden de magnitud más (Galliski y Linares, 1999). Las del ciclo Famatiniano, además de ser más pequeñas, muestran trayectorias evolutivas mucho más extendidas en la diferenciación de los minerales del grupo de la columbita. Estas diferencias están indicando que los regímenes tectónicos que facilitaron el fraccionamiento de las pegmatitas fueron diferentes: más tranquilo durante el ciclo Pampeano y más activo durante el ciclo Famatiniano. Los cuerpos fueron emplazados permisiva o forzadamente por encima de 2 kbares de presión, como lo evidencia la presencia de espodumeno en vez de petalita, y cristalizaron por lo general en cámaras cerradas, ocasionalmente reabiertas por pulsos intrusivos diferidos.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y C. A. Rinaldi, 1963. Yacimientos de minerales de litio de las Provincias de San Luis y Córdoba. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe*, 91, 79 pág. Buenos Aires.

Balmaceda, A. N. y S. Kaniefsky, 1982. Caracterización de dos pegmatitas de espodumeno situadas en las provincias de Catamarca y San Luis. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 213-224. Buenos Aires.

Cabeza, J. J. J. y A. Soto, 1950. Las pegmatitas portadoras de berilo de las provincias de Córdoba y San Luis. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito, 96 pp. Buenos Aires.

de Barrio, R. E. y H. J. Echeveste, 1992. Estudio geológico-económico de la mina Géminis, Provincia de San Luis. *4º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 30-38. Buenos Aires

Galliski, M. A. 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 99-112.

Galliski, M. A. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 113-122.

Galliski, M. A. y P. Cerný, P., 1998. Comparative geochemistry of the Columbite group minerals from the Pampean Pegmatite Province. *Program with Abstracts, 51th Annual Meeting Mineralogical Association of Canada.*

Galliski, M. A., y C. E. Linares, 1999. New K-Ar muscovite ages from pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. *2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas* (en prensa).

Galliski, M. A., E. Perino, J. Gásquez, M. F. Márquez Zavalía y R. Olsina, 1997. Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52 (1): 24-32.

Gordillo, C. E. y A. N. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias,* 5 (1): 577-650. Córdoba.

Herrera, A., 1963. Las pegmatitas de la provincia de San Luis, Estructura, Mineralogía y Génesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 18 (1-2): 43-71.

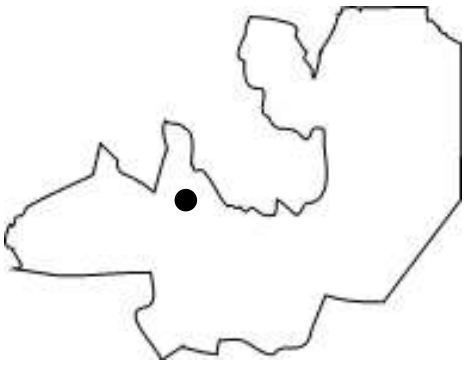
López, M. G., 1984. Relaciones petrológicas entre pegmatitas y sus cajas en la región de Tilisarao-Renca, provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39 (1-2): 131-143.

Morteani, G., C. Preinfalk, W. Spiegel y A. Bonalumi, 1995. The Achala Granitic Complex and the Pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A study of Differentiation. *Economic Geology,* 90: 636-647.

Rinaldi, C. A. y C. E. Linares, 1973. Edades K/Ar de pegmatitas de la Provincia de San Luis. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 411-418. Buenos Aires.

Rossi, N., 1966. Distrito pegmatítico Conlara, Provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* 171 p., inédito. Buenos Aires.

Zappettini, E. O.., 1999. Vetas de cobre de los distritos Capillas y Las Cuevas, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 369-370, Buenos Aires.



VETAS DE COBRE DE LOS DISTRITOS CAPILLAS Y LAS CUEVAS, SALTA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Los distritos mineros Capillas y Las Cuevas se localizan en el departamento Rosario de Lerma, en el borde occidental de la Cordillera Oriental, 5 km al suroeste de Santa Rosa de Tastil, entre la localidad de Las Cuevas y la quebrada de Capillas.

ANTECEDENTES

El área del distrito Capillas o La Quesera fue estudiada por Cussi (1994) y los resultados están sintetizados en Cussi y Sureda (1995). Información geológico-minera regional se encuentra en Blasco y Zappettini (1996).

EXPLOTACIÓN

La mineralización comprende en el distrito Capillas o La Quesera a las minas María Inés, sobre la que se efectuaron varias labores de explotación, a cielo abierto y subterráneas, así como las minas Elsa, Martha, Doña Blanca, Leonor, Mercedes. En este distrito se construyó una planta de beneficio hoy desmantelada, que produjo concentrados de pocas decenas de toneladas, a partir de mineral de alta ley (15%).

El distrito Las Cuevas incluye las minas Francisco Cornejo, Señor del Milagro, San Roque e Isa I y II entre otras.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región se caracteriza por la presencia de una espesa secuencia sedimentaria leptometamorfizada asignada a la Formación Puncoviscana intruida por un batolito granítico-granodiorítico que constituye la Formación La Quesera o Tastil.

La Formación Puncoviscana está compuesta por pelitas, areniscas, grauvacas y cuarcitas depositadas en ambiente marino y deformada por efecto de la Fase Tilcárica. El ambiente de depositación podría corresponder con el de cuencas marinas intracontinentales de tipo rift. Se asigna a esta unidad edad precámbrica superior-eocámbrica.

El batolito intrusivo La Quesera es un complejo magmático y cubre una superficie de aproximadamente 500 kilómetros cuadrados. Está constituido por granodioritas dominantes y granitos leucocráticos que representarían los bordes del plutón. Se asocian rocas filonianas entre las que se destacan aplitas.

En discordancia sobre el conjunto anterior se disponen sedimentitas del Grupo Salta, de edad cretácico-eocena.

Los principales rasgos estructurales son fallas submeridionales terciarias y la megacizalla correspondiente a la megatraza Calama-Olacapato-Toro de rumbo noroeste-sureste.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

Las vetas de cobre se localizan en la secuencia turbidítica de la Formación Puncoviscana.

MORFOLOGÍA

Las vetas del Distrito Las Cuevas tienen rumbo nornoreste-sursuroeste y escasos centímetros de potencia.

La mineralización en el Grupo Capillas o La Quesera comprende vetas de espesor variable. En mina María Inés hay tres vetas con estructura en rosario y clavos mineralizados de alta ley con orientación N15°O a N15°E y corridas que no superan los 15 m (Cussi y Sureda, 1995). Las vetas

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

Veta	Cu %	Pb ppm	Zn ppm	Au g/t	Ag g/t
María Inés	4,7	20	200	0,6	62
Elsa	2,0	75	75	0,2	22
Martha	2,0	50	n.d.	n.d.	5
Doña Blanca	2,1	n.d.	900	n.d.	22

Tabla 1 Análisis químicos de vetas del Grupo Capillas (de Cussi y Sureda, 1995).

presentan espesor discontinuo y espejos de fricción, habiendo sido afectadas por movimientos de cizalla.

Se interpreta que la estructura que controló el emplazamiento de las vetas responde a un esquema de cizalla, con las vetas alojadas en fracturas P de Riedel.

Hay fenómenos microtectónicos de reactivación con brechamiento de la mena durante la fase hipogénica.

Mineralogía

La mineralogía de las vetas del distrito La Quesera fue estudiada por Cussi (1994) y consiste en bornita como sulfuro más abundante, parcialmente intercrecida con calcosina blanca. Hay escasas inclusiones de calcopirita. Se ha identificado posible mawsonita. Son frecuentes los fenómenos de oxidación y reemplazo supergénico.

En mina Blanca se observó escasísima esfalerita.

Son comúnes los reemplazos por covellina y digenita a expensas de bornita, calcosina y calcopirita.

La calcopirita reemplaza a bornita y suele estar reemplazada por pirita e idaíta. Hay localmente calcosina supergénica formada a expensas de bornita.

Los minerales oxidados son muy comunes y comprenden malaquita predominante y cantidades subordinadas de crisocola, limonitas, hematita y azurita.

En el distrito Las Cuevas, la mineralogía es similar y comprende bornita, calcosina, calcopirita en ganga de cuarzo y escasa baritina. Como minerales oxidados hay malaquita, azurita y crisocola.

Geoquímica

Cussi y Sureda (1995) publican análisis químicos de muestras de vetas (tabla 1).

Los resultados indican un fuerte fraccionamiento del Cu frente a los demás cationes para el estadio de mineralización hidrotermal.

MODELO GENÉTICO

Cussi y Sureda (1995) establecen varias alternativas para explicar el origen de las vetas, que comprenden: a) vinculación con las plutonitas de la Formación La Quesera, b) hidrotermalismo vinculado con episodios volcánicos sincrónicos con la sedimentación de la Formación Puncoviscana y c) hidrotermalismo asociado a magmatismo mioplioceno de arco.

La distribución de la mineralización, su mineralogía, y el control estructural favorecen su asignación en este trabajo al modelo de vetas de cobre epibatolíticas (cf. Eckstrand *et al.*, 1995), asociadas al batolito de la Formación La Quesera.

BIBLIOGRAFÍA

Blasco, G. y E. Zappettini, 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín,* 217. Buenos Aires.

Cussi, D. D., 1994. *Estudio geológico-minero del grupo minerl La Quesera, departamento Rosario de Lerma, provincia de Salta.* Universidad Nacional de Salta, tesis profesional, 88 p., inédito.

Cussi, D. D. y R. J. Sureda, 1995. Grupo Minero La Quesera: algunos sistemas de vetas metalíferas y su control estructural en la FormaciónPuncoviscana del norte argentino. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 385-393. San Juan.

Eckstrand, O. R., W. D. Sinclair y R. I. Thorpe, (Eds.), 1995. Geology of Canadian Mineral Deposit Types. *Geological Survey of Canada, Geology of Canada,* 8, 640 p.

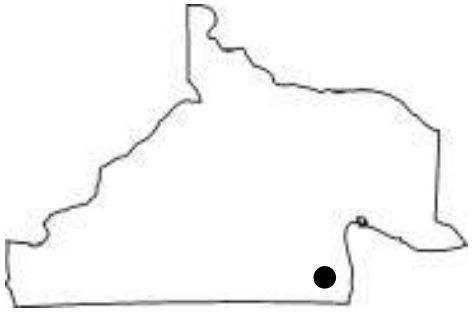


PATAGONIA

PROTEROZOICO:
Basamento metamórfico

Depósitos sedimentario-exhalativos
El distrito polimetálico Gonzalito, Río Negro

Aragón, E., L. H. Dalla Salda, M. López de Luchi, A. Benialgo y C. D. Pezzotti, 1999. El distrito polimetálico Gonzalito, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 373-383, Buenos Aires.



EL DISTRITO POLIMETÁLICO GONZALITO, RÍO NEGRO

Eugenio Aragón[1], Luis H. Dalla Salda[1], Mónica López de Luchi[2], Alfredo Benialgo[1] y Carlos D. Pezzotti[3]

INTRODUCCIÓN

El distrito Gonzalito, previamente conocido como distrito Laguna Grande (Angelelli, 1984), comprende dos fajas mineralizadas con Pb, Ag, Zn, V, [Au], localizadas en el Complejo Igneo Metamórfico Gonzalito. La Faja Oriental incluye las minas Gonzalito, Vicentito, La Querencia y Polito, y la Faja Occidental las minas Tres Marías y María Teresa. Los trabajos mineros previos reconocieron la disposición escalonada de vetas de sulfuros polimetálicos en estas minas. Trabajos recientes establecen que estas vetas están asociadas espacial y temporalmente con esquistos negros metalíferos, e identifican a estos yacimientos como tipo estratoligado, y más específicamente, como SEDEX sujeto a varios eventos metamórficos precámbricos de grado mediano a alto, y posteriormente afectados por removilización hidrotermal durante el Paleozoico superior y Jurásico. El ciclo Precámbrico dió como resultado dos tipos de depósitos: removilizados vetiformes polimetálicos y diseminados estratoligados (esquisto negro), ambos con altos contenidos en Pb, Zn, Ag y V.

UBICACIÓN

El distrito Gonzalito se localiza al sureste de la provincia de Río Negro, inmediatamente al este y sur de la sierra de Paileman, ocupando un área entre los 41º y 42º de latitud sur y los 65º y 66º de longitud oeste, con excelentes accesos, tanto desde la localidad de San Antonio Oeste ubicada a 120 km al noreste, como desde Sierra Grande a 110 km al sudeste.

LEYES, PRODUCCIÓN Y RESERVAS

Las leyes históricas de los lensoides de sulfuros polimetálicos explotados, según Valvano (1956), fueron: 38% Pb; 1.2% Zn y 437 g/t Ag, con incremento del contenido de Zn en profundidad, en tanto que el contenido metálico de los esquistos negros en la zona de oxidación oscila entre 0,1 y 3% de Pb, 0,2 y 3% de Zn, 0,5 y 4 g/t de Ag y de 150 a 1.500 g/t de V, todos ellos en la forma de óxidos complejos y silicatos.

Con respecto a la producción, durante el período comprendido entre 1953 y 1979 se extrajeron alrededor de 800.000 t de rocas mineralizadas de las que se obtuvieron 70.542 t de concentrados de Pb, Zn y Ag.

Conforme a los ejemplos mundiales conocidos, las expectativas de reservas geológicas en los yacimientos tipo SEDEX son: de 40 a 100 Mt de mena, con contenidos metálicos de 2 a 10 (% en peso). A pesar que para el distrito Gonzalito, tanto las rocas mineralizadas como los lensoides no han sido todavía adecuadamente definidos para una evaluación de reserva formal, algunos indicadores geológicos nos permiten realizar un estimación de la misma. Estos indicadores son dos: 1) de acuerdo con los datos de explotación, se conoce la existencia de lensoides de sulfuros polimetálicos hasta la profundidad de -205 m, 2) la superficie con intercalaciones de esquistos negros en la faja de Gonzalito-Polito supera los 4.000.000 metros cuadrados. Estas dos dimensiones, con las leyes mencionadas para los lensoides de sulfuros polimetálicos y el diseminado en el

[1] *Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata.*

[2] *Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, Buenos Aires*

[3] *Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.*

esquisto negro, sitúan al área de mina Gonzalito en la categoría geológica de SEDEX de gran tamaño.

Sistema de explotación

Si bien las primeras explotaciones fueron por rajos a cielo abierto, siguiendo los cuerpos mineralizados que se disponían en *echelon* con longitudes de 50 a 100 m, el volumen más importante se extrajo de explotaciones subterráneas por intermedio de guinches con balde. El yacimiento Gonzalito posee dos piques principales verticales sobre caja, con guinches que alcanzan las profundidades de -205 m y -140 m y que comunican a un sistema de galerías (-30 m, -54 m, -80 m, -110 m, -140 m, -170 m, -200 m), y numerosas chimeneas que acceden a un sistema de explotación de rajos de corte y relleno, totalizando más de 7.000 m de labores subterráneas. Este sistema de rajos, abastecía una planta con capacidad de 120 t/día con molienda y flotación selectiva. Los restantes yacimientos (María Teresa, Tres Marías, Vicentito, La Querencia, y Polito) fueron explotados esencialmente por rajos a cielo abierto, abortando la explotación subterránea en la etapa preparatoria, con piques principales pero de menor envergadura (del orden de los -33 a -40 m) de los cuales se ejecutaron labores subterráneas preparatorias y exploratorias del orden de los 60 a 100 metros.

HISTORIA DEL DISTRITO

La mina Gonzalito fue descubierta en el año 1951 y explotada por Geotecnia SA., cerrándose definitivamente por problemas económicos y laborales a principio de los ‘80. La molienda y concentración por celdas de flotación selectiva se realizaban en una planta construida en el yacimiento con una capacidad de 120 t/día. El personal vivía en la mina en un campamento minero que disponía de viviendas para administrativos obreros, una escuela, dispensario sanitario y usina eléctrica. El agua potable se traía de la localidad de Pailemán (35 km) en camiones cisterna. En la actualidad las minas están inundadas hasta 20 m por debajo de la superficie, y del campamento quedan remanentes de las paredes. Los concentrados de Pb-Ag se llevaban a San Antonio Oeste donde se había instalado una fundición. Los concentrados de Zn se vendían como tal.

Descubrimiento y tareas de exploración

El descubrimiento del primer yacimiento (mina Gonzalito) del distrito fue realizado por el baqueano Otero en un reconocimiento superficial.

Las tareas de exploración regional del distrito tuvieron dos etapas: la primera durante la década del ‘60, que fue llevada a cabo por Geotecnia S.A. y consistió en el rastreo sistemático a pie de todos los afloramientos, buscando estructuras con evidencias de mineralización. Esto llevó al descubrimiento de más de treinta manifestaciones dentro del bloque Gonzalito; las mismas son de muy variada naturaleza, encontrándose algunas mineralizaciones de fluorita, otras de manganeso, wolframita, galena, etc.. La segunda etapa transcurrió a fines de los ‘70, y fue llevada a cabo por la Dirección de Minería de la Nación en el marco del Plan Patagonia-Comahue, consistiendo en fotointerpretación y mapeo geológico-estructural a escala 1:50.000, con muestreo geoquímico sistemático de sedimento y roca, lo que permitió ubicar extensas áreas anómalas en Pb y Zn en la zona de El Jagüelito.

La exploración detallada del grupo de minas del distrito Gonzalito durante los treinta años transcurridos desde su descubrimiento hasta su cierre definitivo fue bajo el criterio veta en mano, donde cada labor exploratoria cumplía con la función preparatoria para la futura explotación. Por lo tanto las labores exploratorias subterráneas consisten en chiflones y galerías sobre veta. Este concepto asfixió la obtención de reservas, provocando el colapso económico de la empresa, dejando un yacimiento parcialmente explotado y con una incipiente exploración sobre tres estructuras importantes mineralizadas (Vicentito, La Querencia y Polito). Si bien se diagramaron dos perforaciones, éstas nunca se llevaron a cabo.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región oriental del Macizo Norpatagónico está constituida por dos complejos metamórficos: a) el Complejo Mina Gonzalito-Yaminué, infracortical, cuyas edades son ca. 800 Ma (Linares *et al.*, 1990), y ca. 780 Ma (edad más antigua) y 650 Ma (Varela *et al.,* 1997), asignándolas estos últimos autores al Ciclo Brasiliano, y b) las rocas supracorticales representadas por las metapelitas de bajo grado de El Jagüelito-Nahuel Niyeu (ca. 600 Ma, Linares *et al.,* 1990). Esta última unidad es intruida por granitos del Paleozoico inferior a medio, como la Granodiorita Río Salado cuya edad es 476 ±4 Ma (edad U-Pb, Varela *et al.,* 1997). Ambas unidades integran el Terreno El Jagüelito, que se consideró parte del cratón autóctono de Gondwana sudoccidental (Dalla Salda*,* 1990). La deformación, el metamorfismo, y la actividad granítica datada entre 600 y 650 Ma permitió a Chernicoff (1994) incluirla en el Ciclo Pampeano. Datos U-Pb recientes en circón le asignaron una edad de 526 ±15 Ma a los gneises Mina Gonzalito, sugieréndose así la extensión posible del Ciclo Orogénico Brasiliano en la Patagonia oriental (Varela *et al.,* 1997).

Del Mónaco (1971), Rosenman (1972), Ramos (1975), Vallés (1978) y Giacosa (1987,1997) describieron la geología regional del área. Rosenman (1971) estudió el sector de Arroyo Los Berros y consideró al basamento como integrado por gneises, esquistos micáceos de edad proterozoica y por esquistos cuarcíticos, biotíticos y filitas de edad paleozoica inferior. Ramos (1975) estudió la geología del sector de la minas Gonzalito y María Teresa y definió el Gneis Mina Gonzalito, que constituye los afloramientos más extensos, como un conjunto de gneises migmatíticos, anfibolitas y esquistos micáceos; y a las Ectinitas El Jagüelito, restringidas al borde occidental y sudoccidental del Bloque Gonzalito, como integradas por esquistos cuarcíticos y pi-

zarras. El contacto entre el gneis y las ectinitas es de tipo tectónico (figura 1). Ambas unidades fueron asignadas con reservas por este autor al Precámbrico. Vallés (1978) al estudiar la geología del área de las minas María Teresa y Tres Marías, describió unidades semejantes pero consideró a las ectinitas como pertenecientes al Paleozoico inferior.

Giacosa (1987,1997) efectuó un estudio regional de las rocas precretácicas de la sierra de Pailemán y denominó Complejo Mina Gonzalito a la secuencia metamórfica integrada por esquistos, gneises inyectados, anfibolitas, mármoles, niveles silicocálcicos y granitoides foliados y masivos. Restringió el término Gneis Mina Gonzalito a la caja de la mina Gonzalito y lo consideró como un gneis de ojos cataclástico generado a partir de un protolito de esquistos o gneises inyectados. Denominó Formación El Jagüelito a las filitas cuarzosas, metagrauvacas y escasos niveles de metabasitas que afloran hacia el oeste del Complejo, separadas del mismo por la Falla El Jagüelito.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

La unidad principal del basamento cristalino del bloque es el Gneis Mina Gonzalito. Esta unidad comprende un conjunto sedimentario-volcánico metamorfizado, integrado por esquistos biotíticos porfiroblásticos, esquistos biotítico-anfibólicos, cuarzosos, biotítico-moscoviticos y cuarzo-feldespáticos, gneises biotítico granatíferos, sillimaníticos, anfibolitas, niveles calcosilicáticos y granitoides sincinemáticos (anatécticos). La asociación granate, plagioclasa y sillimanita (fibrolita) vinculada a los granitoides sugiere condiciones de pico metamórfico en facies de anfibolita, aunque las rocas mineralizadas presentan una retrogresión a la asociación clorita-moscovita o clorita-granate-moscovita.

El Bloque Gonzalito se interpreta como un pliegue sinforme de 14 km de longitud de la onda, cuyo eje buza hacia el sursureste. En su flanco oriental se localizan las minas Gonzalito, Vicentito, La Querencia, Polito, y Manzano (Faja de esquistos negros oriental); en el occidental se localizan las minas Tres Marías y María Teresa y manifestaciones menores como Curriqueo (Faja de esquistos negros occidental). En la extensión sur de estas fajas predominan mármoles y niveles calcosilicáticos con algunas intercalaciones cuarcíticas, lo cual indicaría por la presencia de un frente carbonático una transición entre facies de aguas someras y más profundas.

En términos generales se reconoce un aumento del grado metamórfico y de la frecuencia y dimensión de los cuerpos granitoideos hacia el oeste. La Faja Oriental está integrada por niveles de metavolcanitas ácidas mineralizadas intercaladas en metavolcanitas dacíticas, escasos niveles de anfibolitas y esquistos cloríticos mineralizados. En el flanco occidental se reconocen intercalaciones de anfibolitas bandeadas en niveles de gneises y no aparecen metavolcanitas ácidas ni rocas porfiroblásticas; los granitoides sincinemáticos forman dos plutones concordantes con la estructura regional.

Litología

Los esquistos mineralizados aparecen intercaladas en el Gneis Mina Gonzalito (Dalla Salda y Aragón, 1994) en distintos niveles de la secuencia metamorfizada. Genéricamente han sido denominados esquistos negros, término que incluye esquistos de grano fino, con foliación variablemente marcada, de color gris oscuro a gris verdoso, que habrían derivado de rocas clásticas y volcaniclásticas. Bajo la misma denominación se incluyen metavolcanitas ácidas de color gris verdoso claro, moderadamente esquistosas, y niveles con contenido variable de cuarzo y mica clara que podrían ser metapsammitas asociadas a sedimentos químicos (*chert*?). El término entonces alude a un conjunto portador de mineralización diseminada que como carácter distintivo posee coloración oscura (por el contenido de Mn y de Fe), grano fino, pátinas de alteración rojizo-verdosas, y dentro de un perfil corresponden a los niveles más afectados por la meteorización y alteración hidrotermal jurásica.

Los esquistos negros son desde el punto de vista petrográfico esquistos cloríticos foliados de color negro a castaño oscuro. La foliación está bien desarrollada y se halla definida por la alternancia de folias predominantemente cloríticas con escaso feldespato potásico y cuarzo, en general de grano más fino y folias más ricas en minerales félsicos de grano un poco más grueso. La composición predominante de los esquistos es de cloritas, agregados de mica clara, cuarzo y minerales opacos. En secciones delgadas muestran una foliación anastomosada (en las facies ricas en mica clara) o bien el desarrollo de una anisotropía planar conspicua remarcada por el bandeamiento y en algunos casos por venas cuarzosas. Esta foliación, definida esencialmente por la disposición de clorita, es remarcada por agregados elongados de mica clara-cuarzo-minerales opacos, que se consideran como niveles lentiformes boudinados que resultarían un rasgo primario del protolito.

Las cloritas son de color castaño oscuro a castaño rojizo y se hallan interlaminadas con agregados finos de óxidos. En todas las muestras estudiadas hay dos tipos de clorita: clorita 1 (pseudomorfa de un clinoanfíbol) que define la foliación mesoscópica y microscópica, y clorita 2 que sobrecrece en general estáticamente esa foliación. El grado de reemplazo del clinoanfíbol varía desde completo donde sólo se reconoce el antecesor anfibólico por sus contornos cristalinos, o bien por casos de menor desarrollo donde se reconocen relictos de clinoanfíbol tanto dentro de las cloritas como en los bordes.

El cuarzo generalmente es de origen detrítico aunque la recristalización en *annealing* hace muchas veces difícil distinguir con claridad un origen clástico, no descartándose la presencia de precipitación química de sílice. La alternancia de folias ricas o empobrecidas en cuarzo sugieren un cambio brusco en el ambiente de depositación (turbiditas). Los agregados de mica clara (sericítico-moscovíticos) son pseudomorfos de feldespato potásico. Tienen granate y en algunas muestras apatita y esfena. El granate es de hábito poiquilítico y sobrecrece estáticamente la foliación (un

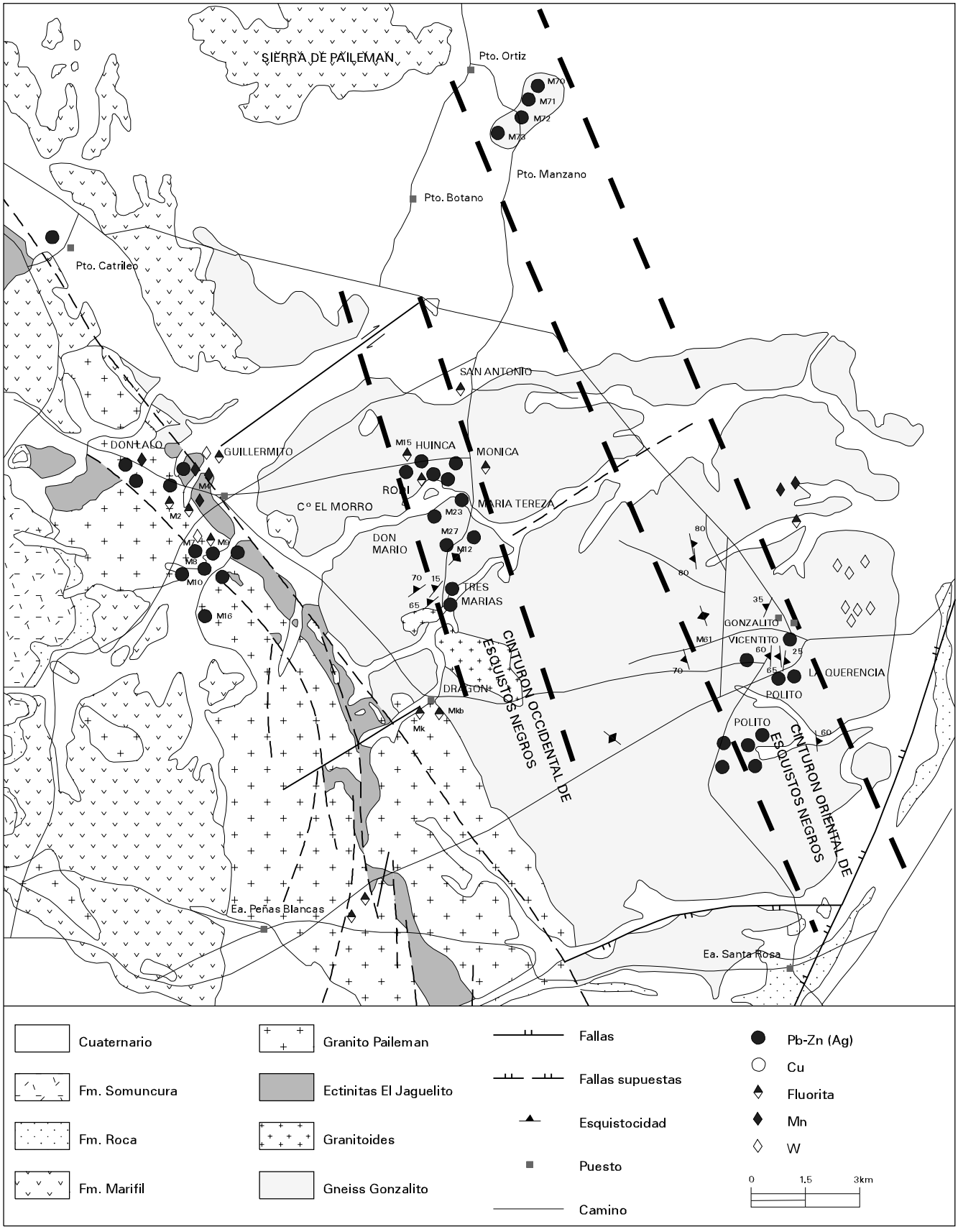


Figura 1. Mapa geológico y de ubicación del distrito Gonzalito.

rasgo textural que aparece en los esquistos porfiroblásticos); las paragénesis retrógradas están representadas por la asociación clorita verde-cuarzo-mica blanca.

Las paragénesis más comunes de los esquistos negros cloríticos son:

-Clorita+ mica blanca+ minerales opacos +grafito, y granate y epidoto en los tipo Zn> Pb.

-Clorita+ mica blanca+ feldespato relíctico+apatita+ circón.

Las restantes rocas mineralizadas ricas en cuarzo constituyen un grupo muy heterogéneo en composición, que incluye metavolcanitas y metasedimentos; algunas rocas son metagrauvacas ricas en cuarzo (metaturbiditas) y cuarcitas micáceas (originalmente arenosas o argiláceas), pero en otros casos es difícil reconocer la naturaleza del protolito especialmente en aquellos casos donde se halló un material volcaniclástico. Las paragénesis más comunes son:

Feldespato+cuarzo+moscovita±clorita±apatita±epidoto± minerales opacos± (fibrolita).

La foliación de los tipos metasedimentarios se define pobremente como folias cloríticas discontinuas, distribuidas en un agregado de cuarzo mal seleccionado. En las rocas metavolcánicas (y/o metavolcaniclásticas), el feldespato aparece como el mineral de mayor tamaño que le confiere un aspecto pseudoporfiroide. Las sombras de presión alrededor de feldespato indican una deformación dúctil, un poco más joven o simultánea con el desarrollo de los minerales opacos.

Las metavolcanitas poseen fenocristales de plagioclasa sericitizada, escasos fenocristales de feldespato potásico inalterados y cuarzo insertos en una mesostasis granofírica cloritizada y sericitizada. La moscovita aparece en blastos estáticos y la clorita como cristales individuales o en agregados intersticiales asociados a moscovita y sillimanita. Los minerales opacos se asocian a clorita, o están en venillas anastomosadas delgadas restringidas a un cristal de feldespato o en torno al mismo; también se reconocen venas discordantes.

Las cuarcitas argiláceas gris a blanco verdoso y algunos *cherts* recristalizados están compuestas por cuarzo, cantidades variables de mica blanca, y escaso feldespato sericitizado.Tanto la mica blanca como los minerales opacos aparecen en intersticios orientados lo que les confiere una cierta foliación.

Los minerales opacos estudiados en los esquistos mineralizados son óxidos complejos de Zn, Mn, Pb y Fe (con escasos sulfuros de estos elementos), que aparecen en distintas asociaciones, texturas y estructuras:

1- en las trazas de clivaje de cloritas y clinoanfíbol relíctico mayormente son óxidos complejos de Zn y Fe o Zn y Pb.
2- en cristales aislados con núcleos de color castaño anaranjado birrefringentes.
3- en cristales aislados totalmente opacos de distinta morfología:
   3- a. de sección cuadrada y reflejos rojizos.
   3- b. en cristales rodeados de óxidos de Fe.
   3- c. en cristales cribosos de secciones más o menos romboidales dispuestos paralelos a la foliación.
   3- d. como cristales opacos distribuidos preferentemente cerca de venas cuarzosas discordantes.
4- en agregados lensoides paralelos a la foliación.
5- en venas:
   5- a. paralelas a la foliación.
   5- b. discordantes muy delgadas.

Estructura de las lentes y niveles mineralizados

El basamento del distrito Gonzalito fue afectado por varias fases de deformación dúctil con desarrollo de esquistosidad, que involucraron toda la pila volcano-sedimentaria y que son anteriores a las deformaciones frágiles del Paleozoico superior-Jurásico. En algunas zonas como en las minas María Teresa y San Octavio, la fracturación tardía controló la removilización local de la mineralización proterozoica.

La estructura compleja del basamento y de las rocas mineralizadas fue analizada en distintas escalas. El estudio a escala regional, usando imágenes TM y el programa TNTmips, permitió reconocer lineamientos principales N10° y N350º y N60° y N295° como secundarios. También se reconoció que el Bloque Gonzalito es una estructura sinformal que buza hacia el sursureste. La cartografía estructural y el análisis de estructuras mesoscópicas muestran que estas alineaciones son casi coincidentes con los datos del campo.

Los planos de esquistosidad y bandeamiento se disponen en tres orientaciones principales: N10°-15°, N345° (rumbo principal de los lensoides), y N70°. Las variaciones de inclinación de estas estructuras planares son muy marcadas desde casi horizontales a verticales como se ve en la figura 2. Se debe señalar una relación estrecha entre la verticalización de la esquistosidad y la presencia de lensoides. Esta variación del rumbo e inclinación de la esquistosidad está relacionada con un modelo de interferencia complejo, que muestra cierres y sillas estructurales. Esas estructuras cerradas controlaron la distribución de la mena (figuras 2b y 3). La traza de los planos axiales de los pliegues mesoscópicos del campo varía entre N355°, N15° y N80°. Las conspicuas estructuras lenticulares, apretadas y cerradas, son el resultado de pliegues doblemente buzantes como consecuencia de la interferncia de diferentes fases de plegamiento. Estas charnelas casi norte-sur explican el arreglo escalonado de los lensoides mineralizados que se puede observar tanto en superficie como en los registros mineros de explotación. Los pliegues parasíticos tipo *kink* se relacionarían con un episodio de deformación en la transición frágil-dúctil final. Estos pliegues menores y la fracturación no controlaron la distribución de la mena diseminada. Los diagramas de fábrica permitieron modelar la interferencia de las fases de plegamiento. Usando el ángulo alfa (F1-b2), el ángulo beta (a2-c1) y el ángulo gamma (F1-c2) se define la forma de estructura que controló la mineralización (figura 3).

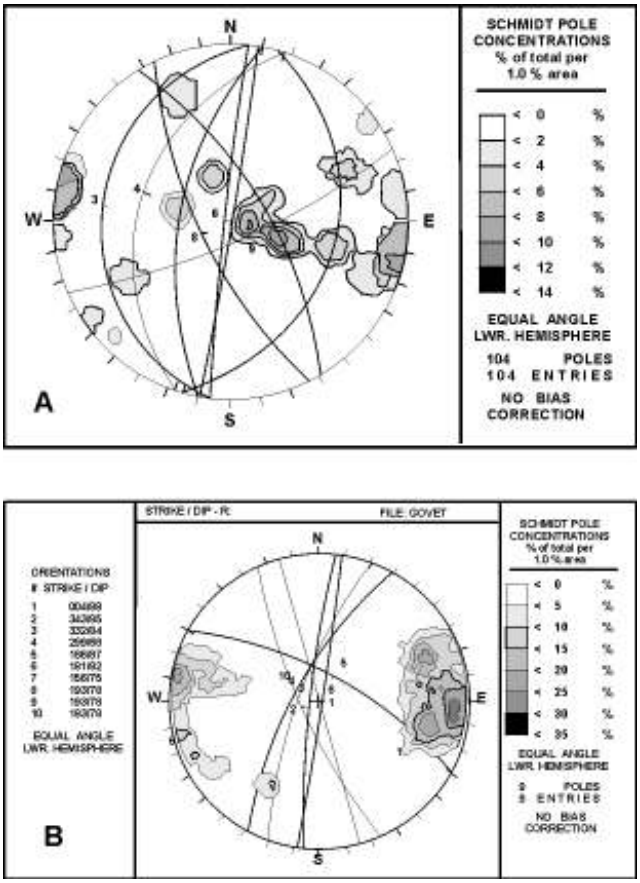


Figura 2. a. Actitud de la esquistosidad en rocas de basamento y esquistos negros. b. Actitud de los lensoides con sulfuros.

La estructura que caracteriza los afloramientos de las rocas de caja, la distribución de las labores mineras y aquella que aparece en los mapas mineros viejos confirma este modelo. Este modelo de interferencia explica la conexión que existe en el distrito entre dos episodios de deformación aproximadamente coaxial y la mineralización. Esta estructura habría controlado la movilización, el entrampamiento sintectónico y la distribución de la mineralización en el área, y explicaría la forma, tamaño e interconexión de los lensoides.

Desde el punto de vista prospectivo, permitiría también predecir la distribución de la mena a profundidad. La disposición estructural es visible en planos horizontales y en cortes verticales que han sido efectuados reconstruyendo datos de laboreo subsuperficial (figura 4).

Morfología

La morfología de los lensoides de sulfuros masivos se resuelve en curvas y lazos cimoides, en cuerpos individuales dispuestos en *echelon* de 50 a 100 m de largo con espesores promedio de 60 a 70 cm y *plunge* al sur. Los esquistos negros acompañan lateralmente a los lensoides de sulfuros.

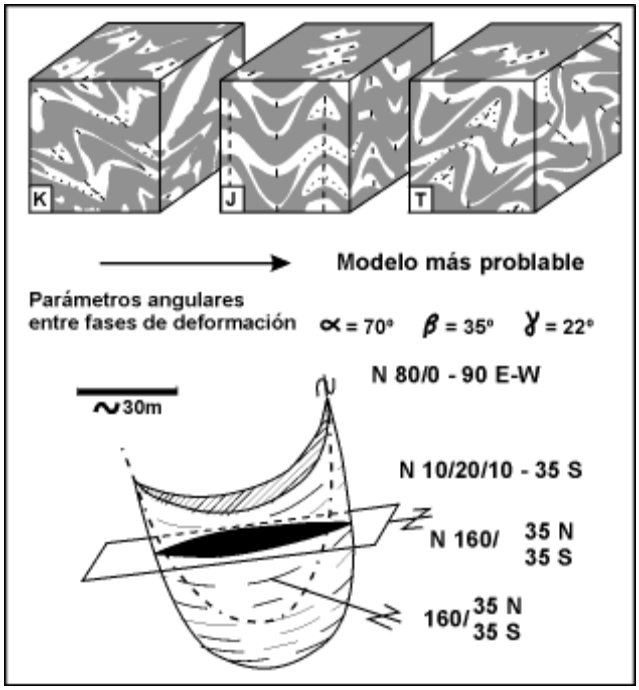


Figura 3. Modelos de la interferencia deformacional polimetálica.

Alteración hidrotermal

Se registran efectos de alteración hidrotermal vinculados a la actividad magmática jurásica. Una isocrona Rb/Sr realizada sobre roca de caja y esquistos negros con los feldespatos alterados a sericita da una edad de 161 Ma. Relacionada a esta removilización se asocian óxidos de manganeso.

Mineralización, distribución de la mena y ocurrencia

Los depósitos en el distrito Gonzalito se hallan de dos maneras: en rocas que genéricamente se denominaron esquistos negros, donde la mineralización es de tipo estratoligado, y en lentes de sulfuros masivos a los que pasan sin transición lateralmente.

Los esquistos negros comprenden dos litologías, una básica y otra mesosilícica a ácida, y se hallan enriquecidos en Zn, Pb, Ag, V y eventualmente Au, los que aparecen en silicatos, óxidos, sulfuros, carbonatos y metales nativos (algunos de los niveles mineralizados pueden considerarse como esquistos negros metalíferos). Se reconocieron además contenidos anómalos de mena en algunas rocas calcosilicáticas. El espesor de los niveles mineralizados varía entre 1,2-2,5 m que se repiten por un apretado plegamiento.

Las lentes constituyen concentraciones de origen metamórfico, controladas por estructuras de menor orden y están compuestas por sulfuros masivos polimetálicos, que se disponen concordantes con la esquistosidad, formando trenes arrosariados de lensoides en *echelon* en dos direcciones: N0º-40º y N320º-360º. La media estadística de la

inclinación fluctúa entre 76º-86º oeste. Su espesor varía entre 0,70 y 1,5 m y su longitud entre 30 y 100 m, con una distancia promedio de alrededor de 50 metros. La zona de oxidación incluye limonita, yeso, óxidos de manganeso, cerusita, anglesita, wulfenita, pyromorfita y vanadinita. En profundidad los lensoides son portadores de minerales primarios como: galena, esfalerita, pirita, calcopirita, arsenopirita, marcasita, rodocrosita y cuarzo. La zona de oxidación (principalmente meteórica) alcanzó 40 m de profundidad. El yeso reviste y rellena cavidades. En estas lentes se observa removilización vinculada al volcanismo jurásico. En el área de María Teresa se reconoce la mineralización de fluorita (jurásica), en una ganga silíceo-carbonática que aparece como una vena de 40 m de largo por 1,6 m de espesor, y que se dispone con rumbo N30ºO cortando casi perpendicularmente a la estructura de sulfuros metamórficos, y removilizando a los mismos en la mencionada intersección.

La presencia de esquistos negros no se limita exclusivamente a la caja de las lentes sino que se extiende más allá, como por ejemplo a lo largo de un perfil de 55 m, perpendicular a la estructura con lentes de sulfuros masivos de la mina Gonzalito (figura 5). Allí los esquistos, cuyo espesor medio es de 1,2 m, se repiten; las rocas son ricas en cloritas zincíferas y óxidos de Zn-Mn. El contenido de Zn varía de 1.000 a 30.000 partes por millón. Una muestra de ese perfil mostró 3.210 ppb de Au. Algunos de estos óxidos producen una anomalía de susceptibilidad magnética apreciable en los esquistos negros, lo que permite usarla como guía de prospección.

En ese perfil se reconocieron posibles formaciones de hierro dado que un esquisto negro dió un contenido de hierro de 40,83% y 7 niveles interestratificados mostraron contenidos de alrededor del 17%. Se identificaron también esquistos ricos en manganeso (Mn> 0.8%).

El empobrecimiento relativo en Pb en los esquistos de este perfil hacia el contacto con la lente de sulfuros indicaría la migración del mismo hacia la lente mientras que el Zn ha quedado en óxidos y silicatos.

Mineralogía

Los minerales primarios son:

a) Sulfuros Masivos: galena, esfalerita, pirita, calcopirita, ankerita ?, en pequeñas proporciónes: arsenopirita, pirrotina, marcasita.

b) Esquistos Negros: Óxidos complejos de Mn, Fe y Zn (Franklinita ?), anfíbol cincífero, clorita cincífera, moscovita cincífera, pequeñas proporciones de esfalerita, galena y pirita.

Los minerales secundarios

a) Sulfuros Masivos: cerusita, anglesita, wulfenita, vanadinita, piromorfita, limonitas, óxidos de manganeso etc.

b) Esquistos Negros: hidrofranklinita (calcofanita), manganomelano, piromorfita, limonitas ricas en cinc.

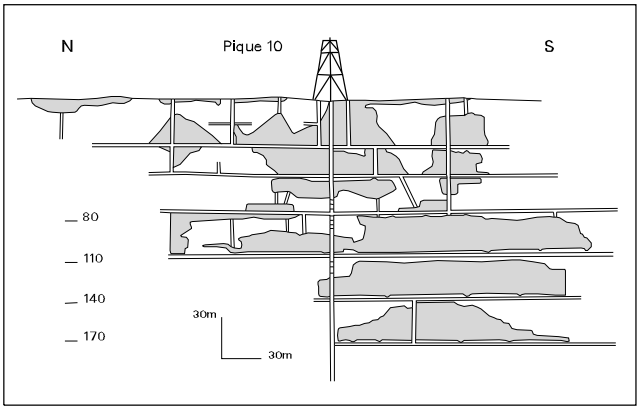


Figura 4. Sección longitudinal de los niveles de explotación en el sector norte de la mina Gonzalito.

Los minerales de ganga

a) Sulfuros Masivos: cuarzo, en pequeñas proporciones calcita, rodocrocita.

b) Esquistos Negros: cuarzo, biotita, granate, feldespato.

Geoquímica de las rocas con mineralización diseminada

El muestreo superficial de rocas sin evidencia de alteración hidrotermal se utilizó para efectuar análisis químicos. Los contenidos de elementos mayoritarios y minoritarios son normales para rocas volcánicas y para rocas sedimentarias, sean sedimentos químicos o clásticos. Se pueden así diferenciar tres tipos de conjuntos de rocas propios de una cuenca sedimentaria marina. Uno, restringido a una posición marginal, muestra CaO alto y baja sílice (mármoles y/o margas). El otro está constituido por un conjunto de esquistos finos , lutitas, psamitas y niveles volcánicos interestratificados en un ambiente más profundo y un tercero dado por rocas portadoras de mineral (esquistos negros o metalíferos). Los esquistos metalíferos pueden ser fácilmente distinguidos de las rocas estériles por su bajo contenido de Na_2O (< 0.6%), bajo CaO (< 2.0%), y relativamente más alto K_2O (1 a 3%).

Los contenidos de Zn, Pb, Ag, y V son anormalmente alto, y de interés económico. El tenor de Cu con respecto al de Pb-Zn es muy bajo, y en un diagrama Cu-Zn-Pb (figura 6) se localiza en el área un enriquecimiento en Zn-Pb, lo cual es típico de depósitos sedimentarios de Zn-Pb distales.

Así como se distinguieron diversos tipos de rocas mineralizadas también se separaron dos grupos desde el punto de vista químico (tabla 1) sobre la base de su distinta composición mayoritaria y contenido metálico: 1) Bajo sílice-Fe alto. En este grupo la sílice varía de 44 a 55%, y el Fe es > 12% (media estadística 16%). Algunas de estas rocas serían equivalentes a formaciones de Fe y esquistos manganí-

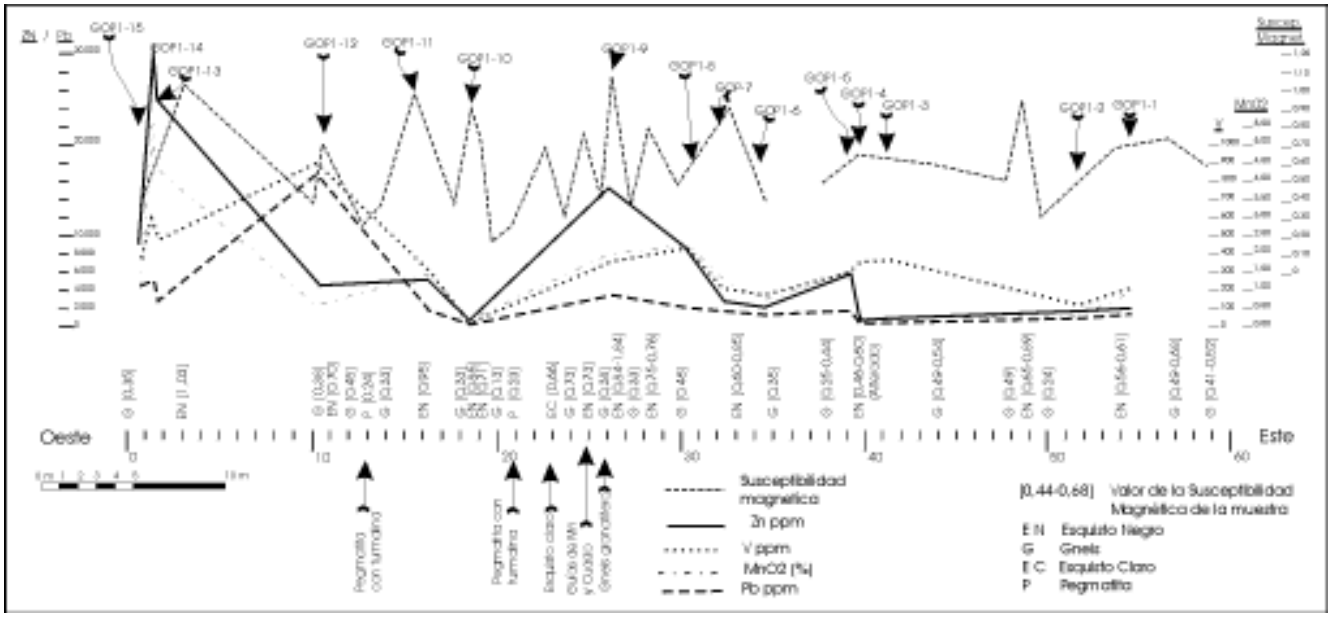


Figura 5. Perfil perpendicular a Gonzalito, vena principal, mostrando contenido metálico y susceptibilidad magnética.

feros. Dentro de este grupo las muestras con alto contenido de CaO son de tipo anfibolítico 2) sílice alta-bajo Fe. En este grupo que incluye algunos esquistos cloríticos ricos en cuarzo y feldespatos sericitizados, metavolcanitas ácidas, cuarcitas y algunos niveles de sedimentos químicos, la sílice varía de 55 a 74%, y Fe es más alto que 3.9%, y más bajo que 10% (media estadística malo 6,25%).

El primer grupo está caracterizado por un contenido medio de 14.000 ppm Zn, 2.600 ppm de Pb, 2,19% de MnO y 518 ppm de V. En el segundo grupo, el Zn presenta tenores medios de 6,100 ppm, el Pb de 7,200 ppm, el MnO de 0,42% y el V de 307 ppm. El contenido más alto de Ag se presenta en este segundo grupo y en general se asocia con el predominio de Pb sobre Zn. Los esquistos cloríticos y las

	Alta sílice Bajo hierro	**Baja sílice Altohierro**	**Clorita cincífera**	**Calcofanita (hidrofranklinita)**
% Peso	**Muestra GOP1-15**	**Muestra GOP1-13**	**Muestra 14-3**	**Muestra 14-3**
SiO_2	65,50	48,96	36,14	
TiO_2	0,51	0,82		
Al_2O_3	12,32	14,04		
Fe_2O_3	10,52	13,85	18,57	0,0-1,0
MnO	0,62	3,80	2,54	50-54
MgO	0,90	5,24	10,92	
CaO	0,72	0,34		
Na_2O	0,08	0,07		
K_2O	2,82	1,74		
P2O5	0,11	0,30		
LOI	4,69	7,26		
ppm			% P.Ox.	% P.Ox.
Cu	353	67		
V	376	493		
Zn	8.734	25.076	4,07	31-34
Pb	4.487	2.713		0,9-3,4
Ag	1,2	1,6		

Tabla 1. Grupos de rocas diferenciados desde el punto de vista químico según su composición mayoritaria y contenido metálico, y composición de clorita cincífera y calcofanita.

anfibolitas mineralizadas muestran una relación Zn> Pb, aunque en la zona de María Teresa se encontraron niveles de esquistos cloríticos que tienen microcizallamientos con concentraciones de minerales opacos donde el tenor de Pb es mayor que el de Zn.

En los esquistos negros se reconoce grafito y el contenido de sulfuros es muy bajo. Las anomalías de plata en el segundo grupo parecen asociadas a los mayores contenidos relativos de S que no obstante no superan las 3.200 partes por millón. La presencia de grafito y el V alto están relacionados con un ambiente anóxico rico en materia orgánica. El contenido bajo de sulfuros y el alto contenido metálico en minerales metamórficos son indicativos de que la roca original era deficiente en S; posiblemente se podría aplicar un modelo genético donde factores de Eh y pH en el agua de mar ejercerían un mayor control en la precipitación de los minerales de mena que las soluciones hidrotermales que aportaron los metales. Dicho de otro modo: se trata de yacimientos distales de los focos exalativos, con alta disolución en el agua de mar. En la figura 7 se muestra la variación del contenido metálico en un perfil transversal a la caja de esquistos negros y veta de sulfuros masivos.

La presencia de mármoles calcíticos y dolomíticos, relacionados con esquistos negros, parece sugerir que hacia el sur se localizaría un banco carbonático. Allí se reconocieron escasos niveles con anomalía de Zn, y partículas de oro; los ensayos de activación neutrónica indicaron tenores de 10 a 73 ppb de Au.

Los estudios de la mena estudiada (reflexión, microsonda y microscopio electrónico & EDAX) mostraron que la mena primaria (Zn y Pb) se halla en dos sistemas diferentes. Uno es un conjunto de silicatos primarios, principalmente cloritas con hasta 5% de Zn, y el otro es un grupo de óxidos complejos, asociados a calcofanita (hidrofranklinita), escasa pirita, y calcopirita.. En una muestra se hallaron partículas finas de Au (< 1 µm). Los minerales secundarios relacionados con la mena son óxidos complejos ricos en Zn-Pb. La Tabla I muestra la composición de la calcofanita, cuya presencia es bastante significativa, dado que es

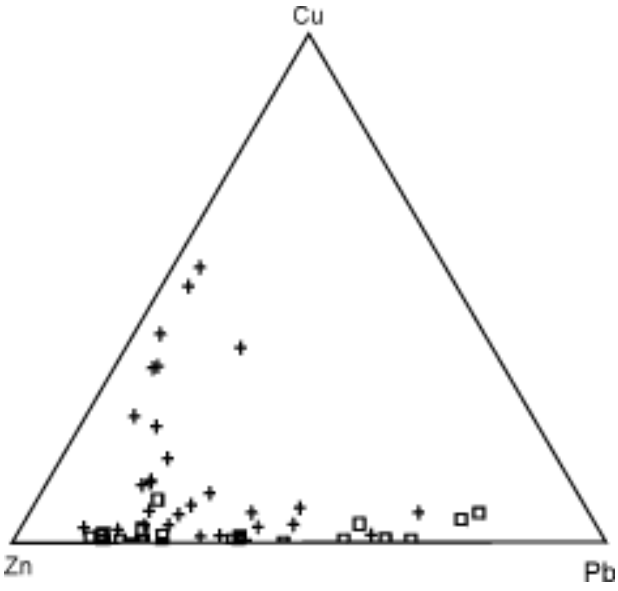


Figura 6. Diagrama Cu-Zn-Pb. Esquistos negros: cuadrados. Gneises y granitoides: cruces.

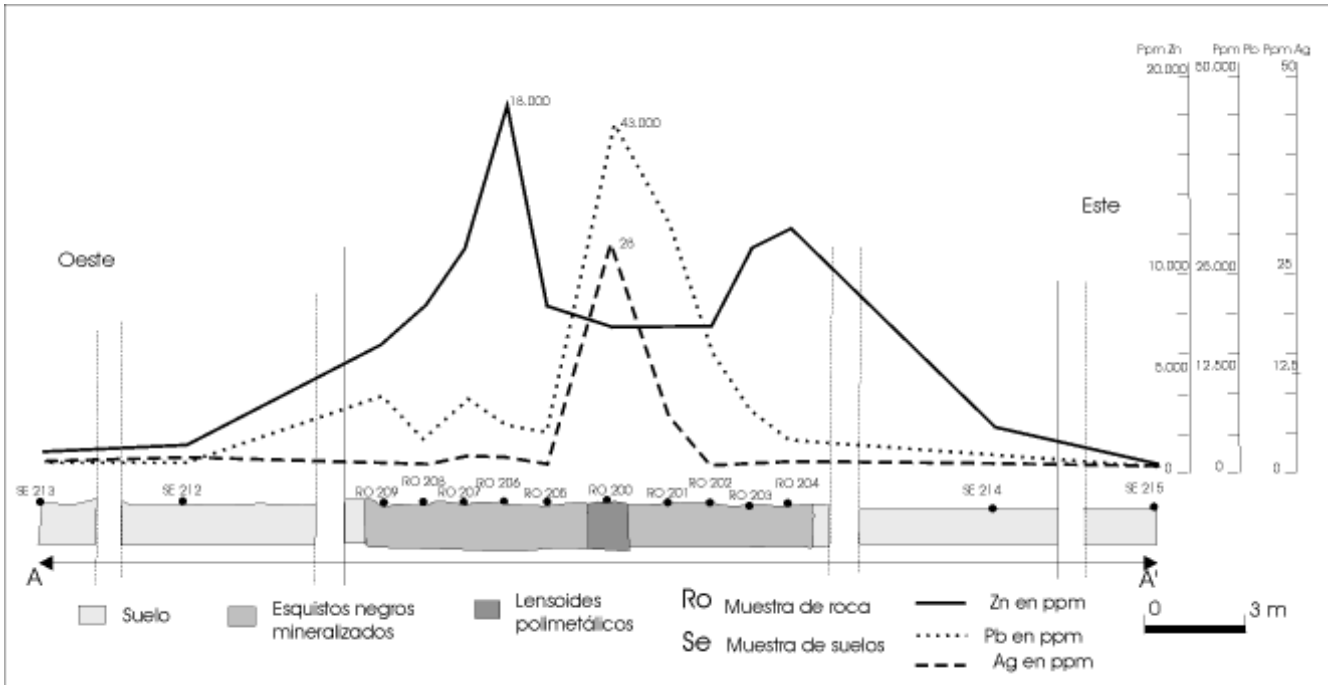


Figura 7. Variación del contenido metálico en un perfil transversal a la caja de esquistos negros y veta de sulfuros masivos. Perfil de vetas y caja.

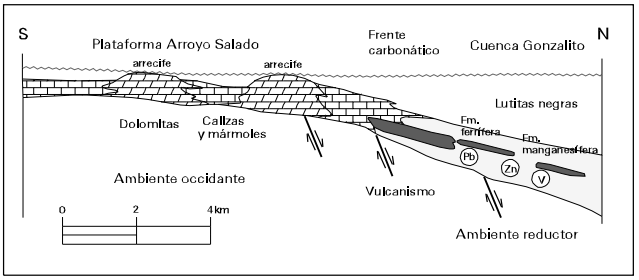


Figura 8. Perfil geológico esquemático sur/norte mostrando variaciones faciales de los depocentros.

un producto de la alteración de franklinita y heterolita, que son minerales de la mena en el distrito cincífero de Franklin (Sussex, New Jersey). Los minerales opacos pueden constituir hasta el 35% modal en las rocas del grupo de baja sílice.

El contenido de Zn en las cloritas varía de 0 a 5%, siendo las variedades con SiO_2 entre 25-35% y FeO alrededor de 20%, las más ricas. Zn/ MgO o ZnO/ FeO poseen correlación negativa, que indica la localización del Zn como un catión trioctaédrico. En el grupo de alta sílice, las cloritas cincíferas que aparecen asociadas a moscovita tienen un rango composicional más restringido entre 23-29% de SiO_2 y tenores más altos de FeO, siendo así más pobres en Zn.

La distribución espacial del contenido de metales muestra un control metamórfico en términos de disponibilidad de azufre. El Zn quedó principalmente como silicato y en óxidos complejos tanto de Fe como de Mn en los niveles mineralizados diseminados interestratificados en la secuencia metamórfica que constituirían así restitas, mientras que el Pb-Ag y parte del Zn migraron en forma de sulfuro con el azufre disponible en esos niveles hacia los cierres de los pliegues.

MODELO GENÉTICO

Del Mónaco (1971) señaló las relaciones entre el metamorfismo, las pegmatitas y la mineralización. Consideró que la actividad "magmática" representada por las pegmatitas sería responsable de la mineralización y existiría coetaneidad entre el metamorfismo "profundo", la pegmatización y la mineralización. Señaló además la existencia de un control estructural por plegamiento y por parte de fracturas extensionales que se vinculan con ese plegamiento. Este autor clasificó el yacimiento como mesotermal con un período inicial de alta temperatura sobre la base del alto contenido en hierro de la blenda y la presencia de arsenopirita y pirrotina. No obstante no descartó la posibilidad de una génesis posterior donde la concentración mineral se hallaría controlada por las estructuras preexistentes. Zubia (1978) y Valles (1978) concordaron en un modelo hidrotermal que relacionaron al magmatismo pérmico o bien al triásico-jurásico. En particular Vallés (1978) al estudiar las minas María Teresa y Tres Marías sostuvo la disposición en vetas alojadas en fracturas que cortarían diques triásicos y propuso una zonación producto de la oxidación superficial del yacimiento que determina concentración de Pb y lixiviación de zinc. De Ferrán (1983) y Dalla Salda y Aragón (1994) en base al análisis estructural propusieron una edad premetamorfismo para la mineralización de Zn-Pb-Ag.

Estos últimos autores consideraron sobre la base de evidencias estructurales, petrológicas y metalogenéticas expuestas que el depósito está vinculado a una compleja figura de interferencia que resulta de la deformación polifásica y el metamorfismo asociado de un conjunto sedimentario-volcánico, del que formaban parte las unidades mineralizadas, clasificando al yacimiento como SEDEX.

Se han encontrado dos depósitos mayores. Uno a lo largo de una Faja Oriental que incluye Gonzalito y minas satélite , y otro a lo largo de una Faja Occidental que incluye las minas Tres Marías y María Teresa. El bajo contenido de azufre del depósito SEDEX original, y movilización metamórfica tardía y selectiva de Pb como sulfuro, dejaron una restita protomena, rica en silicatos y óxidos de Zn (esquistos negros). Los minerales secundarios de los esquistos negros meteorizados tales como calcofanita sugieren franklinita y heterolita primarias. Los bajos volúmenes de azufre de la protomena, muestra la naturaleza distal de este SEDEX, y que el ambiente marino controló la zonación en la distribución de los metales.

AMBIENTE TECTÓNICO DEL DISTRITO GONZALITO

Los protolitos de la secuencia metamórfica del Gneis Mina Gonzalito habrían integrado una sucesión con facies costeras y de aguas profundas desarrolladas en una cuenca marina extensional e intracratónica. La mineralización primaria en el distrito se relacionaría con sedimentos clásticos y químicos y facies de talud más profundas que se asociarían a volcanismo de fondo oceánico. En el margen continental somero (figura 8), se habrían formado dolomías y calizas y en aguas más profundas se depositaron sedimentos clásticos, volcaniclásticos y lavas. Tanto los rasgos estructurales como los protolitos sugieren el modelo de rift intracratónico, como fuera descripto para yacimientos semejantes por otros autores (ej. Maynard, 1991). En yacimientos volcano sedimentarios las rocas volcánicas félsicas son inferiores a las secuencias de carbonatos-pelitas y volcanitas potásicas portadoras de mineralización lo cual se ajustaría a la variación lateral observada. La evolución de la cuenca subsidente llevaría a que las secuencias más jóvenes sean de tipo grauváquico-pelítico.

BIBLIOGRAFÍA

Angellli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Publicación Especial,* 2.

Chernicoff, C., 1994. *Estructura del basamento cristalino del área Yaminú-Naul Niyeu, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro.* Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 1-167.

Dalla Salda, L., 1990. The origin of Patagonia. *Revista Comunicaciones,* 41.

Dalla Salda, L. y Aragón, E., 1994. Yacimientos polideformados de Pb, Ag y Zn: Distrito Gonzalito. *7° Congreso Geológico Chileno,* 2: 786-790.

De Ferrán, A. 1983. *Desarrollo de algunos recursos minerales de la provincia de Río Negro: Ideas y sugerencias.* OEA, Inédito, Río Negro.

Del Mónaco, A. 1971. Geología económica de los niveles 110 y 140 de la mina «Gonzalito» (provincia de Río Negro). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26 (1): 57-66.

Giacosa, R.1987. Caracterización de un sector del Basamento metamórfico-migmático en el extremo sudoriental del Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 51-54.

Giacosa, R., 1997. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas de la región de Pailemán, provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52, 65-80.

Linares, E., Ostera, H. y Párica, C. 1990. Edades Radimétricas del basamento cristalino de Mina Gonzalito y Valcheta, Río Negro. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 251-255.

Maynard, J. B., 1991. Shale-hosted deposited of Pb, Zn, and Ba: Syngenetic Deposition from exhaled brines in deep marine basins. Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration. *Reviews in Economic Geology,* 5 : 177-185.

Ramos, V. 1975. Geología del sector oriental del macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 30 (3): 274-285.

Rosenman, H. L. 1972. Geología de la región del Arroyo Los Berros (vertiente oriental de la Sierra de Somuncurá), provincia de Río Negro, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (1): 117-137.

Vallés, J. 1978. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la Mina Gonzalito, Departamento San Antonio y Valcheta, Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (4): 325-334.

Valvano, J. A. 1956. *La Mina de Plomo "Gonzalito", departamento de San Antonio (Río Negro).* Dirección Nacional de Minería. Buenos Aires. Inédito.

Varela, R, Cingolani, C., Sato, A., Dalla Salda, L., Brito Neves, B. B., Basei, M., Siga, O. y Teixeira, W. 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North-Patagonian Massif, Argentine. *South-American Symposium on Isotope Geology,* Brazil, 326-328.

Zubia, M. 1978. *Informe preliminar Proyecto 15 BD-Area 13 A, Mosaico 4166IV-B1.* Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito.

CAPÍTULO II

DEPÓSITOS ASOCIADOS A EPISODIOS FAMATINIANOS
Cámbrico medio-Carbonífero



PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

CÁMBRICO-SILÚRICO:
Arco magmático "famatiniano"

Depósitos pegmatíticos
Distritos pegmatíticos de Ambato y Quilmes, Catamarca y Tucumán
Distrito pegmatítico Ancasti, Catamarca
Pegmatitas andalucíticas de Mazán, La Rioja
Distrito pegmatítico Alta Gracia, Córdoba
Distrito pegmatítico La Estanzuela, San Luis
Distrito pegmatítico Totoral, San Luis

Depósitos metasomáticos
Yacimientos de wollastonita de Córdoba

Depósitos epitermales y de transición
Manifestaciones auro-argentíferas en las Cumbres Calchaquíes, Tucumán
Depósitos sericítico-pirofilíticos de las quebradas Chuschín y del Cosme, La Rioja

Depósitos asociados de granitoides
Manifestación Agua de los Pájaros, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca
Yacimientos de wolframio de Angulos, Ramblones y Faltriquera, La Rioja
Distrito wolframífero sierra de Sañogasta, La Rioja
El distrito minero La Bismutina, Córdoba

Galliski, M., 1999, Distritos pegmatíticos Ambato y Quilmes, Catamarca y Tucumán. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 389-392, Buenos Aires.



DISTRITOS PEGMATÍTICOS AMBATO Y QUILMES, CATAMARCA Y TUCUMÁN

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Los distritos pegmatíticos Ambato y Quilmes abarcan pegmatitas principalmente de clase moscovita o transicionales entre esta clase y la clase elementos raros. La gravitación económica de estos dos distritos se debe a su producción esencialmente micacífera y es una circunstancia que favorece un tratamiento conjunto. Las características generales de las pegmatitas del distrito Ambato han sido establecidas en los trabajos de Herrera (1964) y González Bonorino (1978). Existen asimismo aportes de Kull (1944), Oliveri (1948), Jurado Marrón (1978), Acosta *et al.* (1988), una reseña de Schalamuk *et al.* (1983) y una síntesis e interpretación metalogenética de Galliski (1994a y b). Las pegmatitas del distrito Quilmes fueron estudiadas por Cirgeo-Universidad Nacional de Tucumán (1980), con aportes previos de Porto (1959) y Peña (1972-1974).

Ubicación

El distrito Ambato se encuentra en las Sierras de Ambato, Gracián, Fariñango, Humaya, del Tala y de los Colorados.

El distrito Quilmes se encuentra en la sierra homónima, en un área comprendida entre el oeste de la provincia de Tucumán y el sur de Salta, al oeste de los Valles Calchaquíes.

Leyes, reservas y producción

Las leyes en moscovita de estas pegmatitas son muy variables de un cuerpo al otro y también en diferentes sectores de un mismo depósito, razón por la cual los autores que las estudiaron no han establecido una ley media estimativa. Acosta *et al.* (1988) consideran que en el distrito Ambato todavía perduran alrededor del 60% del total de las reservas, aunque algunas pegmatitas tienen sus reservas agotadas. En Catamarca, principalmente en el distrito Ambato, se han producido desde 1943 a 1979 unas 530 t de mica, correspondiendo la máxima actividad al período 1943-1949 con 230 t; posteriormente la actividad fue decayendo paulatinamente. El distrito Quilmes ha producido desde 1945 hasta 1979 unas 20 t de mica de corte y 8,4 t de scrapp.

Sistema de explotación

El sistema de explotación utilizado fue a cielo abierto siempre que fue posible y especialmente en las pegmatitas del distrito Ambato se combinó este método con galerías en dirección o labores de pirquineo.

HISTORIA DEL DISTRITO

Según Acosta *et al.* (1988) ya en 1942 se registró una producción de 70 t de mica en el distrito Ambato. Por la misma época o un poco antes comienza la exploración en el distrito Quilmes.

La extracción de mica de corte se encuentra total o parcialmente paralizada en muchos distritos y gran parte de las propiedades están vacantes.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del basamento del distrito Ambato ha sido descripta principalmente por González Bonorino (1978). En el basamento cristalino predominan esquistos micáceos inyectados y migmatitas posiblemente del Precámbrico su-

[1] *CRICYT - CONICET - Mendoza.*

perior, los cuales han estado relacionados a los ciclos Pampeano y Famatiniano. El conjunto está intruido por granitoides sincinemáticos pequeños de composición tonalítica, granodiorítica y hasta granítica. Estos cuerpos aparecen asociados con grupos de pegmatitas micacíferas explotadas, en las zonas de migmatización más intensa y muchas veces están tectonizados. Granitoides de mayor tamaño, generalmente porfíricos, también asociados con diferenciados pegmatoidales y generalmente situados más al oeste han sido clasificados como granitos lepto-tectónicos y post-tectónicos por González Bonorino (1978).

En la Sierra de Quilmes las pegmatitas se encuentran emplazadas en un basamento cristalino donde predominan rocas metamórficas de grado medio a alto. Toselli *et al.* (1978) estudiaron esta zona y describieron esquistos, gneises y migmatitas que asignaron a dos complejos diferentes: el Complejo Agua del Sapo que estuvo sujeto a condiciones de metamorfismo de tipo Barrow y el Complejo Tolombón donde las rocas de grado variable fueron metamorfizadas en condiciones de presión intermedia. Granitoides orogénicos del Paleozoico inferior intruyen la secuencia metamórfica.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Las pegmatitas del distrito Ambato se encuentran inhomogéneamente distribuidas constituyendo varios grupos entre los cuales han sido mencionados: Humaya, Las Juntas, Choya, Los Talas, La Puerta y La Gruta . No existen diferencias notables que justifiquen descripciones individuales de cada grupo y por lo tanto se hara una descripción general.

En relación al distrito Quilmes, el trabajo de Cirgeo-Universidad Nacional de Tucumán (1978) distingue tres grupos denominados: Quebrada de Quilmes, Río Las Cañas-Río Amarillo y Quebrada del Pichao.

Se realizará una breve reseña de la geología dominante en las pegmatitas de cada distrito.

Litología

Según Herrera (1964) y Acosta *et al.* (1988) las pegmatitas del distrito Ambato, llamado por el primer autor Grupo Occidental, son cuerpos tabulares a lenticulares de contornos irregulares y contactos netos con la roca de caja, la cual puede presentar aureolas de alteración muy poco desarrolladas. Los engrosamientos y deformaciones, así como los cambios de buzamiento, son frecuentes. La posición de las pegmatitas suele variar de concordante a discordante y por lo general es similar para los miembros de un mismo grupo: subhorizonal en el grupo Choya y subvertical en los restantes; los rumbos son meridionales, con desviaciones de hasta 30° al este u oeste. Los espesores varían entre 1,5-2 m a 7 m, aunque excepcionalmente pueden alcanzar hasta 20 m, como ocurre en la pegmatita Payahuaico. Parecería que el espesor aumenta en los grupos más septentrionales. Las longitudes de las pegmatitas de menor espesor normalmente son de 50 a 60 m o aún menores, pero en otras se puede llegar a 100 o 150 m; raras veces están en el orden de longitud de la pegmatita Payahuaico que es de 300 metros. La zonación de las pegmatitas es irregular y en general se distinguen no más de cuatro unidades: zona de borde, externa, intermedia y núcleo; las unidades de relleno y de reemplazo carecen de significado económico y están poco desarrolladas. Las zonas de borde tienen espesores centimétricos, textura granítica y están compuestas por plagioclasa, cuarzo y moscovita, con topacio como mineral accesorio frecuente y a veces abundante. Las zonas externas suelen ser discontínuas y presentan cambios de espesor muy frecuentes. La composición puede variar, según que a la plagioclasa y el cuarzo se agregue o no microclino idio o subidiomorfo como mineral esencial. El mineral accesorio dominante es moscovita y de aquí proviene prácticamente toda la mica comercial explotada en estas pegmatitas. La moscovita se encuentra en todo el espesor de la zona pero tiene mucha tendencia a concentrarse en la parte externa; los paquetes no son contínuos y raramente pasan de 40 cm de espesor, aunque cuando no tienen clivaje transversal son altamente aprovechables porque es de tipo claro y la calidad es buena. La tendencia de la mica a disponerse perpendicular a los contactos interzonales, especialmente los externos, está muy desarrollada. La biotita, en cristales pequeños o en espadas decimétricas, es un mineral accesorio común. La turmalina negra, apatita y granate son minerales accesorios subordinados. Las zonas intermedias son más continuas que las externas y hay una sola por lo general en cada pegmatita. El tamaño de grano es grueso a muy grueso y predomina modalmente microclino sobre cuarzo, con albita, moscovita y/o biotita, granate y turmalina como minerales accesorios más esporádicos que en la zona externa; raramente se presentan cristales pequeños de berilo. Los núcleos por lo general son monominerálicos, discontínuos y están constituidos por cuarzo macizo y lechoso de grano grueso; en menores oportunidades la composición es de microclino y cuarzo (figura 1).

Las pegmatitas del distrito Quilmes son cuerpos tabulares a lenticulares, ocasionalmente irregulares, que tienen longitudes variables entre 20 y 60 m, potencias que oscilan de 2 a 4 m de mínima hasta 15 o 20 m de máxima. Por lo general son cuerpos subconcordantes con la esquistosidad, que tienen rumbos submeridianos y buzamientos variables predominantemente al este. Las pegmatitas tienen una estructura interna zonada irregularmente, con zonas de borde, externa, intermedia y núcleo. Las zonas de borde son centimétricas y de granulometría y composición esencialmente graníticas, con turmalina, berilo y apatita como minerales accesorios. Las zonas externas tiene mayores espesores y granulometría, con participación de plagioclasa y paquetes de moscovita de hasta 30 cm de diámetro por 15 a 20 de espesor. La calidad de esta mica es dura o semidura, manchada a semimanchada de grado A a 5-6 y no es infrecuente que se desperdicie parcialmente por ser de la variedad cola de pescado o por tener inclusiones de chorlo. Las zonas intermedias tienen desarrollo

de microclino, a veces con presencia de granito gráfico especialmente en la parte externa de la zona, plagioclasa y cuarzo; moscovita es el mineral accesorio más conspicuo pero también pueden ocurrir turmalina negra, algo de biotita, granate, y algunos cristales de berilo, además de pequeñas inclusiones de apatita y circón. Los núcleos son irregulares y estan compuestos por cuarzo lechoso o por la asociación cuarzo-microclino.

Estructura

Las pegmatitas del distrito Ambato tienen en general rumbos variables donde predominan los meridionales a submeridonales. Los buzamientos son predominantemente similares en las pegmatitas de cada grupo y pueden ser subhorizontales o subverticales. Los emplazamientos de las pegmatitas han sido forzados con movilidad de xenolitos a permisivos y en general están presentes efectos de deformaciones posteriores que en algunos casos provocan cataclasis en los bordes. En el distrito Quilmes se mantienen estas características pero los buzamientos suelen ser hacia el este y hay menos evidencias de emplazamientos forzados y cataclasis.

Morfología

La morfología de las pegmatitas de los distritos Ambato y Quilmes tiene tendencia a ser tabular o lenticular, aunque también se presentan cuerpos de geometría más equidimensional, con desarrollo irregular de los contactos que significan cierto grado de homogeneidad reológica con las rocas de caja, durante o con posterioridad a la intrusión. Según Acosta *et al.* (1988) son frecuentes los adelgazamientos impredecibles en profundidad así como las variaciones en la posición espacial.

Alteración hidrotermal

La alteración más frecuente de la roca de caja que producen las pegmatitas de estos dos distritos es moscovitización, turmalinización y silicificación, generalmente desarrolladas en unos pocos centímetros o decímetros a partir del contacto.

Mineralogía

Los minerales primarios esenciales son: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y, en algunas pegmatitas, moscovita. Los minerales accesorios están constituidos por moscovita, biotita, turmalina, granate, topacio, apatita y circón.

El mineral significativo es moscovita, los restantes tienen características relativamente similares a las de otros distritos de las Sierras Pampeanas, situación que no amerita una descripción individual detallada, especialmente cuando no se dispone de información analítica importante. La moscovita presente en las pegmatitas del distrito Ambato es

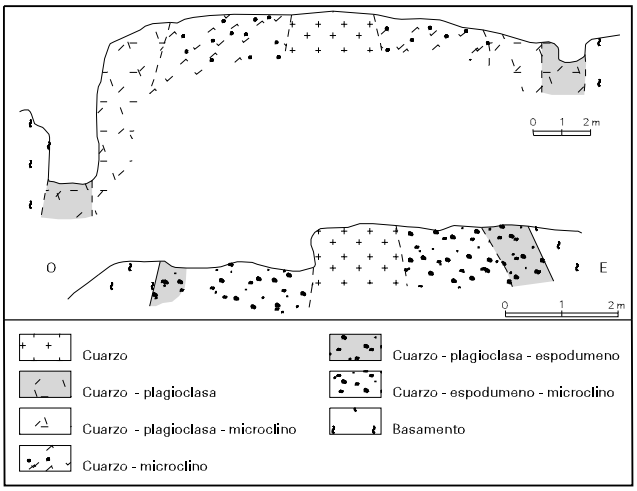


Figura 1. Pegmatita Payahuaico. Corte esquemático y distribución mineralógica.

de buena calidad, de tipo claro, semiclaro a semimanchado, con tamaño máximo variable entre distintas pegmatitas y con distribución más bien bolsonera que regular, dentro de la zona preferencialmente portadora que es la externa. La presencia de pegotes, fisuras, estrías e inclusiones, de turmalina principalmente, disminuyen la cantidad de la mica de corte aprovechable en cada pegmatita. En general la moscovita del distrito Ambato es de mayor tamaño y calidad que la del distrito Quilmes y sus recursos son más importantes.

Los minerales de ganga están representados prácticamente por todas las especies esenciales y accesorias con excepción de moscovita, que fue el único mineral beneficado regularmente.

Estudios isotópicos

Galliski y Linares (1999) han datado por el método K-Ar moscovita procedente de dos pegmatitas del distrito Ambato. La pegmatita América I dió un valor de 367 ± 15 Ma, y la pegmatita América II dio 482 ± 21 millones de años. Es poco probable que estos dos cuerpos cuya yacencia es similar y no están muy distanciados tengan edades diferentes. Una posibilidad razonable es que la datación de la pegmatita América II sea la más próxima a la edad real y que el dato de la pegmatita América I corresponda a un rejuvenecimiento provocado por calentamiento debido a la intrusión de granitos postorogénicos.

En la compilación de Linares y González (1990) se mencionan para el distrito Quilmes dos dataciones obtenidas sobre moscovita y una sobre biotita procedentes de pegmatitas de Tres Cerritos, Sierra del Cajón, que dieron valores de: 325 ±10 Ma, 341 ± 10 Ma y 374 ± 10 Ma respectivamente.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas de estos distritos pertenecen mayoritariamente a la clase moscovita, pero algunos cuerpos pue-

den ser considerados intermedios entre la clase moscovita y la clase elementos raros. Sin embargo, en el distrito Ambato, posiblemente algunas pegmatitas genéticamente vinculadas con granitos postorogénicos, han sido eventualmente exploradas por moscovita, a pesar que no pertenecen a la categoría que puede considerarse micacífera. Las pegmatitas de clase moscovita propiamente dicha, no muestran evidencias decisivas de parentesco con granitos cogenéticos y su origen puede ser adscripto a cristalización de fundidos alóctonos producidos por fusión parcial de metamorfitas generalmente de naturaleza pelítico-grauváquico o a fraccionamiento de granitoides sincinemáticos producidos por palingénesis. En los distritos considerados no hay estudios específicos que permitan inclinarse por un modelo u otro.

BIBLIOGRAFÍA

Acosta, G. R., H. Jurado Marrón, S. E. Fuentes, S. G. Watkins y A. I. Ovejero de Filippin, 1988. Estudio Geoeconómico de Pegmatitas. *Gobierno de la Provincia de Catamarca, Convenio Dirección de Minas-Consejo Federal de Inversiones,* inédito, 160pp. Catamarca.

Cirgeo-Universidad Nacional de Tucumán, 1980. Estudio geológico y de recursos mineros de la sierra de Quilmes, Circunscripción Tafí del Valle. Provincia de Tucumán. *Dirección Provincial de Minas de Tucumán*, informe inédito.

Galliski, M. A. 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 99-112.

Galliski, M. A. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49(1-2): 113-122.

Galliski, M. A., y C. E. Linares, 1999. New K-Ar muscovite ages from pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. *2º Simposio de Geología y Geología Isotópica, Actas* (en prensa).

González Bonorino, F., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 14f, San Fernando del Valle de Catamarca, pcias de Catamarca y Tucumán. *Secretaría de Estado de Minería. Servicio Geológico nacional, Boletín,* 160, 84 pp. Buenos Aires.

Herrera, A., 1964. Las pegmatitas de la Provincia de Catamarca. Estructura interna, Mineralogía y Génesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 19 (1): 35-56.

Jurado Marrón, H., 1978. Informe del plan de estudios geológico-mineros de yacimientos de mica en los dptos. Ambato y Capital (Grupo Humaya), provincia de Catamarca. *Dirección Provincial de Minas de Catamarca*, informe inédito.

Kull, V., 1944. Caracteres generales de las pegmatitas en los alrededores de Catamarca en relación con los yacimientos de mica. *Dirección de Minas Geología e Hidrogeología, Carpeta* 137. Buenos Aires.

Linares, E y R. González, 1990. Catálogo de Edades Radimétricas de la República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Serie B,* 19.

Oliveri, J. C., 1948. Informe sobre los yacimientos de mica del Espinillo y del Zapallar, departamento Andalgalá, provincia de Catamarca. *Dirección de Minas y Geología,* Carpeta 234.

Peña, H., 1972. Las pegmatitas micacíferas del cerro Pichao, Colalao del Valle, departamento Tafí, Tucumán. *Dirección Provincial de Minas de Tucumán,* informe inédito.

Peña, H., 1974. Pegmatitas micacíferas de la Sierra de Quilmes o El Cajón, departamento Tafí, provincia de Tucumán. *Boletín Minero de la Dirección Provincial de Minas de Tucumán,* 1 (1).

Porto, J. C., 1959. Pegmatitas micacíferas de las minas "Pichao" y "Alto Cazadero", cerro Pichao-Sierra Oriental de Quilmes, Tucumán. *Dirección Provincial de Minas de Tucumán,* informe inédito.

Schalamuk, I. B. y R. Fernández, Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (Provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). *Subsecretaría de Minería, Anales,* 20, 196 pp. Buenos Aires.

Toselli, A. J., J. Rossi de Toselli y C. W. Rapela, 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33: 105-121.

Gallisky, M., 1999. Distrito pegmatítico Ancasti, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 393-396, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO ANCASTI, CATAMARCA

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito Ancasti abarca varios grupos de pegmatitas de clase elementos raros que han sido explotadas en el pasado para la obtención de berilo y espodumeno. Ha sido objeto de varios estudios entre los cuales pueden mencionarse los de Herrera (1964), Rossi (1965), Fernández Lima *et al.* (1970), Marconi (1972), Balmaceda (1982), Balmaceda y Kafniefsky (1982) y Lottner (1983). Acosta *et al.* (1988) hicieron una evaluación integral del distrito.

Ubicación

El distrito se encuentra ubicado en la Sierra de Ancasti, al este de la ciudad capital. Junto con el distrito Conlara de San Luis es uno de los de mayor superficie. Galliski (1994a) subdivió la población de pegmatitas del distrito en cuatro grupos, que aquí se redefinen y amplían teniendo en cuenta el aporte de Acosta *et al.* (1988). Los grupos considerados ahora son: Unquillo, Coyagasta Corpus Yaco y Vilismán en las cercanías de la localidad de El Alto, el grupo El Taco centrado en la localidad de Ancasti y Santa Bárbara.

Leyes, reservas y producción

Las leyes en berilo del distrito Ancasti fueron estimadas por Acosta *et al.* (1988) en 0,5% para las zonas intermedias, mineralizadas, de los cuerpos fértiles. Los contenidos de espodumeno de las pegmatitas de tipo complejo, subtipo espodumeno o de tipo albita-espodumeno fueron determinados por los mismos autores en 20% en promedio. Los recursos del distrito mencionados en ese trabajo pueden redondearse en 6.800 t de berilo y 60.000 t de espodumeno. La producción de berilo de Catamarca entre los años 1952 y 1960 ascendió a 735 t y gran parte de ella provino de las pegmatitas del distrito Ancasti. La producción de espodumeno del Grupo El Taco entre los años 1959 y 1978 fue próxima a 2.000 toneladas.

Sistema de explotación

El sistema de explotación utilizado fue en canteras o al pirquín.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las pegmatitas de este distrito se comenzaron a explotar en 1942 con un registro productivo de 3 t de berilo. La exploración de los yacimientos y la explotación más intensiva se alcanzaron en las décadas de 1950 y 1960.

Propietarios

La gran mayoría de las minas denunciadas en yacimientos pegmatíticos se encontraban vacantes en 1996.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del basamento de la Sierra de Ancasti que contiene los grupos de pegmatitas comprende fundamentalmente metapelitas y metagrauwackas metamorfizadas en grados medio a medio-alto y algunos intrusivos graníticos y

[1] *CRICYT - CONICET. Mendoza.*

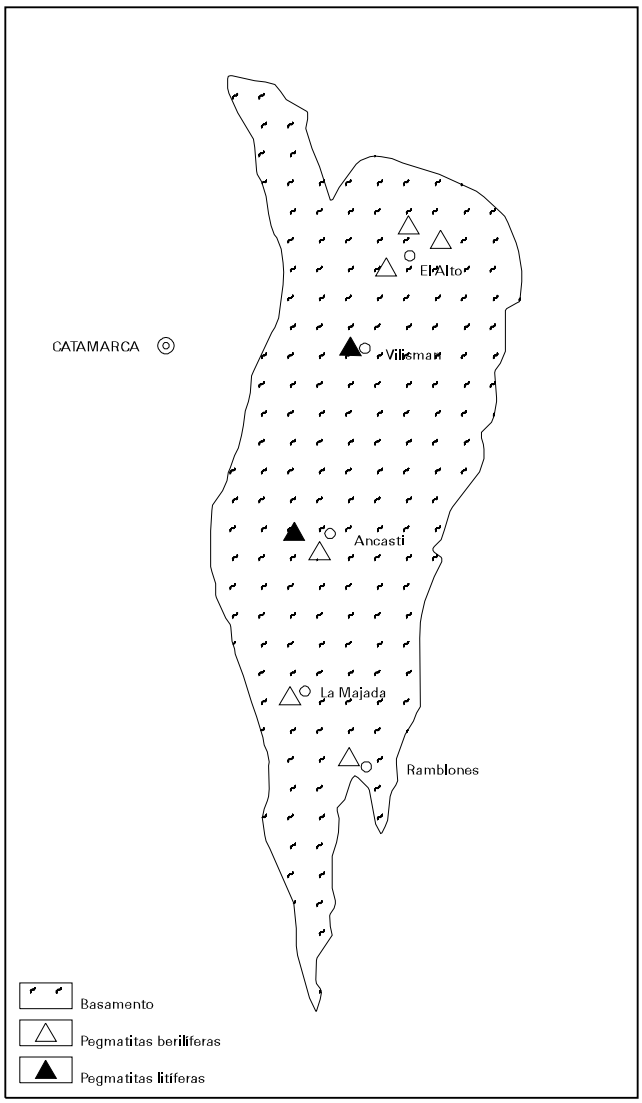


Figura 1. Croquis del basamento de la Sierra de Ancasti (modificado de Lottner, 1983), con la ubicación aproximada de los distintos grupos de pegmatitas representadas por triángulos vacíos y llenos según sean de tipo berilo o litíferas respectivamente.

granodioríticos de discreto tamaño. La rocas de mayor grado metamórfico están agrupadas en el Complejo Sierra Brava y son mayoritarios los gneises biotíticos moscovíticos y las migmatitas, intruidos por granodioritas sincinemáticas que dieron una isocrona de 490,1 ± 26,3 Ma (Knhver, 1983). Las rocas de grado medio pertenecen a la Formación Ancasti y son predominantemente esquistos bandeados cuarzo-micáceos que suelen contener en las facies de mayor registro térmico, paragénesis con cordierita-andalucita-estaurolita. Granitos de dos micas, como los de El Taco o Vilismán, que tienen desarrollo de feldespato potásico tardío y de grano grueso, y están asociados con aplitas, pegmatitas y filones con abundante turmalina, fueron datados por Rb-Sr en 457 ± 14,2 Ma y dieron relaciones iniciales de Sr de 0,7121 (Knhver, 1983). Las pegmatitas se encuentran aisladas o asociadas espacialmente con estos granitos, los cuales fueron interpretados como de signatura predominantemente de tipo S y considerados como fértiles en pegmatitas de elementos raros (Galliski, 1994b). Los granitos postcinemáticos como los de Sauce Guacho parecen estar desvinculados genéticamente de las pegmatitas de elementos raros del distrito.

Litología

Grupo Unquillo: se encuentra al norte de El Alto donde predominan gneises y migmatitas del Complejo Sierra Brava. Es un distrito de pegmatitas de tipo berilo, en algunos casos de subtipo berilo-columbita-fosfato, integrado por 33 denuncios. Las pegmatitas son zonadas, aunque imperfectamente y tienen rumbos que varían de nornoroeste a nornoreste. Las zonas intermedias con granito gráfico y los núcleos de microclino y cuarzo o cuarzo concentran en la interfase la mayor concentración de berilo azul, verdoso o celeste. El grupo aún cuenta con recursos interesantes estimados en 1.200 t de berilo para los ocho yacimientos principales por Acosta *et al.* (1988).

Grupo Coyagasta: está ubicado al este de El Alto y comprende 34 denuncios sobre yacimientos emplazados en rocas del Complejo Sierra Brava. Los rumbos predominantes en las pegmatitas son meridionales y los buzamientos altos. Las pegmatitas son zonadas y sus dimensiones varían entre 60 y 500 m de largo y 6 a 20 m de potencia. Las zonas generalmente no son más de cuatro y están dominadas volumétricamente por la intermedia, de grano muy grueso, que en la asociación de borde de núcleo lleva la mayor parte del berilo. Las pegmatitas son de tipo berilo y con los contenidos estimados en 15 kg/m^3, Acosta *et al.* (1988) calcularon para 15 pegmatitas unos recursos de casi 4.000 toneladas.

Grupo Corpus Yaco: se encuentra al oeste de El Alto y comprende 28 yacimientos emplazados en metamorfitas de la Formacón Ancasti. Este grupo ha producido 52 t de berilo de pegmatitas del tipo homónimo, zonadas, con rumbos comprendidos entre norte-sur y N75°O con buzamientos de 70° a 90° que tienen corridas de hasta 250 m y espesores de 25 metros. Los recursos calculados para seis pegmatitas por Acosta *et al.* (1988) ascienden a un poco más de 1.600 t de berilo.

Grupo Vilismán: este grupo está situado inmediatamente al oeste de la localidad de Vilismán. Acosta *et al.* (1988) estudiaron 19 yacimientos, algunos de los cuales ya habían sido descriptos previamente por Herrera (1964) y Rossi (1965). Se trata de pegmatitas litíferas de tipo complejo, subtipo espodumeno o de tipo albita-espodumeno que están emplazadas en metamorfitas de la Formación Ancasti. Son cuerpos tabulares de potencias variables entre 0,8 y 4,5 m, corridas comprendidas entre 180 y 600 m, rumbos meridionales (N7°-10°E) y buzamientos altos (68° a 85°O). La zonación esta bien desarollada y comprende zonas de borde de 5 cm, aplíti-

cas, zonas externas con granulometría mayor e igual composición que a veces incorpora berilo, zonas intermedias de 1 a 2 m de espesor con cuarzo, albita, espodumeno, microclino, moscovita y berilo y núcleos generalmente compuestos por cuarzo, espodumeno y feldespatos. La producción de este grupo desde 1959 a 1978 fue de 1.200 toneladas. El cálculo de recursos realizado sobre 8 yacimientos entre los cuales se encuentran las pegmatitas Reflejos del Mar, La Herrumbrada, Loma Pelada La Culpable, etc. dio una cifra que redondea 58.300 t de espodumeno.

Grupo El Taco: tiene como centro aproximado el pueblo de Ancasti, pero se extiende a lo largo de las alturas máximas de la sierra donde Lottner (1983) reconoció una faja de pegmatitas ricas en turmalina. Próximo a Ancasti está integrado por pegmatitas de tipo berilo como María Elena, San Ignacio, María Esther, de tipo complejo, subtipo espodumeno o de tipo albita-espodumeno como Santa Gertrudis, Flor Morada, Ipizca, Santa Gertrudis II o Ipizca II. Según Acosta *et al.* (1988) las pegmatitas de tipo berilo se encuentran en cajas de gneises, son de mayor potencia y la morfología es más irregular que en las litíferas; su zonación incluye zonas intermedias donde el berilo tiende a concentrarse en la asociación de borde de núcleo con cuarzo y moscovita verdosa. En cambio, las pegmatitas litíferas son tabulares, de menor potencia, relaciones axiales mayores, con zonación definida más por variaciones texturales que por cambios mineralógicos ya que los núcleos suelen ser de cuarzo-feldespatos-espodumeno, en vez de cuarzo macizo como en las anteriores. Los recursos estimados por los autores mencionados para las tres pegmatitas de tipo berilo evaluadas en este grupo ascienden a 300.000 t, con una ley estimada para una de ellas de 0,3% de berilo. El estudio de otras tres pegmatitas litíferas dio recursos que redondeados están próximos a 5.000 t de espodumeno.

Grupo Santa Bárbara: está ubicado al sur de la Sierra de Ancasti formando parte de una faja de rumbo noroeste que se caracteriza por una fuerte intrusividad, deformación y presencia de pegmatitas desde Santa Bárbara por el oeste pasando por La Majada hasta Ramblones. Este grupo no está bien estudiado y contiene pegmatitas que han sido explotadas por berilo y por moscovita por lo que posiblemente contenga pegmatitas de clase elementos raros tipo berilo o transicionales entre este tipo y clase moscovita. Las pegmatitas se encuentran generalmente intruidas en gneises del Complejo Sierra Brava, con rumbos variables de este-oeste a noroeste-sureste y buzamientos altos. Las longitudes varían entre 20 y 100 m y los espesores son de 1 a 3 metros. La estructura interna es zonal simple y en la mineralogía predominan microclino y cuarzo, con moscovita, plagioclasa, berilo y biotita como minerales accesorios mayores.

Estructura

Las pegmatitas del distrito Ancasti tienen en general rumbos muy variables donde predominan los meridionales a submeridonales en la mayor parte de la sierra y los rumbos este-oeste a noroeste-sureste en el grupo Santa Bárbara.. Los buzamientos son predominantemente altos a muy altos. Los emplazamientos de las pegmatitas han sido forzados a permisivos y en general están presentes efectos de deformaciones posteriores atribuibles a la fase Oclóyica, los cuales alcanzan mayor desarrollo en zonas oblicuas de tectonismo comparativamente más intenso como la de La Majada-Ramblones.

Morfología

La morfología de las pegmatitas de este distrito tiende a tener una agrupación bimodal donde los cuerpos de tipo berilo se caracterizan por diseños más irregulares, con protuberancias y adelgazamientos que las apartan de la clásica forma tabular. Las pegmatitas litíferas en cambio, sean de tipo complejo subtipo espodumeno o de tipo albita-espodumeno, tienden a tener formas decididamente tabulares y relaciones largo/espesor más grandes.

Alteración hidrotermal

La alteración más frecuente de la roca de caja que producen las pegmatitas de este distrito es turmalinización, silicificación y moscovitización, generalmente desarrolladas en unos pocos centímetros o decímetros a partir del contacto.

Mineralogía

Los minerales primarios esenciales, al igual que en otros distritos, son: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y espodumeno. Los minerales accesorios están constituidos por moscovita, biotita, berilo, granate y turmalina; triplita, trifilina-litiofilita, ambligonita-montebrasita, apatita y circón están presentes en menores cantidades, salvo que esporádicamente constituyan alguno de ellos nódulos mayores. Los minerales del grupo de la columbita son menos abundantes que en las pegmatitas de San Luis o Salta y en general se trata de manganocolumbita. El berilo, mineral recuperado durante varios años, es de color verde, celeste, amarillo o blanco, a medida que aumenta su contenido en álcalis en las pegmatitas más diferenciadas. Algunas pegmatitas han producido cierta cantidad de aguamarinas cuyos registros no son exactos y también se conocen heliodoros provenientes de estas pegmatitas. El espodumeno, que es el otro mineral que fue explotado, se presenta en cristales cuneiformes a prismáticos, centimétricos a decimétricos, de colores verde grisáceos y que generalmente tiene leyes inferiores a los contenidos de litio teóricos. Los restantes minerales de las pegmatitas de este distrito no han recibido en general atención especial y resta mucho aún para conocer de ellos.

Los minerales de ganga están representados en las pegmatitas del distrito Ancasti prácticamente por todas las especies esenciales y accesorias con excepción de berilo,

moscovita, que fue en algunos casos puntuales beneficiada, y espodumeno ya que no se tienen noticias de la recuperación de cuarzo y feldespato.

Inclusiones fluidas

No se han concretado estudios de esta naturaleza.

Estudios isotópicos, geocronología, geoquímica

Galliski y Linares (1999) han obtenido algunas edades K-Ar preliminares sobre pegmatitas de este distrito. Los valores encontrados son: Pegmatita al este de El Alto 346 ± 14 Ma, El Gallego 479 20 Ma, Tronador 413 ± 17 Ma, Reflejos del Mar 343 ± 13 Ma, Eduardo José 594 ± 28 Ma, Ipizca II 445 ± 17 Ma, Santa Gertrudis 709 ± 34 Ma, El Ñato 437 ± 17 Ma y La Rosita 618 ± 16 millones de años.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas del distrito Ancasti son pegmatitas orogénicas, que pueden clasificarse como pertenecientes a la clase elementos raros y a los tipos berilo, complejo o albita-espodumeno. También existen posibilidades de que algunas de las pegmatitas sean transicionales entre la clase elementos raros y la clase moscovita. Si bien no existen estudios tendientes a aclarar la génesis de estas pegmatitas, Galliski (1994b) supuso que las mismas estarían emparentadas con los granitos de dos micas que tienen altas relaciones iniciales de Sr y que pueden a priori clasificarse como granitos fértiles en pegmatitas de elementos raros. De confirmarse esta hipótesis las pegmatitas se habrían generado por diferenciación magmática extrema de este magmatismo atribuible a los ciclos Pampeano y, con mayor intensidad, al Famatiniano.

BIBLIOGRAFÍA

Acosta, G. R., H. Jurado Marrón, S. E. Fuentes, S. G. Watkins y A. I. Ovejero de Filippin, 1988. Estudio Geoeconómico de Pegmatitas. *Gobierno de la Provincia de Catamarca, Convenio Dirección de Minas-Consejo Federal de Inversiones,* inédito, 160pp. Catamarca.

Balmaceda, A. N., 1982. Estudio geológico de las pegmatitas Santa Gertrudis e Ipizca II, Sierra de Ancasti, Provincia de Catamarca, Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 751-762. Buenos Aires.

Balmaceda, A. N. y S. Kafnievsky, 1982. Caracterización de dos pegmatitas de espodumeno situadas en las provincias de Catamarca y San Luis. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 213-224. Buenos Aires.

Fernández Lima, J. C., C. A. Rinaldi y G. Turazzini, 1970. Pegmatita litífera Reflejos del Mar, Ancasti, Prov. de Catamarca. *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 3: 43-60, Buenos Aires.

Galliski, M. A. 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 99-112.

Galliski, M. A. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49(1-2): 113-122.

Galliski, M. A., y C. E. Linares, 1999. New K-Ar muscovite ages from pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. *2º Simposio de Geología y Geología Isotópica, Actas,* (en prensa).

Herrera, A., 1964. Las pegmatitas de la Provincia de Catamarca. Estructura interna, Mineralogía y Génesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 19 (1): 35-56.

Knüver, M., 1983. Dataciones radimétricas de rocas plutónicas y metamórficas. En Aceñolaza, F. G., Miller, J., y Toselli, A. J., (Eds.): Geología de la Sierra de Ancasti, pp 201-218. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontologie,* 59.

Lottner, U., 1983. Las pegmatitas de la Sierra de Ancasti. En Aceñolaza, F. G., Miller, J., y Toselli, A. J., (Eds.): Geología de la Sierra de Ancasti, pp 137-151. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Pal@aontologie,* 59.

Marconi, C. R., 1972. Cubicación de tres yacimientos litíferos del Departamento El Alto, provincia de Catamarca. *Servicio Nacional Minero Geológico,* Carpeta 759, 29 pp., Buenos Aires.

Rossi, N., 1965. Manifestaciones litíferas del Departamento El Alto, provincia de Catamarca. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 608, inédito, 38 pp., Buenos Aires.

Schalamuk, I. B. y A. Ramis, 1999. Pegmatitas andalucíticas de Mazán, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 397-400, Buenos Aires.



PEGMATITAS ANDALUCÍTICAS DE MAZÁN, LA RIOJA

Isidoro B. Schalamuk[1] y Andrea Ramis[1]

INTRODUCCIÓN

Este distrito pegmatítico es el único portador de andalucita que se conoce en el país, y que fuera motivo de una incipiente explotación. Por otra parte los cuerpos diaquísticos registran llamativos cristales de ilmenita diseminados en las zonas centrales e intermedias de los cuerpos. Las pegmatitas más reconocidas corresponden a La Dichosa, La Aurora y Refrac.

UBICACIÓN

Las propiedades mineras se localizan en los departamentos Arauco y Capital. La mina La Dichosa, en el departamento citado en primer termino, se sitúa en el faldeo occidental de la sierra de Ambato, en la margen izquierda del río Salado. Su acceso se efectúa por la Ruta Provincial 10 hasta la estación Mazán, y desde esa población se llega por camino vecinal de unos 15 km hacia el sureste. Refrac y La Aurora se hallan en el departamento Capital a unos 78 km al norte de la ciudad de La Rioja y 30 km al sur de Villa Mazán, frente al kilómetro 11 de la Ruta Provincial 10.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

La mayor parte de los cuerpos pegmatíticos del área han sido explorados en forma muy superficial, y explotados en pequeña escala por mica y/o andalucita. Entre los años 1978-79 se realizó su explotación por andalucita para abastecer la industria refractaria. Se contabiliza la extracción de 14 t de este silicato de aluminio y un volumen menor de micas moscovíticas. A partir de la fecha señalada se mantienen inactivas. Los estudios tecnológicos realizados (Garrido *et al.*, 1984) indican que se trata de un mineral de alto contenido en alúmina y con buena aptitud para la elaboración de ladrillos refractarios de buena calidad. Dada la escasa exploración realizada no se conocen reservas, sin embargo, en razón del tamaño de los cuerpos expuestos, no es de esperar volúmenes muy significativos. La presencia de ilmenita, en cristales bien desarrollados, constituyen sólo una curiosidad mineralógica.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

El distrito fue explorado esencialmente por andalucita. El ingeniero E. Kurzawinsky, en los años 1975-79 realizó pequeñas labores de exploración-explotación y realizó envíos del mineral alumínico a industrias cerámicas para la elaboración de ladrillos refractarios.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los rasgos geológicos generales de esta unidad geográfica, que forma parte del sistema de las Sierras Pampeanas, han sido tratados por diversos autores, entre otros por Quartino y Villar Fabre (1960) y Caminos (1979). Según este último autor, la región se caracteriza por el predominio de rocas graníticas y migmatitas del Precámbrico o Paleozoico inferior. En el cordón de Velasco y en las serranias contiguas se registran los granitos migmatíticos, siendo menos frecuente los gneises venosos. En el extre-

[1] *Universidad Nacional de La Plata, Departamento Científico Geología Aplicada Museo de La Plata.*

mo sur de la sierra de Ambato y en la Quebrada de la Cébila se observan cuarcitas y filitas. El autor mencionado consigna, para el paquete metasedimentario, una sección inferior con nódulos de moscovita y sillimanita y una sección superior, conformada por filitas biotítico-moscovíticas, con porfiroblastos de andalucita. Se señalan fajas de esquistos en la sierra de Mazán y cuarcitas oscuras en las de Velasco.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

En el ambiente geológico donde se alojan los cuerpos pegmatíticos predomina un basamento constituido por esquistos micaceos inyectados y migmatitas, intruidos por granitoides sincinemáticos, medianos a pequeños, de composición granodioritica hasta granítica. En general el granito se presenta de grano mediano a grueso, porfiroíde, con algunas variaciones que oscilan entre una textura maciza a otra de aspecto gneísico, esta última muy enriquecida en biotita. Son comunes las variedades macizas y homogéneas de color rojizo, conformados por fenocristales de microclino pertítico de 2 a 4 cm de longitud, distribuidos irregularmente e incluido en una matriz compuesta de microclino, oligoclasa, cuarzo, biotita, moscovita y como accesorios titanita, apatita y escasa turmalina. Tal como lo describe Caminos (1979), aunque en escasa proporción, se suele observar transiciones de esquistos puros o migmatíticos o granitos foliados hasta granitos normales. Es frecuente la presencia de xenolitos compuestos por abundante biotita y grandes individuos de cuarzo y feldespato potásico. Estos enclaves xenolíticos son relativamente abundantes en el área, con dimensiones que normalmente oscilan entre 10 y 20 cm de diámetro.

Las distintas pegmatitas que intruyen al basamento granítico, presentan formas lenticulares, globosas y tabulares, con longitudes de 20 a 80 m, en sentido nornoreste-sursuroeste, y 4 a 20 m de ancho (Schalamuk *et al.*, 1983 y Garrido *et al.,* 1984). Las pegmatitas muestran contactos netos con la roca de caja, la cual puede presentar reemplazo por turmalita, moscovita y plagioclasa. Registran estructuras heterogéneas y zonadas, no suelen superar las tres o cuatro unidades (figura 1), con núcleos centrales de cuarzo y microclino rosado, intermedias de microclino pertítico, cuarzo, moscovita y escasa biotita, y delgadas zonas marginales de grano fino con plagioclasa (albita-oligoclasa), cuarzo, microclino (gráfico), biotita, moscovita, además de turmalina y granate. Suele observarse, además, asociaciones cuarzo-turmalina, en los bordes de las pegmatitas o a modo de bolsones incluidos en el granito.

Las características generales de las pegmatitas del distrito Ambato, en ámbito de la provincia de Catamarca, han sido descriptas por Herrera (1964). También Galliski (1995), aporta una reseña del conjunto de la provincia pegmatítica Pampeana y las tipifica en el marco comparativo de las modernas clasificaciones.

Mineralogía

El feldespato predominante es el microclino que muestra, en general, un buen desarrollo y un color blanco grisáceo con tono rosado, se presenta en individuos anhedrales y subhedrales en las zonas centrales o núcleos de los cuerpos. Es frecuente la presencia de plagioclas (albita-oligoclas) en intercrecimiento pertítico, ya sea a modo de bandas o zonas de con formas irregulares.

El cuarzo es junto al feldespato, uno de los minerales más abundantes, se encuentra en masas informes, con tamaños superiores a 1 m en los sectores centrales.

La moscovita en algunos de los cuerpos suele ser abundante, se presenta formando fajas discontinuas o en pequeños nidos dispersos entre las masas de cuarzo y feldespato, preferentemente en las zonas intermedias. Se suele registrar en paquetes con dimensiones de 10 a 30 cm, siendo frecuente que se presente en asociaciones de texturas de tipo cola de pescado y también en láminas finas que se disponen en diferentes sectores de los cuerpos pegmatíticos.

La plagioclasa es escasa y se localiza, en mayor parte, en las zonas marginales e intermedias. Es de composición albitica, de grano fino a sacaroide; raramente en cristales laminados de color blanco. La biotita, también se presenta en pequeña proporción, en las zonas intermedias y marginales, en láminas menores a 2 cm de sección, suele estar asociada a moscovita y también a ilmenita.

La turmalina (variedad chorlita) se registra dispersa en todas las masas pegmatíticas, en cristales prismáticos, negros, con longitudes que oscilan entre 2 y 4 centímetros.

El granate, en cristales subhedrales, pequeños, de color rojo, se encuentran en escasa proporción en las zonas de contacto (zonas marginales) con el granito y en las intermedias, asociado preferentemente a la moscovita.

Desde el punto de vista mineralógico, la andalucita y la ilmenita son los minerales mas llamativos que contienen estos cuerpos. El silicato de aluminio se presenta en agregados fibroradiales, en forma de abanico, distribuidos en forma irregular, a modo de lentes de hasta 50 cm de diámetro, de color verde amarillento, ubicados preferentemente en las zonas intermedias y en los bordes de las pegmatitas (contacto pegmatita-granito), asociadas a cuarzo y microclino; de color verde amarillento a violáceo, con tinte rojizo por tinción superficial de óxidos de hierro. Es común observar pequeñas laminillas de moscovita y/o sericita adosadas a los cristales de andalucita. Se observa asimismo feldespato en venillas que intersectan al conjunto de fibras de andalucita o penetran los espacios interfibras. Esta relación parece indicar que el silicato de aluminio es uno de los primeros en cristalizar. Las características mineralógicas de este mineral es constante, aunque con variaciones en el tamaño de las fibras, para el conjunto de las pegmatitas del distrito.

Cuatro análisis químicos practicados en el mineral revelan contenidos fluctuantes de Al_2O_3 que oscilan entre 58,6 y 61,4%; SiO_2 entre 36,2 y 39,1%; Fe_2O_3 con variacio-

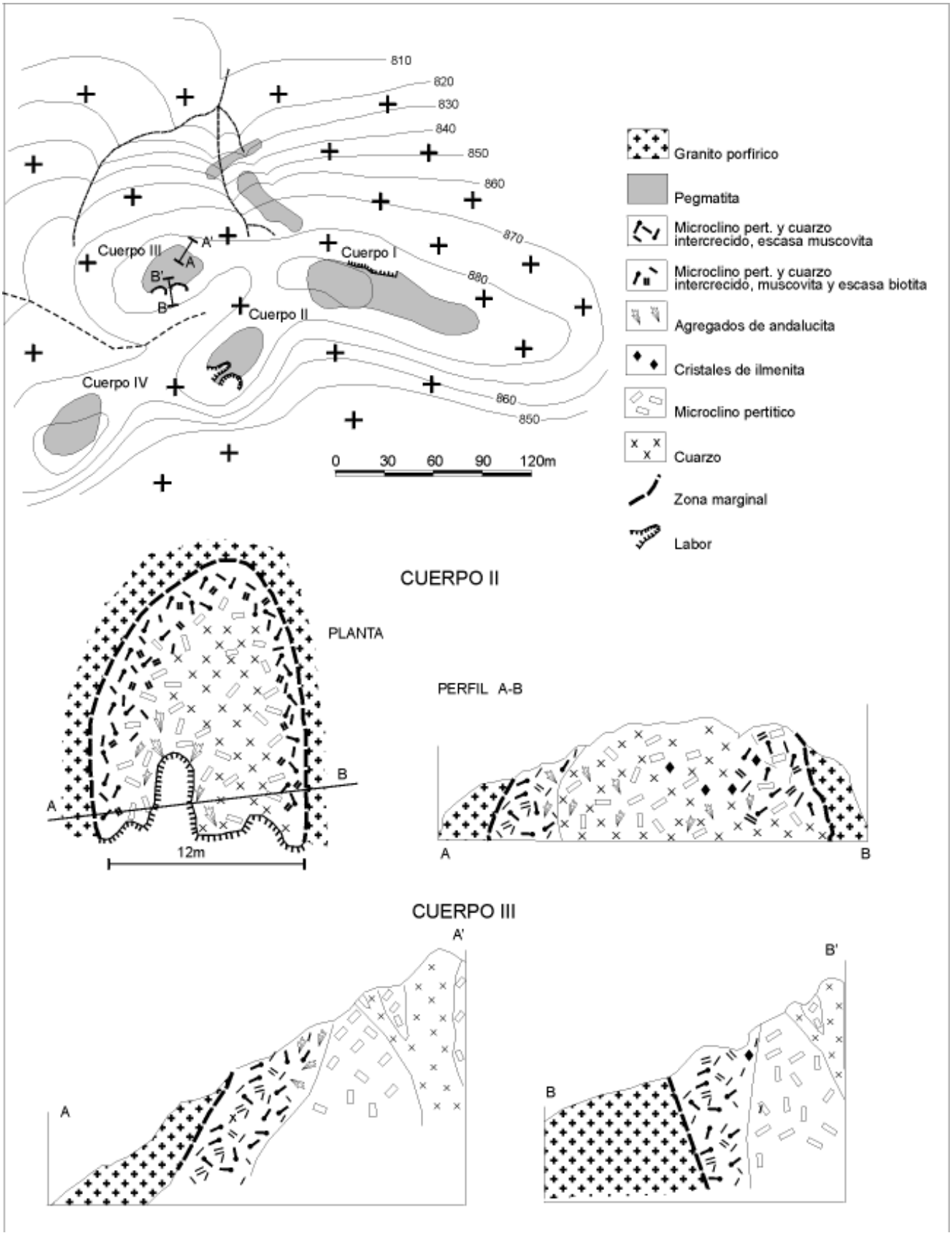


Figura 1. Geología de la mina La Dichosa, sector sur. Modificado de Garrido *et al.*, 1984.

nes de 0,42 a 1,80%; TiO_2 entre 0,16 y 0,22% y el MgO varia entre 0,07 a 0,16%.

La ilmenita se presenta en cristales idiomorfos de habito prismático y tabular, con tamaños de 10 y hasta 15 cm de largo y 3 a 4 cm de grosor. Se presentan comúnmente (La Dichosa) diseminados en las zonas intermedias y centrales de la pegmatita. Se trata de una ilmenita (Fernández *et al.,* 1984) con ciertos contenidos de MnO (hasta 3,4%), que reemplaza al FeO, y trazas de Nb, Zn, Ni, Al y Mg. Suele observarse íntimamente asociados escamas de moscovita. Se trata de un mineral tardío, presumiblemente formado en la etapa final del proceso pegmatítico.

MODELO GENÉTICO

Con la información disponible no es factible realizar una interpretación metalogénica del distrito. Para lograr su caracterización genética es necesario contar con datos acerca de la geoquímica, petrogénesis, geocronología y ambiente de emplazamiento geológico. Tentativamente los cuerpos de pegmatitas peraluminosas de Mazán, pueden ser consideradas transicionales entre las clases moscovita y elementos raros, asociados a procesos de anatexia y movilización de granitos peraluminosos. Asimismo el distrito puede haberse desarrollado en el Paleozoico inferior vinculado al Ciclo Famatiniano.

BIBLIOGRAFÍA

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas noroccidentales. Salta, Tucumán, La Rioja y San Juan. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 41-79. Cordoba.

Fernández, R., R. Etcheverry, E. Aragon y T. Palacios, 1984. Estudio de la ilmenita de las pegmatitas de "La Dichosa", Mazán. Provincia de La Rioja. *9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas,* 3: 328-338.

Galliski, M. A., 1995. La Provincia Pegmatítica Pampeana I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2). 99-122.

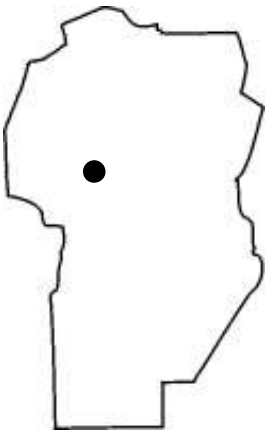
Garrido, L., R. Etcheverry, R. Fernández e I. Schalamuk, 1984. La Andalucita de Mazán (provincia de La Rioja) y sus características tecnológicas. *Museo de La Plata, Revista,* 9 (78): 121-140.

Herrera, A. O., 1964. Las pegmatitas de la Provincia de Catamarca. Estructura interna, mineralogía y génesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 19 (1): 35-56.

Quartino, B. y J. Villar Fabre, 1960. Observaciones sobre el Precambrico de la zona oriental de la sierra de Velazco, provincia de La Rioja. *1º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 279-186.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Servicio Minero Nacional, Anales,* 20. Buenos Aires.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Alta Gracia, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 401-403, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO ALTA GRACIA, CÓRDOBA

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito pegmatítico Alta Gracia está ubicado en los departamentos Punilla y Santa María, desde el sur de Carlos Paz hasta Yacanto de Calamuchita, pasando por Bosque Alegre, Alta Gracia, San Clemente y Potrero de Garay. Se encuentran aisladas o en varios grupos de los cuales los más conocidos son: 1) Icho Cruz-San Antonio con depósitos como La Cholita, Talco Overo, Graciela, 2) Falda del Carmen-Alta Gracia con minas como La Selva, Piedra Blanca, La Chiquita, La Codicia I y II y 3) Potrero de Garay con las pegmatitas Alto del Ají II, La Cruzada, Cuatro Hermanos, Astilla I, La Fortuna o Feliciana.

Leyes, reservas y producción

Las leyes de este distrito oscilan entre 2 y 6% de moscovita en las zonas externas, explotables, de las pegmatitas. Las reservas del distrito están muy disminuidas por agotamiento de algunos depósitos o inutilización de otros. La explotación actual solamente por moscovita no es redituable y únicamente puede realizarse una explotación integral por mica, cuarzo y feldespato en algunos yacimientos (Bonalumi *et al.,* 1992). Este distrito produjo aproximadamente la mitad de la mica cortada y de scrap de Córdoba, que a su vez fue la provincia más productiva del país. Desde 1925 hasta 1990 produjo alrededor de 20.000 t de moscovita.

Sistema de explotación

El sistema de explotación es a cielo abierto, combinado con subterráneo al avanzar los trabajos, y siguiendo las zonas externas de las pegmatitas, que son las más ricas en mica de buena calidad. La selección de moscovita es manual. La mayoría de los depósitos han sido incorrectamente explotados.

HISTORIA DEL DISTRITO

El distrito micacífero de Alta Gracia ya era explotado a fines del siglo pasado y continuó durante el presente aportando la mayor cantidad de mica del país, con tres picos principales en 1950-55, 1966-69 y 1977-82. La explotación fue siempre rudimentaria y poco organizada, con falta de criterio técnico y uso de normas estrictas de control de calidad. Los emprendimientos fueron individuales o familiares.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito Alta Gracia está ubicado en las Sierras Pampeanas Orientales. El basamento del area esta integrado por metamorfitas de mediano a alto grado constituidas por gneises tonalíticos biotíticos, gneises esquistosos, gneises hipersténicos, gneises cordieríticos granatíferos, con proporción subordinada de anfibolitas, serpentinitas, mármoles, gabros y rocas cataclásticas (Gordillo y Lencinas, 1979). El conjunto es adjudicable al ciclo pampeano en base a dataciones geocronológicas e interpretaciones tectónicas. En la parte occidental del distrito, las metamorfitas están intruidas por el batolito granítico de Achala de edad paleozoico medio.

[1] *CRICYT - CONICET. MENDOZA.*

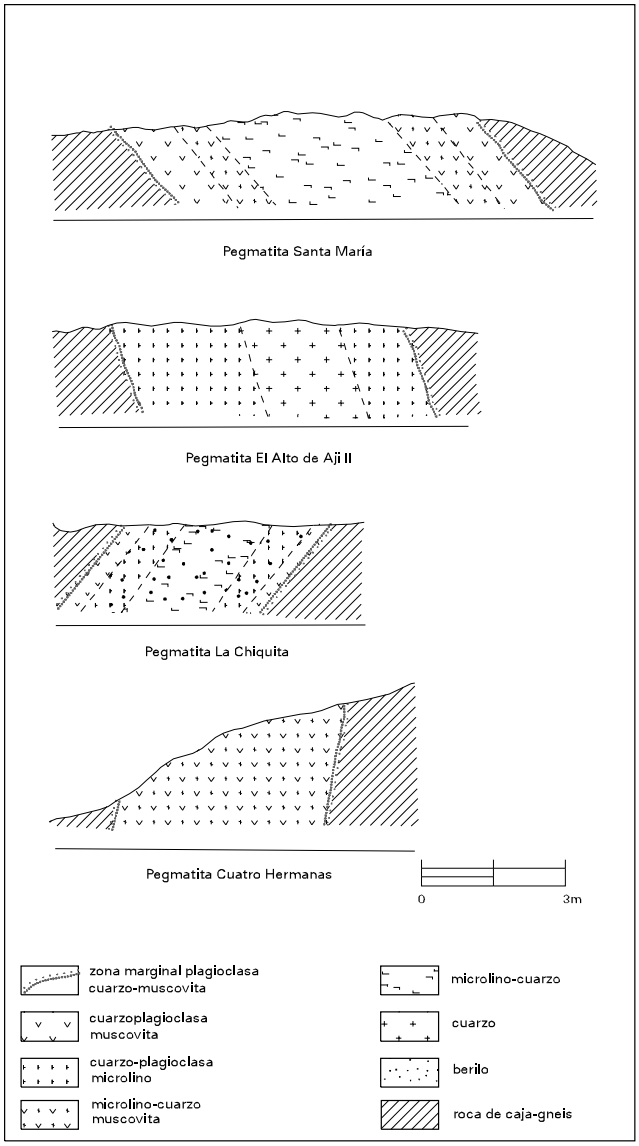


Figura 1. Estructuras internas de pegmatitas del distrito Alta Gracia (de Herrera, 1961).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

La roca de caja de las pegmatitas es normalmente un gneis biotítico granatífero que desarrolla una foliación secundaria decimétrica en los contactos con las pegmatitas.

De acuerdo a Herrera (1961) las pegmatitas son de naturaleza simple y están zonadas. El número de zonas varía entre 2 y 5 y tienen escasa unidades de relleno constituidas por cuarzo o moscovita de grano fino. Las zonas de borde son de grano fino y estan compuestas por plagioclasa, cuarzo y moscovita con granate o biotita como minerales accesorios. Los espesores de estas zonas son centimétricos y suelen estar subdividas texturalmente. Las zonas externas tienen igual composición pero mayor granulometría y espesores de 0,6 a 2 metros. Ocasionalmente se presentan en algunas pegmatitas microclino y los mismos minerales accesorios que en la anterior. Esta zona contiene la mayor parte de la mica comercial de las pegmatitas. Esta moscovita se presenta en fajas paralelas a los contactos interzonales, de unos 15 cm de ancho y con dos diseños: a) dos fajas en los contactos con la zona de borde y núcleo o zona intermedia o b) en una faja central. La moscovita aparece en individuos grandes y muy bien desarrollados orientados al azar. Las zonas intermedias pueden o no estar presentes y la granulometria es media a muy gruesa. La composición incluye microclino, cuarzo y moscovita, con o sin plagioclasa, y granate o escaso berilo como minerales accesorios. El núcleo esta compuesto por microclino más cuarzo o cuarzo monominerálico de grano grueso. La figura 1 ejemplifica algunas estructuras internas típicas reproducidas de Herrera (1961).

Estructura

La mayoría de las pegmatitas esta emplazada discordantemente en fracturas con rumbos variables entre norte-sur y N45°O e inclinaciones de 45 a 85° al noroeste. Sin embargo, algunos cuerpos se disponen aproximadamente según la dirección del principal sistema de diaclasas del distrito, que tiene rumbos N30°O o N50°O con inclinación al suroeste.

Morfología

La morfología predominante en las pegmatitas es tabular o lenticular, de contorno elipsoidal. Las longitudes y espesores son variables con promedios que se aproximan a 200 m de largo por 5-6 m de ancho, con máximos de hasta 20 metros.

Mineralogía

Los minerales económicos de estas pegmatitas micacíferas son esencialmente moscovita y como subproductos feldespato, cuarzo y, en menor grado, berilo. La calidad del grueso de la producción de moscovita de corte es manchada (Cuerda, 1963; Bonalumi *et al.,* 1992).

Edad

Galliski y Linares (1999) realizaron tres dataciones K-Ar sobre moscovitas de pegmatitas de este distrito. Los valores obtenidos son: 409±17 Ma para la pegmatita La Selva, 463±15 Ma para la pegmatita 4 Hermanos y 475±22 para la pegmatita Astilla.

MODELO GENÉTICO

El origen de las pegmatitas del distrito Alta Gracia fue atribuido por Herrera (1961) a la cristalización magmática secuencial de probables derivados del magma que ori-

ginó el batolito de Achala. Galliski (1994b) no encontró argumentos decisivos en favor de esta hipótesis, porque el batolito de Achala tiene un nivel de emplazamiento más somero que el requerido por pegmatitas de clase moscovita. En cambio prefirió suponer que los fundidos pegmatógenos podrían tener más posibilidades de haberse originado por anatexis de protolitos metasedimentarios.

BIBLIOGRAFÍA

Bonalumi, J. Sfragulla, G. Simián, E. Juri y J. Sánchez, 1992. Explotabilidad económica en yacimientos de mica. Provincia de Córdoba. *Dirección de Geología Promoción e Industrias Mineras*, inédito, 22pp, 2 Anexos.

Cuerda, A. J., 1963. Esquema de tipificación para mica muscovita. *Revista Minera,* 10: 29-34, Buenos Aires.

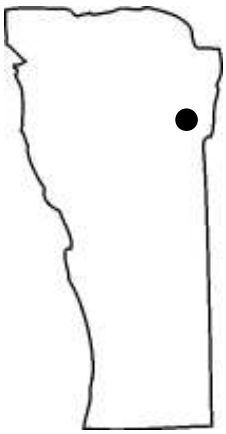
Galliski, M. A. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 113-122.

Galliski, M. A. y E. Linares, 1999. New K-Ar muscovite agrs from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. *2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. SEGEMAR, Anales,* 34: 63-68.

Gordillo, C. E. y A. N. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias,* 5 1: 577-650. Córdoba.

Herrera, A., 1961. Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Alta Gracia. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26 (1-2): 15-34.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico La Estanzuela, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 405-409, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO LA ESTANZUELA, SAN LUIS

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito La Estanzuela abarca pegmatitas que están en unidades orográficas diferentes de la sierra de San Luis y que fueron explotadas principalmente por litio, tantalio, berilo y, en menor proporción, por feldespato y cuarzo.

UBICACIÓN

Este distrito comprende las pegmatitas de las sierras de Tilisarao, La Estanzuela y El Portezuelo, situadas en el departamento Chacabuco del cuadrante nororiental de la provincia de San Luis.

En la figura 1 se muestra el croquis geológico del distrito pegmatítico La Estanzuela.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Las pegmatitas explotadas del distrito lo han sido en rajos o canteras a cielo abierto. La selección de mineral, que fue variando de acuerdo a la demanda entre berilo, tantalita, espodumeno o feldespato, fue siempre manual.

PROPIETARIOS

Los propietarios de las principales pegmatitas han ido cambiando a lo largo de la historia de explotación pero actualmente las principales minas como La Viquita, San Elías o Virgen del Milagro pertenecen a PG La Toma S.A.

[1] *CRICYT - CONICET. Mendoza*

GEOLOGÍA REGIONAL

Las sierras de Tilisarao, La Estanzuela y El Portezuelo son afloramientos de poca altura de bloques del basamento cristalino constituido por un complejo metamórfico integrado por esquistos micáceos o cuarzo micáceos, gneises y una reducida proporción de calizas cristalinas, anfibolitas y cuarcitas. El grado metamórfico predominante es medio y la edad de las metamorfitas ha sido atribuida al Precámbrico superior hasta Paleozoico inferior. Este conjunto es intruido por granitos de pequeñas dimensiones, generalmente lentiformes, subconcordantes, que fueron descriptos como granitos gnéisicos pegmatoides (Fernández Lima *et al.*, 1981) y por enjambres de pegmatitas y aplitas. Los intrusivos son en su mayoría de edad paleozoica inferior.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

La geología de las pegmatitas más relevantes fue estudiada por varios autores: Herrera (1963), Fernández Lima *et al.* (1981) y Rossi (1966). Prácticamente son todas pegmatitas de clase elementos raros, con representantes de distintos tipos, como ser: San Elías de tipo complejo, subtipo lepidolita; La Viquita de tipo complejo, subtipo espodumeno; Virgen del Milagro, Itá Porá o La Portezuelense de tipo berilo y Don Rolando, de tipo albita-espodumeno. Una de las pegmatitas más interesantes y que ha sido objeto de mayor explotación es La Viquita y merece una descripción individual de mayor detalle.

En la figura 2 se presenta el mapa geológico de la pegmatita La Viquita.

LITOLOGÍA

La pegmatita La Viquita pertenece a la clase de elementos raros, tipo compleja, subtipo espodumeno. Es un

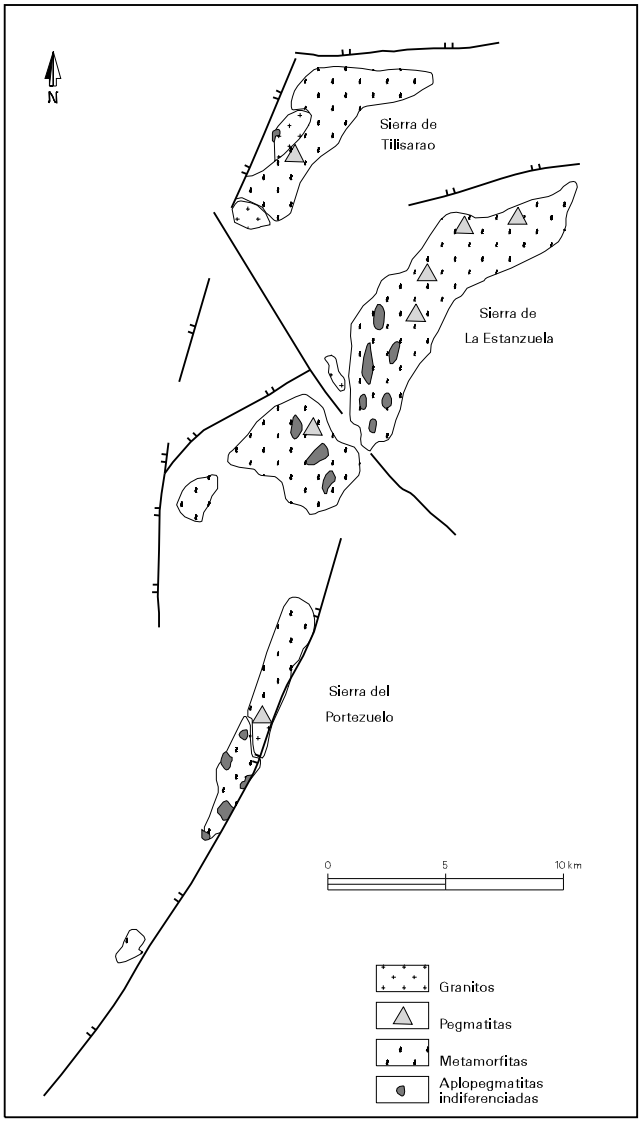


Figura 1. Croquis geológico del distrito pegmatítico La Estanzuela.

cuerpo de 190 m de largo por 40 de ancho, de rumbo N42ºE y buzamiento variable de 31ºO en el contacto este y de 60º en el contacto oeste. Está emplazada discordantemente en esquistos micáceos turmalinizados y moscovitizados. Tiene estructura zonal simétrica con zona de borde, externa, tres zonas intermedias, núcleo y unidades de relleno y reemplazo. La zona de borde está constituida por cuarzo y moscovita, mientras que la zona externa es de mayor granulometría y tiene microclino, cuarzo y moscovita como principales minerales. Las tres zonas intermedias poseen aproximadamente los mismos minerales pero en distinta proporción y grano grueso a muy grueso. La exterior tiene microclino, cuarzo, moscovita, albita, montebrasita y espodumeno, la intermedia posee mayor cantidad modal de espodumeno de mayor granulometría y en la interior aumenta significativamente la cantidad de cuarzo. El núcleo está compuesto por cuarzo, espodumeno y microclino. Las unidades de relleno tienen moscovita y cuarzo, mientras que las de reemplazo contienen espodumeno más albita más cuarzo o moscovita más cuarzo más minerales de tantalio (Martínez, 1994; Martínez y Galliski, 1999).

La pegmatita San Elías, ubicada unos 400 m al este de La Viquita, también es un caso interesante de la clase elementos raros, tipo compleja, posiblemente del subtipo lepidolita. Su tipología no está completamente definida porque, si bien tenía abundante lepidolita que fue explotada y consecuentemente podría ser de este subtipo, también contiene abundante ambligonita, montebrasita y podría ser considerada de este último subtipo. El mapa geológico puede observarse en la figura 3.

La pegmatita San Elías tiene rumbo norte-sur, buzamiento al este, unos 140 m de corrida y un ancho aflorante variable entre 15 y 27 m, aunque en algunos sectores no se puede observar el límite oriental del cuerpo. La zonación interna comprende zona de borde, externa, intermedia y núcleo. La zona de borde es centimétrica, de textura y composición granítica y se encuentra silicificada. La zona externa alcanza hasta 1 m de espesor y está integrada por cuarzo, plagioclasa y moscovita. La zona intermedia tiene hasta 4 m de potencia y granulometría mediana a gruesa. Está compuesta por cuarzo, microclino y albita laminar, ambligonita-montebrasita en magníficas texturas macrodendríticas, lepidolita en reemplazos masivos y muy escasas moscovita, berilo, ferrotapiolita y ferrotitanowodginita. La parte enriquecida en lepidolita se encuentra en el tramo sur de la pegmatita mientras que la ambligonita-montebrasita alcanza su máxima expresión en el sector norte. Junto con la albita, especialmente en el sector con desarrollo de lepidolita, hay elbaíta en varios colores (Toubes *et al.*, 1973) y cavidades con cookeíta y herderita (Gay e Hillar, 1972).

Estructura

La estructura interna de las pegmatitas es zonal y está bien definida en la mayoría de las pegmatitas. Sus emplazamientos han sido mayoritariamente pre a sincinemáticos, forzados, y en consecuencia suelen estar sujetas a deformaciones y flexuras, en especial en los casos de diseños tabulares y emplazamiento sincrónico con un pico de deformación como ocurre en Don Rolando.

Morfología

Las pegmatitas de este distrito tienen morfología tabular o lenticular, con asimetrías derivadas de deformaciones postemplazamiento. Las relaciones axiales son mayores de 10 y menores de 30.

Mineralogía

Los minerales primarios esenciales están representados por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, moscovita y espodumeno. El feldespato potásico se presenta en

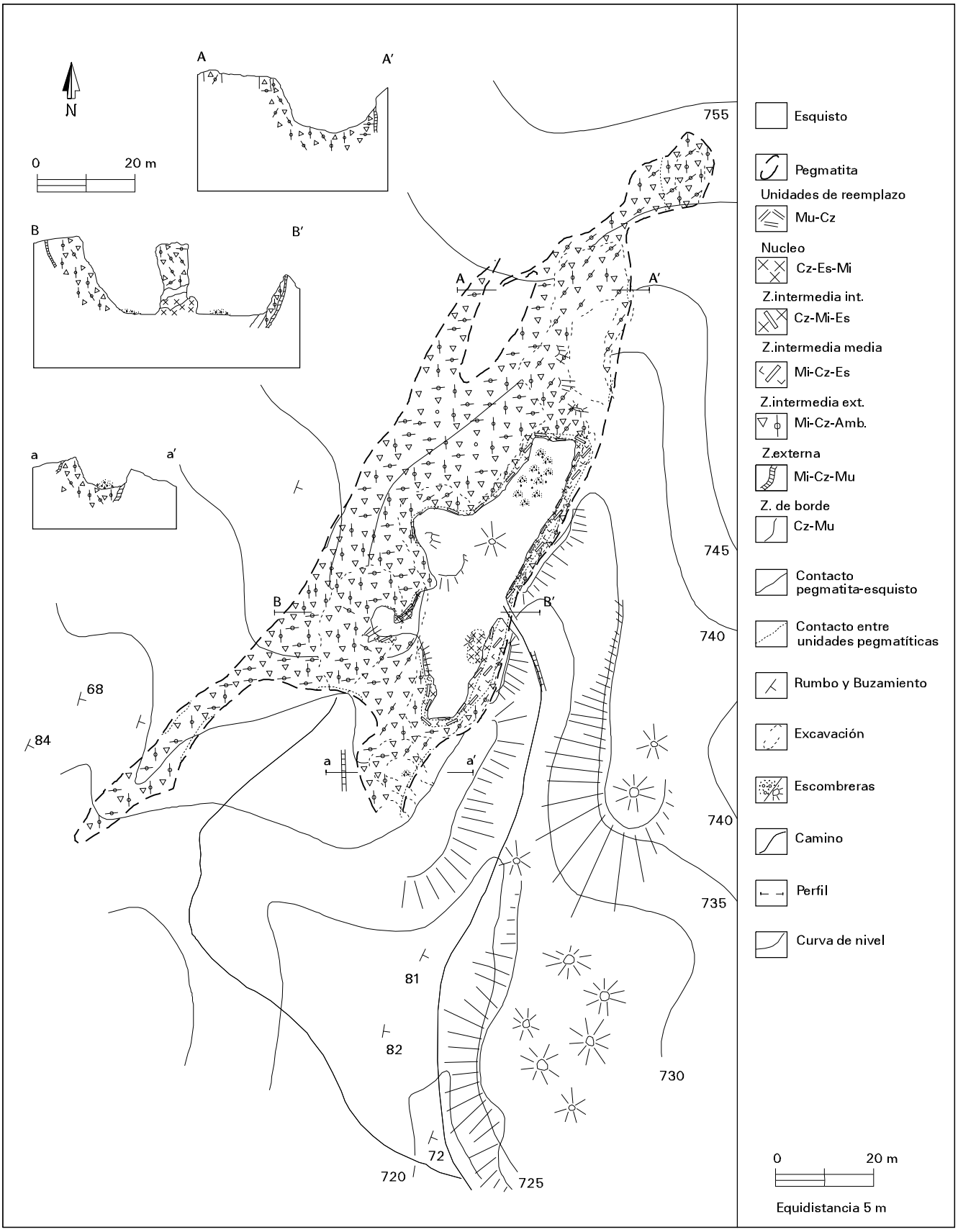


Figura 2. Mapa geológico de la pegmatita La Viquita.

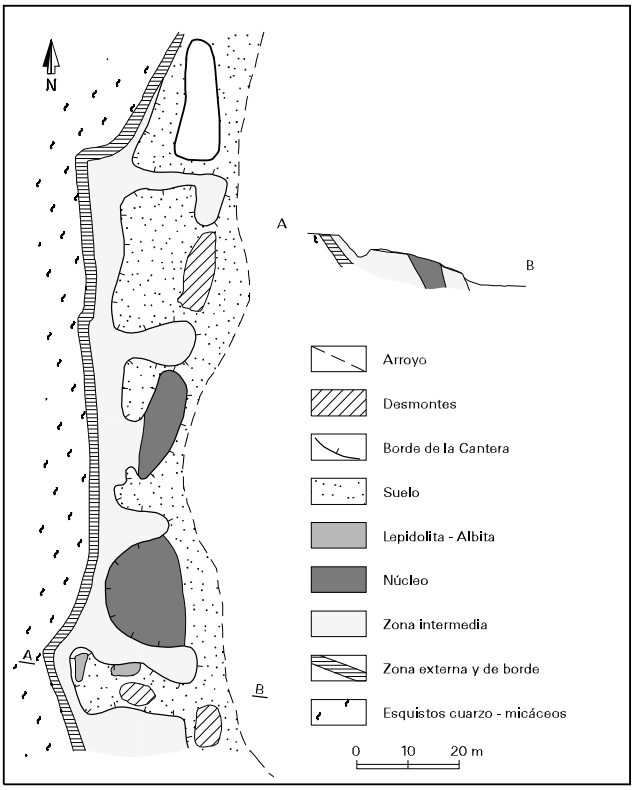


Figura 3. Mapa geológico de la pegmatita San Elías.

cristales métricos en las pegmatitas de tipo berilo, donde ha sido explotado. Es pertítico y en general muestra texturas de granito gráfico solamente en la parte externa de las zonas intermedias. El cuarzo es normalmente lechoso a gris, raramente ahumado. El grano aumenta hasta los núcleos donde es métrico. Las inclusiones fluidas son frecuentes igual que la generación de cristales idiomorfos muy pequeños en cavidades de formación tardía. La plagioclasa es normalmente albita, y en muchos casos de variedad laminar: clevelandita, especialmente en las pegmatitas geoquímicamente más evolucionadas como San Elías. La albita sacaroide se presenta esporádicamente como unidades mapeables (Don Rolando). La moscovita es abundante pero su tamaño y calidad no alcanzan para ser utilizada como mica de corte; es mucho más frecuente como principal mineral de unidades de reemplazo y, en caso que éstas tengan minerales de Ta, Nb o Sn, suele tener fuerte coloración amarilla. El espodumeno ocurre en varias pegmatitas como La Viquita, Don Rolando, etc., en cristales decimétricos, grises o verdosos, parcialmente alterados, con contenidos de Li_2O variables entre 7,8 y 5,1%. Entre los minerales accesorios se encuentran: berilo, ambligonita-montebrasita, trifilina-litiofilita y sus derivados por alteración hidrotermal, columbita, tantalita, tapiolita (Galliski y Cerný, 1998), minerales del grupo de la wodginita como wodginita, titanowodginita y la nueva especie ferrotitanowodginita (Galliski *et al.*, 1999), casiterita, circón, apatita, etc.

Los minerales secundarios están muy poco desarrollados y se reducen a arcillas producidas por alteración hidrotermal de feldespatos o a agregados micáceos que reemplazan otros minerales o rellenan parcialmente cavidades pequeñas como cookeíta o cymatolita.

Los minerales de ganga están constituyendo la broza integrada por cuarzo, moscovita y feldespato, y fosfatos como trifilina, litiofilita etc.

Geocronología y geoquímica

Son conocidas varias dataciones K-Ar realizadas sobre moscovitas y feldespatos potásicos procedentes de pegmatitas de este distrito. Rinaldi y Linares (1973) obtuvieron 343±10 Ma para una muestra de moscovita de la pegmatita Rona, 347±15 para moscovita de Don Paco, 360±15 Ma para moscovita de Renquina y 415±20 para moscovita de María; las edades obtenidas sobre feldespatos potásicos de las mismas pegmatitas son más jóvenes. Galliski y Linares (1999) dataron moscovita de las pegmatitas San Elías y La Viquita obteniendo 403±16 y 320±12 Ma respectivamente. Existe la posibilidad que estas pegmatitas orogénicas sean mayoritariamente de edades famatinianas pero que los efectos térmicos provocados por las intrusiones de los granitoides carboníferos hayan reseteado parcialmente los sistemas de retención de argón dando edades más jóvenes (Galliski, 1994).

Las pegmatitas La Viquita y San Elías tienen contenidos en elementos traza en el feldespato potásico y moscovita que son compatibles con el alto grado de evolución geoquímica indicada por su mineralogía (Morteani *et al.*, 1995, Galliski *et al.*, 1999).

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas del distrito La Estanzuela, especialmente las de la sierra homónima, son representantes de la familia petrogenética LCT y consecuentemente en su mayoría orogénicas y pertenecientes a juzgar por las dataciones K-Ar al ciclo Famatiniano. Su origen más probable es por cristalización en cámaras cerradas de fundidos pegmatíticos extremadamente fraccionados de magmas fértiles en pegmatitas de elementos raros. El alto grado de fraccionamiento de las pegmatitas posiblemente se vio facilitado por su emplazamiento próximo a una fase de tectonismo compresivo muy activo.

BIBLIOGRAFÍA

Fernández Lima, J. C., C. A. Rinaldi, A. P. Radoszta, R. Del Valle y J. Lorefice, 1981. Geología y metalogénesis de las sierras de Tilisarao y La Estanzuela, Departamento Chacabuco, provincia de San Luis. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 605-621. Buenos Aires.

Galliski, M. A., 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 113-122.

Galliski, M. A. y P. Cerný, P., 1998. Comparative geochemistry of the Columbite group minerals from the Pampean Pegmatite Province. *Program with Abstracts, 51th Annual Meeting Mineralogical Association of Canada.*

Galliski, M. A. y C. E. Linares, 1999. New K-Ar muscovite ages from pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. *2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, SEGEMAR, Anales,* 34: 63-68.

Galliski, M. A., P. Cerný, M. F. Márquez Zavalía y R. Chapman, 1999. Ferrotitanowodginite, $Fe^{2+}TiTa_2O_8$ a new mineral of the wodginite groupfrom the San Elías pegmatite, San Luis, Argentina. *American Mineralogist,* 84 (5-6): 773-777.

Gay, H. D. y N. Hillar, 1972. Herderita de la mina San Elías, provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (4): 378-382.

Herrera, A., 1963. Las pegmatitas de la provincia de San Luis, Estructura, Mineralogía y Génesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 18 (1-2): 43-71.

Martínez, V., 1994. Geología y mineralogía comparativa de diferentes tipos de pegmatitas litíferas de la provincia de San Luis. *CONICET, Informe Final Beca de Iniciación,* período 1992-1994.

Martínez, V. y M. A. Galliski, 1999. Geología de la pegmatita La Viquita, Sierra de la Estanzuela, San Luis: Un caso de pegmatita de subtipo espodumeno enriquecida en óxidos de Nb-Ta-Ti-Sn. *14º Congreso Geológico Argentino* (en prensa).

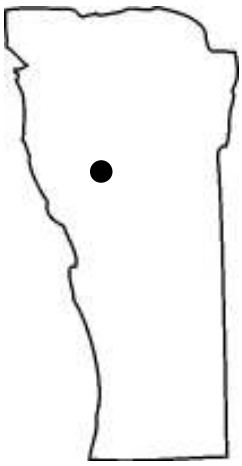
Morteani, G., C. Preinfalk, W. Spiegel y A. Bonalumi, 1995. The Achala Granitic Complex and the Pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A study of Differentiation. *Economic Geology,* 90: 636-647.

Rinaldi, C. A., y C. E. Linares, 1973. Edades K/Ar de pegmatitas de la Provincia de San Luis. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 411-418. Buenos Aires.

Rossi, N., 1966. Distrito pegmatítico Conlara, Provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito, 171 p., Buenos Aires.

Toubes, R. O., C. A. Rinaldi y A. J. Figini, 1973. Turmalinas de color en la República Argentina. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 261-270. Buenos Aires.

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Totoral, San Luis. En:
Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini),
Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35:
411-414, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO TOTORAL, SAN LUIS

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito pegmatítico Totoral fue diferenciado por Angelelli y Rinaldi (1963) para describir un conjunto de pegmatitas que afloran en la parte suroeste de la Sierra de San Luis. Alguna de estas pegmatitas fueron estudiadas por Angelelli y Rinaldi (1963), Herrera (1963) y Rossi (1966). Los trabajos posteriores de Oyarzábal y Galliski (1993), Sosa (1992), Galliski *et al.* (1994) y Oyarzábal y Galliski (1997) abordaron el estudio de cuerpos individuales.

UBICACIÓN

El distrito se encuentra en el departamento del mismo nombre y se extiende aproximadamente desde el norte del cerro La Torre en el extremo meridional, hasta prácticamente El Volcán en la parte sur, si se considera que incluye un potente dique pegmatítico con clivaje secundario que se explota como piedra de aplicación un poco al norte de esta localidad. Se trata de una faja, elongada submeridianamente, que alcanza unos 10 km de anchura.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Se desconocen las leyes de los principales yacimientos del distrito, que habría que considerar dentro de los valores generales para las pegmatitas de distinto tipo que incluye. Las reservas son interesantes en berilo, espodumeno -generalmente algo alterado-, albita, feldespato potásico y mica scrapp, además de columbita obtenida como subproducto. La producción de este distrito ha estado siempre subordinada en relación a la del distrito Conlara.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

La gran mayoría de las pegmatitas han sido explotadas en canteras a cielo abierto mediante rajos o socavones.

PROPIETARIOS

Muchas de las propiedades del distrito Totoral estaban vacantes en el año 1996. Algunas excepciones eran Independencia Argentina de propiedad de PG La Toma.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del basamento cristalino del distrito Totoral está constituida por un espeso paquete de metasedimentitas con predominio de paragénesis pelíticas y grauváckicas, que muy esporádicamente incluyen lentes pequeñas de ortoanfibolitas. Hacia el oeste del distrito se alcanzan los mayores grados metamórficos, con paragénesis que contienen feldespato potásico y sillimanita, y ya muestran indicios de removilizados leucocráticos, antes de pasar a una faja angosta de tectonitas, que las separan de una escama de mayor grado metamórfico con intrusivos básicos metamorfizados. Hacia el este el grado metamórfico disminuye y pasa desde una faja de grado medio con almandino-estaurolita, a filitas moteadas primero para terminar en filitas y pizarras. En la zona de almandino-estaurolita ocurren varios plutones graníticos menores y un cortejo de pegmatitas graníticas de diversa tipología. Algunos de estos intrusivos fueron originalmente descriptos directamente como pegmatitas o migmatitas cuando se consideraban las áreas

[1] *CRICYT, CONICET. Mendoza.*

de micacitas densamente intruidas por aplitas y pegmatitas por Pastore y González (1954). Posteriormente Llambías *et al.* (1991) los tipificaron como leucogranodioritas sincinemáticas. Galliski (1994a y b) consideró que sus propiedades se encuadraban en las de los granitos fértiles en pegmatitas de elementos raros y que considerados en conjunto no eran exactamente sincinemáticos, sino que los había precinemáticos también en relación a la fase tectónica Oclóyica. Llambías *et al.* (1996) consideraron estas rocas como granitoides sincinemáticos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

El distrito en consideración está formado por pegmatitas de clase elementos raros de signatura geoquímica LCT y presenta distintos tipos. Las pegmatitas Santa Ana, Cacique Canchuleta o Ranquel son de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, la San Luis I y eventualmente La Nilda son de tipo albita-espodumeno San Luis II y Víctor Hugo son de tipo complejo, subtipo espodumeno e Independencia Argentina y posiblemente Los Chilenitos son de tipo albita. Describir individualmente la geología de cada pegmatita excede esta contribución, motivo por el cual se ha elegido un interesante caso geológico como tipo y se remite al interesado en la geología de detalle de algunos cuerpos a los trabajos específicos existentes. Esas pegmatitas y los estudios son: Independencia Argentina (Galliski *et al.*, 1994), Víctor Hugo (Sosa, 1992) y Cacique Canchuleta (Oyarzábal y Galliski, 1997).

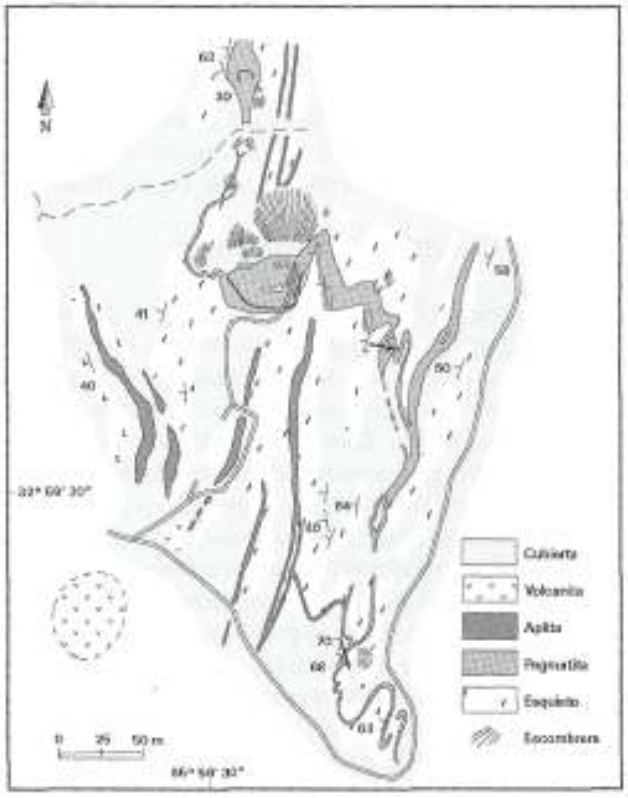


Figura 1. Mapa geológico del yacimiento San Luis.

El caso elegido para describir es la mina San Luis, constituida por las pegmatitas San Luis I y II. Esta mina está ubicada unos 500 m al este del granito de Paso del Rey y ha sido descripta e interpretada por Oyarzábal y Galliski (1993), trabajo que aquí se sintetiza.

Litología

La pegmatita San Luis se encuentra emplazada en una caja constituida por esquistos micáceos de grado medio, que desarrolla textura lepidoblástica y fenoblastos de granate, moscovita y estaurolita, o glomeroblastos de clorita, sujetos en una matriz integrada por moscovita, cuarzo, biotita, clorita y plagioclasa y apatita, turmalina y circón como minerales accesorios. Es producto de un metamorfismo regional de grado medio al cual se le superpuso un evento térmico local que generó los fenoblastos. La pegmatita San Luis es un cuerpo compuesto por dos unidades independientes pero estrechamente asociadas, que se describirán como San Luis I y San Luis II. La pegmatita San Luis I tiene un espesor, en el área de la labor central, de 12 m y está constituida por una zona de borde-externa y una zona interna. La zona de borde-externa tiene hasta 40 cm de espesor, grano fino y textura nematobástica con prismas de espodumeno subperpendiculares al contacto con la caja y reemplazados por moscovita de grano fino. La matriz interpuesta entre estos cristales está constituida por cuarzo, albita y microclino. Los minerales accesorios son granate, apatita y turmalina. La zona interna tiene 11 m de espesor y textura porfírica, con megacristales prismáticos de microclino en una matriz de grano fino. Esta matriz está constituida por cuarzo, albita y espodumeno, con moscovita como accesorio menor y trazas de granate, turmalina y apatita. Esta pegmatita tiene una composición mineralógica y una textura que son típicas de las unidades de clase elementos raros, tipo albita-espodumeno. Normalmente se emplazan y cristalizan al inicio o durante una fase tectónica y cristalizan sincinemáticamente en un ambiente tectónico muy activo. Todas estos atributos y circunstancias están acreditados en la pegmatita San Luis I porque tiene excelentes evidencias de plegamientos disarmónicos. En la figura 1 se muestra el mapa geológcio del yacimiento San Luis (modificado de Oyarzábal y Galliski, 1993).

La pegmatita San Luis II es un cuerpo de forma imprecisable debido a la baja exposición, que está emplazado en el núcleo de un pliegue abierto de la pegmatita San Luis I, entre esta unidad y la roca de caja. Tiene una estructura interna zonal donde se han reconocido zona de borde, externa, intermedia y núcleo. La zona externa colgante está en partes casi en contacto con la homóloga yaciente de la pegmatita San Luis I, apenas separada por un delgado septo de esquistos. Está compuesta por microclino, en grandes cristales sustentados en una matriz de cuarzo y moscovita. La zona intermedia está constituida por microclino en cristales de 1 a 2 m, en una matriz de cuarzo y moscovita, con

poca albita, que hacia el núcleo comienza a incluir cristales prismáticos de espodumeno de hasta 1,2 m de largo. El pasaje transicional al núcleo se pone en evidencia porque desaparece el feldespato potásico sólo queda espodumeno contenido en cuarzo lechoso y esporádicos nódulos de fosfatos de 15 a 20 cm de diámetro. Las relaciones de contenidos de Rb y Sr en el feldespato potásico de ambas pegmatitas, analizadas conjuntamente con las relaciones estructurales de ambas, han permitido interpretar que la pegmatita San Luis II, que es un cuerpo de tipo complejo, subtipo espodumeno, es menos evolucionada geoquímicamente que la San Luis I y que se emplazó con posterioridad a la misma.

Ambos cuerpos fueron explotados, pero especialmente la unidad llamada San Luis II, donde su granulometría facilitó la selección manual de espodumeno originalmente y más tarde de feldespato y cuarzo.

Estructura

Muchas de las pegmatitas del distrito han sido emplazadas en forma permisiva o forzada y han sufrido deformaciones post-emplazamiento que han originado plegamientos disarmónicos, engrosamientos, *boudinage*, segmentación, deformaciones de los minerales prismáticos y en varios casos hay evidencias de fenómenos de intrusividad polipulsatoria en cuerpos individuales o en cuerpos complejos.

Morfología

La forma más difundida en el distrito es la tabular, con relaciones axiales altas a muy altas, a veces superiores a 100 en pegmatitas de tipo albita-espodumeno. En algunas pegmatitas de tipo berilo, como Santa Ana en la labor norte, o en Cacique Canchuleta, la forma que predomina es lenticular, subtabular o tabular corta.

Alteración hidrotermal

La alteración más difundida en las rocas de caja de las pegmatitas es la turmalinización; la moscovitización y silicificación alcanzan menor desarrollo y son menos notables.

Mineralogía

Los minerales primarios esenciales están representados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y espodumeno. Muscovita, berilo, ambligonita-montebrasita y minerales del grupo de la columbita son minerales importantes a frecuentes mientras que apatita, trifilina-litiofilita, triplita y beusita se presentan con frecuencia u ocasionalmente en algunas pegmatitas. Las pegmatitas han sido explotadas en distintas épocas por berilo, tantalita, feldespato potásico y cuarzo, moscovita de grano fino, espodumeno y, últimamente, por albita.

Los minerales secundarios provienen de la descomposición de fosfatos o sulfuros primarios y carecen de significado económico. Entre ellos se pueden mencionar limonitas, óxidos de manganeso, pátinas y guías de ópalo, dufrenita, mitridatita, etc.

La ganga en estas pegmatitas está constituida principalmente por moscovita de grano fino dispersa en cuarzo o feldespatos, cuarzo algo ferruginoso, feldespato potásico parcialmente sericitizado y espodumeno alterado y con baja ley en Li_2O.

Estudios isotópicos, geocronología

Se conocen varias dataciones geocronológicas de pegmatitas de este distrito. Linares (1959) obtuvo por el método U-Pb datos que dieron una edad media de 460 ± 10 Ma para la pegmatita Santa Ana. Galliski y Linares (1999) dataron moscovitas de tres pegmatitas que dieron los siguientes resultados: Víctor Hugo 503 ± 24 Ma, Cacique Canchuleta 433 ± 23 Ma y San Luis I 317 ± 11 Ma donde este último valor fue considerado poco probable. Los datos reseñados sugieren que participan pegmatitas adjudicables a los ciclos Pampeano y Famatiniano en la conformación del distrito Totoral.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas de este distrito tienen estrechas relaciones espaciales, temporales y composicionales con los pequeños cuerpos graníticos que intruyen el basamento metamórfico y posiblemente están genéticamente emparentadas con ellos. En el esquema genético más aceptado (Cerný, 1991) se habrían originado por diferenciación magmática extrema de estos intrusivos de naturaleza dominantemente S y habrían cristalizado en cámaras prácticamente cerradas después de su emplazamiento.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y C. A. Rinaldi, 1963. Yacimientos de minerales de litio de las Provincias de San Luis y Córdoba. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* Informe 91, 79 pág. Buenos Aires.

Czerný, P., 1991. Rare-Element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. *Geoscience Canada,* 18 (2): 49-67.

Galliski, M. A. 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 99-112.

Galliski, M. A. 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 113-122.

Galliski, M. A. y C. E. Linares, 1999. New K-Ar muscovite ages from pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. *2º Simposio de Geología y Geología Isotópica, Actas, SEGEMAR, Anales,* 34: 63-68.

Galliski, M. A., M. F. Márquez Zavalía, J. C. Oyarzábal y O. Cortona, 1994. Geología de una pegmatita de tipo albita: la mina Independencia Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (3-4): 306-312.

Herrera, A., 1963. Las pegmatitas de la provincia de San Luis, Estructura, Mineralogía y Génesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 18 (1-2): 43-71.

Llambías, E., C. Cingolani, R. Varela, C. Prozzi, A. Ortiz, R. Caminos, A. Toselli y J. Saavedra, 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, Argentina. Resúmenes Expandidos *6º Congreso Geológico Chileno:* 187-191.

Llambías, E., S. Quenardelle, A. Ortiz Suárez y C. Prozzi, 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra Central de San Luis. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 487-496.

Linares, E., 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina, obtenidos por medio de la rlación plomo-uranio. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 14 (3-4): 181-217.

Oyarzábal, J. C. y M. A. Galliski, 1993. Geología del yacimiento San Luis; Un caso de yuxtaposición de tipologías diferentes en Pegmatitas de Clase Elementos Raros. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 167-174.

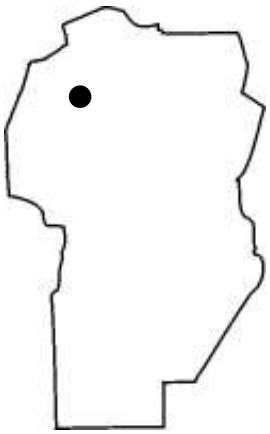
Oyarzábal, J. C. y M. A. Galliski, 1997. Geología y mineralogía del yacimiento Cacique Canchuleta, Distrito Pegmatítico Totoral, San Luis, Argentina. *18º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1082-1086.

Pastore, F. y R. González, 1954. Descripción Geológica de la Hoja 23g, San Francisco (San Luis). *Dirección Nacional de Minería, Boletín,* 80, 62 pp. Buenos Aires.

Rossi, N., 1966. Distrito pegmatítico Conlara, Provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito, 171 p., Buenos Aires.

Sosa, G., 1992. Pegmatita Estanífera Compleja Mina "Víctor Hugo", Provincia de San Luis, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 159-166.

Cabanillas, A. M. y D. G. Jerez, 1999. Yacimientos de wollastonita de Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 415-417, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE WOLLASTONITA DE CÓRDOBA

Ana M. Cabanillas[1], Daniel G. Jerez[1]

INTRODUCCIÓN

En Argentina y hasta el presente, la wollastonita no había sido tomado en cuenta desde el punto de vista industrial. Nuestro país carece de registros de producción.

La demanda y precios crecientes a nivel mundial, y el contexto geológico potencialmente favorable para la formación de estos depósitos en la provincia de Córdoba, condujeron a iniciar su prospección.

Los usos y destinos son los siguientes:

1- Carga para materiales *plásticos* (su acicularidad confiere alta resistencia); actualmente, el uso más importante.

2- Aceros y siderurgia (mantiene la colada en estado de fusión).

3- Enlozados y esmaltes (mejora su textura, estabiliza los colores, produce una superficie mate).

4- Pinturas (cargas en pinturas P.V.A., látex acrílico y pinturas para caminos).

5- Productos vítreos (disminuye la contracción y la temperatura de vitrificación).

6- Baldosas o pisos cerámicos (reduce la temperatura de cocción, debilita el índice de contracción).

7- Fundente para soldadura.

8- Productos resistentes al fuego (se usa aquí por ser liviana, reforzante y por su estabilidad térmica).

[1] *Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba.*

UBICACIÓN

Los yacimientos de wollastonita están relacionados con rocas carbonáticas metamórficas, en contacto o cercanas a intrusivos, y con skarns. Sin embargo, no todas las rocas calcáreas que participan en la composición del basamento presentan las condiciones favorables para la formación de este mineral. Pueden mencionarse las canteras de San Antonio, El Sauce (E de Salsipuedes), Malagueño, La Calera-Mal Paso, Piedra Relumbrosa, Pampa de Olaen, Corral de Carnero, El Cóndor, Cañada del Puerto. Las manifestaciones que revisten interés son las del grupo Quilpo-La Fronda. El acceso a las mismas se realiza desde Córdoba por la Ruta Nacional 38 hasta Capilla del Monte y desde allí, por el camino San Marcos-Pintos.

RESERVAS

Hasta el momento de la presente publicación no fue factible realizar una cuantificación de los volúmenes, tonelajes y leyes de wollastonita en los cuerpos hallados. Sin embargo, para expresar el potencial que los mismos podrían tener, se calcularon de manera general las dimensiones de los cuerpos y los contenidos de wollastonita. Por esta razón, estos valores deben considerarse como recursos posibles.

El total global para el grupo Quilpo-La Fronda asciende a 1.000.000 t de roca portante, con un promedio estimado de 35% de wollastonita, lo que significa 350.000 t de este mineral.

Como marco de referencia del potencial de estas manifestaciones, se menciona que los depósitos más importantes del mundo tienen reservas de decenas de millones de toneladas pero algunos, actualmente en etapa de evaluación y exploración, están en el orden de algunos cientos de miles de toneladas. Vaya como ejemplo el caso de Chile el

cual, en la Estadística de Producción Mundial de 1990, figura en sexto lugar con un volumen anual de sólo 500 toneladas.

GEOLOGÍA REGIONAL

El marco regional para el área que ocupan las rocas portadoras de wollastonita corresponde a los últimos afloramientos más septentrionales del basamento plutónico-metamórfico de la Sierra de Córdoba. Éste es el cordón más oriental de Sierras Pampeanas y, al igual que ellas, está conformado por bloques de falla separados por valles longitudinales.

Los bloques mayores del basamento han basculado hacia el este, originando un perfil asimétrico muy característico en el sistema serrano.

El basamento está constituido en su mayor parte por gneises y migmatitas precámbricos, intruido en el Paleozoico inferior por batolitos graníticos.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las rocas presentes en el sector Quilpo-La Fronda son muy variadas.

a- El gneis granatífero es la roca dominante en el complejo metamórfico; yace en forma de bancos y frecuentemente se intercala con esquistos y anfibolitas y, con menos frecuencia, con mármoles. Hay variaciones en cuanto al contenido de granate, intercalándose rocas muy granatíferas con otras donde este mineral es menos abundante o está ausente.

b- Esquistos: los afloramientos son importantes; están interestratificados con anfibolitas y mármoles.

c- Estromatita granítica: esta migmatita aflora en grandes explanadas o frentes cortados por el río. Considerada genéticamente como una metatexita ya que el leucosoma evidencia que la roca sufrió fusión parcial.

d- Mármoles: en la zona corre, con dirección norte-sur, una faja de aproximadamente 1 km interestratificada con anfibolitas y esquistos. Cuando tienen estructura bandeada están generalmente en contacto con intrusivos, como producto del metasomatismo. Se clasifican como cálcicos.

e- Anfibolitas: habitualmente se encuentran interestratificadas con mármoles. En bancos y cuerpos lentiformes de pocos metros de espesor hasta decamétricos; pueden estar plegados o aboudinados.

f- Skarn wollastonítico grosulárico diopsídico: aflora en el contacto con las rocas ígneas de la zona o alrededor del mármol que está dentro de la roca ígnea.

Su resalto topográfico es importante entre las demás litologías por la mayor resistencia a la erosión. Son rocas metasomáticas pero no pueden establecerse las típicas zonas. Su aspecto es heterogéneo, no foliado.

g- Trondhjemita (Caffe, 1993): aflora como un único cuerpo plutónico ovoidal de 6 km de largo y 4 km de ancho. Es la granitita de Pastore y Methol (1953) y la granodiorita de Massabié (1982). Por sectores, la roca está intruida por numerosos filones y diques.

Las rocas carbonáticas en contacto con este cuerpo sufrieron un metasomatismo de alta temperatura.

h- Intrusivos granodioríticos: filones o diques tabulares de distintos espesores; grano fino a medio.

Estructura

Hay distintos lineamientos principales que afectan al basamento de la zona:

a- Lineamiento Sierra de Cuniputo-Río Pintos, dirección nornoroeste-sursureste, representado por la falla de la sierra de Cuniputo y la falla del río Simbolar y otras fracturas menores.

b- Lineamiento San Gregorio-La Fronda, dirección estenoreste-oestesuroeste, establecido por un juego de fallas paralelas con esta orientación.

c- Lineamiento Río Cruz del Eje, dirección noroeste-sureste.

Hay también estructuras de deformación dúctil, representadas por tres sistemas de plegamiento, que permitieron establecer tres eventos deformacionales.

Mineralogía

En el skarn wollastonítico grosulárico diopsídico llama la atención la aparición de grandes granates que se destacan por erosión. La matriz es una base fibrosa de wollastonita + diópsido verde pálido, observables a simple vista en roca fresca. Presenta una pátina de alteración negra que afecta fundamentalmente a la matriz.

La paragénesis más frecuente es wollastonita, grosularia, diópsido, con calcita, cuarzo, vesubiana, apatita y plagioclasa como accesorios; esta asociación pertenece a skarns de alta temperatura.

La grosularia incluye gran cantidad de cristales de wollastonita prismática fina, calcita y diópsido, a los cuales rodea progresivamente.

Hay inclusión de vesubianita fibrosa, radiada, con aspecto de “soles”.

La wollastonita se presenta en grandes cristales prismáticos desorientados, maclados y es anterior a la grosularia, oficiando de base o matriz.

La calcita es escasa y queda como restos dentro del granate o alrededor de los agregados de wollastonita-diópsido-vesubianita.

La paragénesis Gr+Wo+Dióp+Ves pertenece a skarns de alta temperatura.

MODELO GENÉTICO

Las manifestaciones de wollastonita de interés en Córdoba responden a una génesis de metasomatismo de contacto entre intrusivos y mármoles (*skarn veins*). Estos depósitos se encuentran en un sector del basamento

constituido por metamorfitas de alto grado metamórfico, intruido por stocks de tipo tonalítico y granodiorítico y ligados a cuerpos de mármoles cálcicos, en los cuales se han desarrollado los skarns wollastoníticos. Los fluidos del proceso metasomático se han conducido por fracturas o discontinuidades litológicas, afectando principalmente a los mármoles pero también a otras rocas de la caja.

Los fenómenos de metamorfismo regional de alto grado y los de metamorfismo de contacto, sin aporte químico, y el metasomatismo de mármoles ligado a intrusiones tabulares, no habrían formado yacimientos de wollastonita interesantes.

Jarowski (1996) describe la importancia del metasomatismo en la formación de skarns ricos en wollastonita, descripción que avala la hipótesis genética planteada en la presente publicación. Sostiene que en el metasomatismo de contacto, la formación de wollastonita depende del aporte de sílice sobre un cuerpo calcáreo. Los minerales se distribuyen regularmente alrededor de la fuente de origen, constituyendo un zonado metasomático sin infiltración de fluidos. La formación de este mineral industrial a partir de mármol calcítico por la reacción calcita + cuarzo => wollastonita + CO_2 , está limitada por el contenido de cuarzo. La formación de wollastonita de origen térmico debería, por lo tanto, producir mármoles wollastoníticos con contenidos generalmente bajos de wollastonita. La presencia de skarns wollastoníticos casi puros requiere que el protolito tenga una composición cuya fracción molar sea 1:1 de cuarzo y calcita; o que algunos componentes químicos hayan sido introducidos por infiltración fluida.

BIBLIOGRAFÍA

Beder, R., 1922. Estudios geológicos en la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo.*Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Serie B (Geológica), Boletín,* 33. Buenos Aires.

Caffe, P. J., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de Pintos y Quilpo Sud, departamentos Punilla y Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. *Universidad Nacional de Córdoba, Trabajo Final Escuela de Geología,* inédito.

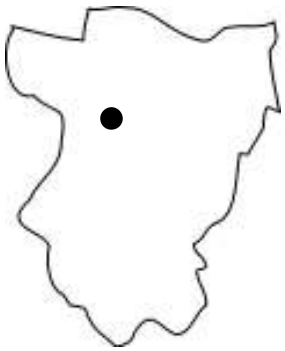
Jaworski, B., 1996. Geology and controls on skarn formation at the Zippa Mountain wollastonite skarns, NW British Columbia. (104B/11); *Bachelors thesis, University of British Columbia.*

Jerez, D. y A. M. Cabanillas, 1998. Los yacimientos de wollastonita de la provincia de Córdoba. *Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba,* inédito.

Massabié, A. C., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37 (2). Buenos Aires.

Toselli, J. R. de, 1980. Fenómenos de contacto en los mármoles de Alta gracia, La Calera y Malagueño, Provincia de Córdoba. *Fundación Miguel Lillo, Acta Geológica Lilloana,* 15 (2). San Miguel de Tucumán.

Avila, J., J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata, 1999. Manifestaciones auro-argentíferas en las Cumbres Calchaquíes, Tucumán. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 419-423, Buenos Aires.



MANIFESTACIONES AURO-ARGENTÍFERAS EN LAS CUMBRES CALCHAQUÍES, TUCUMÁN

Julio Avila[1,2], José E. Lazarte[1,2], Miguel Gianfrancisco[1] y Ana S. Fogliata[1,2]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Las manifestaciones auroargentíferas se encuentran localizadas en el sur y norte de las Cumbres Calchaquíes en los departamentos Tafí del Valle y Trancas de la provincia de Tucumán; entre los 2.000 y 4.600 m sobre el nivel del mar.

Afloran tanto en el faldeo medio, donde existe una exuberante vegetación, como en la parte más alta de las sierras.

El acceso a las áreas de estudio se realiza por sendas de herradura o en vehículos doble tracción, desde las localidades de Tafí del Valle, El Infiernillo, Raco y San Pedro de Colalao.

ANTECEDENTES

Danieli (1961) menciona la presencia de rocas filonianas con valores anómalos de oro y plata en las cercanias de las calizas de Peñas Azules. Peirano (1966) realiza estudios en la zona que él denomina Farallón Rojo y en donde la empresa Anfama SRL efectúa trabajos de exploración. Avila (1987) y Avila *et al.* (1998) estudian el flanco sureste de las sierras mientras que Vergara *et al.* (1998a) reconocen las manifestaciones de Volcán Azul y El Negrito, respectivamente. Gianfrancisco y Vergara (1998b) y Vergara *et al*. (1998) realizan un estudio preliminar sobre mineralización aurífera en las Cumbres Calchaquíes. Gianfrancisco *et al.* (1999) explorando una extensa zona en los alrededores del cerro Cabra Horco informan sobre la presencia de metamorfitas con importantes valores de oro.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las Cumbres Calchaquíes se localizan al noroeste de la provincia de Tucumán, dentro de la unidad morfoestructural de Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979). Constituyen un cordón montañoso de rumbo submeridiano y perfil asimétrico, con pendiente abrupta en el flanco occidental. Estructuralmente es un bloque limitado por fallas inversas de alto ángulo, ascendido diferencialmente y basculado hacia el este.

Las mayores alturas se ubican en los cerros El Negrito de 4.660 m s.n.m. y Alto de las Nieves de 4.634 m sobre el nivel del mar.

El basamento metamórfico está constituido por filitas, esquistos, micacitas y calizas atribuidas al Precámbrico superior-Cámbrico inferior.

En el sur se emplazan dos cuerpos granitoides de posible edad ordovícica-silúrica.

En ambos flancos de las sierras afloran sedimentitas continentales mesozoicas y cenozoicas.

DESCRIPCIÓN DE LAS MANIFESTACIONES

SECTOR FARALLÓN ROJO

Las manifestaciones auroargentíferas se encuentran ubicadas en el flanco suroriental de las Cumbres Calchaquíes en el sector medio de su faldeo sur, en el departamento Tafí. Las coordenadas geográficas del extremo austral de

[1] *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.*

[2] *CONICET.*

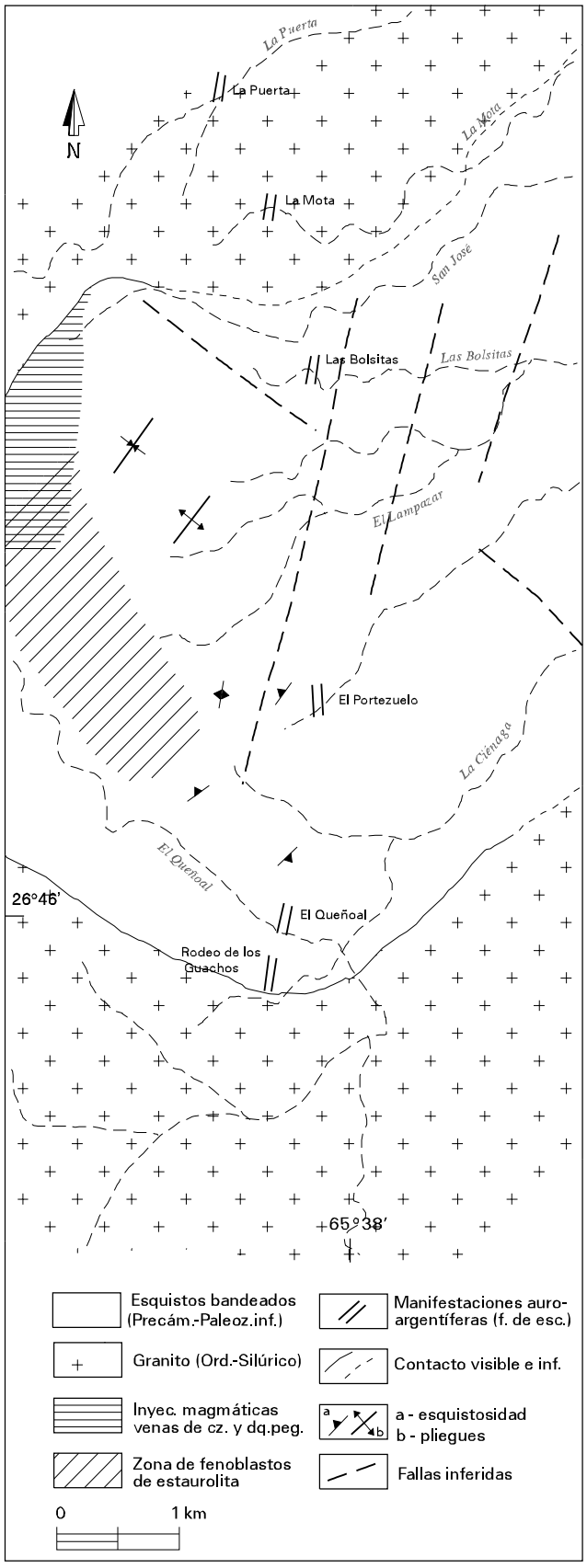


Figura 1. Mapa geológico de la región.

las manifestaciones de interés son 26º46' de latitud sur y 65º38' de longitud oeste. La región está emplazada a 2.400 m sobre el nivel del mar (figura 1).

Afloran en el faldeo medio a superior de las sierras, en donde existe una exuberante vegetación. Algunos afloramientos están en la zona de espesa vegetación arbustiva subtropical y otras en zonas de pastizales de altura.

El acceso al área se realiza por sendas de herradura que pueden ser utilizadas por motocicletas todo terreno, desde las localidades de Tafí del Valle o El Siambón.

En la zona afloran las siguientes unidades litológicas:

Rocas metamórficas (Precámbrico-Paleozoico inferior). Los afloramientos de metamorfitas ocupan el sector central del área estudiada, flanqueado al norte por el granito de Chasquivil y al sur por el granito de La Ciénaga. Es una sucesión monótona de esquistos cuarzo biotíticos de color gris claro a verdoso, de grano fino, en donde macroscópicamente solo se observa cuarzo, biotita y muscovita. El cuarzo es el componente mayoritario de esta roca, apareciendo en menor proporción mica en pequeñas laminillas y biotita formando nidos de hasta un milímetro de espesor.

En el sector norte se emplaza el granito de Chasquivil (Ruiz Huidobro, 1972). A simple vista corresponde a una roca de color gris y textura inequigranular. Su tamaño de grano varía de medio a grueso. El mineral más abundante es el cuarzo subhedral, acompañado por plagioclasa. Entre los minerales máficos se destaca la biotita, que aparentemente no presenta alteración y es la que le da coloración oscura a la roca.

El stock de La Ciénaga, que ocupa el sector sur, se presenta como una roca equigranular de grano medio y coloración rojiza debido a óxidos de hierro que tiñen a casi todos los minerales presentes. A simple vista se observa cuarzo como mineral mayoritario, subhedral y algo alterado, acompañado por plagioclasa de color blanco. Debido a la presencia de biotita junto a muscovita se le puede denominar granito de dos micas. Las micas también han sido alteradas por óxidos de hierro (hematita) que se encuentran en todo el granito.

Ambos cuerpos graníticos son atribuidos con reserva al Ordovícico-Silúrico.

En lo que respecta a la estructura del área, las metamorfitas tienen clivaje de plano axial S_1 paralelo a S_0 producto de una primera etapa de deformación que generó pliegues isoclinales. Además están deformadas en pliegues de longitud de onda del orden de la centena de metros, con ejes subhorizontales de rumbo general noreste, observados en los afloramientos de las nacientes de los ríos Las Bolsitas y El Alto de la Ciénaga Grande. Asimismo, entre ellas se desarrolló un conspicuo juego de diaclasas de rumbo general noroeste buzando alrededor de 50º al sudoeste (figura 2).

En los cuerpos graníticos se midieron importantes juegos de diaclasas de rumbo 40ºN/40º al noreste, 60ºN/60º al noroeste y NS/50º al este. Se observaron otras menores desarrolladas de posición NS/40ºO y EO/60º al norte.

Los valores anómalos de oro y plata se reconocieron en fracturas subverticales de rumbo submeridiano que afectan tanto a los granitos como a las metamorfitas, y han sido observadas en las quebradas de los ríos y arroyos La Puerta, La Mota, Las Bolsitas, El Portezuelo, El Queñoal y Las Cuchillitas, en una extensión de alrededor de 7,5 kilómetros. Estas quebradas tienen rumbo general este-oeste.

Debido a la espesa cobertura vegetal no se pudo verificar su continuidad en el rumbo, si corresponde a una sola fractura fractura que ha sido desplazada por fallas transversales o si son varias fracturas subparalelas.

El espesor de la zona de falla varía entre 0,5 y 1 metros. Considerando la zona de mayor fracturación y oxidación en las salbandas alcanza a 5 metros. En escasa proporción es dable observar vetas de cuarzo en el centro de las fallas. El cuarzo está muy craquelado. A simple vista, salvo los óxidos de hierro en jaboncillos y salbandas, no se observaron otros minerales de mena. Probablemente esto se deba al intenso interperismo actuante en la zona. En el estudio calcográfico se destacan numerosos cristales de pirita subhedral de poco tamaño. Además, aparece hematita parda rodeando a los cristales de cuarzo de borde anguloso constituyendo la textura de la brecha. En alguna muestras se observan en el cuarzo cristales amarillos de elevada reflectividad y formas irregulares cuyos tamaños oscilan entre 3 y 6,5 micras. Con reservas se considera que podría tratarse de oro.

En los dos sectores donde la estructura afecta el granito (La Puerta y La Mota) se observa alteración hidrotermal (sericitización y caolinización) en las salbandas.

Peirano (1966) menciona que la mayoría de las muestras por él obtenidas tienen valores de oro y plata superiores al gramo por tonelada. Avila *et al.* (1998) determinaron que en todos los sectores donde se hizo relevamiento son portadores de oro y plata, con tenores que varían entre 0,1 y 1,9 g/t Au y 5,0 y 63,8 g/t de plata (figura 3).

En la tabla 1 se indican los valores arriba mencionados.

SECTOR CERROS EL NEGRITO-BAYO

La zona prospectada corresponde a las mayores elevaciones de esta parte de las Cumbres Calchaquíes representadas por los cerros El Negrito y Alto de la Nieve. La ubicación esta delimitada por las siguientes coordenadas geográficas: entre los paralelos 26º40'53" y 26º45'14" de latitud sur y los meridianos 65º40'33" y 65º44'11" de longitud oeste.

El acceso se realiza desde el kilómetro 84, muy cerca del Infiernillo, hacia el norte siguiendo una huella minera sólo apta para vehículos doble tracción que llega hasta la quebrada del Alazán a 4.200 m s.n.m., con un recorrido de sólo 11 kilómetros.

Las unidades litológicas que la componen son las siguientes:

Las rocas metamórficas que afloran entre el portezuelo El Negrito-Bayo y el cerro Alto de la Mina, están representadas por esquistos cuarzo-biotíticos (con restringida

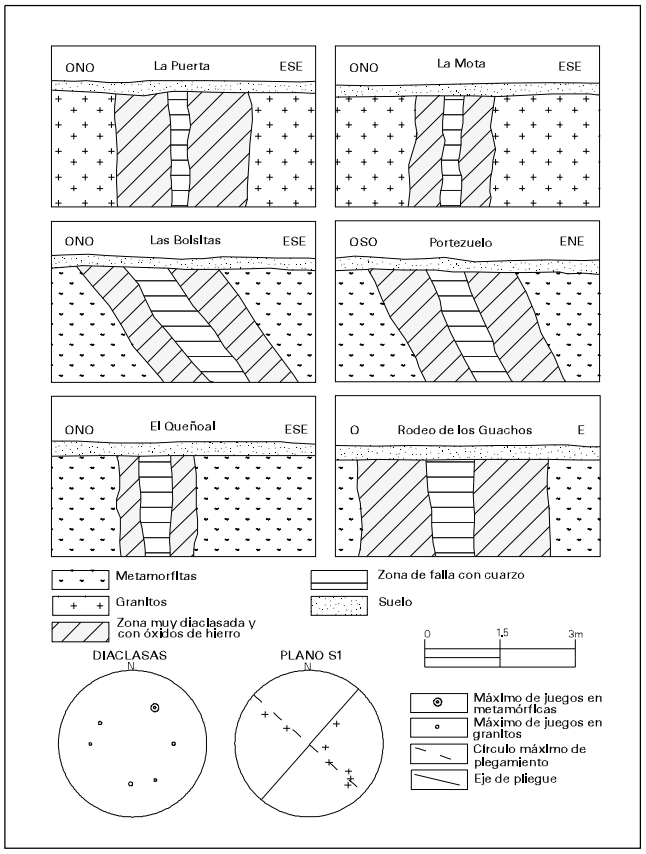


Figura 2. Esquema geológico y estructural.

plagioclasa ácida) finamente bandeados, con foliación determinada por alternancia de bandas leucocráticas, cuarzosas, granoblásticas, de grano fino, con capas melanocráticas y biotíticas, de textura lepidoblástica, separados hasta dos centímetros entre sí, donde se concentran los minerales opacos, en general epigenéticos, reemplazando parcialmente a las micas. Las ectinitas sufrieron dos eventos diferenciados de invasión leucocrática:

Laboratorio	I		II		III		IV		V	
Manifestación	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
1	1,9	22					0,6	28,2	5	51,2
2	1	25					0,3	37	2,1	72,5
3	1	30					0,2	28		
4	1,5	10	0,11			17	0,1	12	4,6	10,3
5	1,5	5				63,8	0,3	11,7		
6	1,2	12,5	0,16			33,4	0,5	12		

Referencias: 1- La Puerta. 2- La Mota. 3- Las Bolsitas. 4- Portezuelo. 5- Queñoal. 6- Rodeo de los Guachos. I- Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán (gr/t), copelación; II- Dirección de Minería de Jujuy (ppm), copelación; III- Mina Pirquitas (gr/t), vía húmeda; IV- Salamanca (España) (ppm), abs. atómica; V- W. Tell (gr/t), copelación.

Tabla 1. Tabla comparativa de análisis químicos.

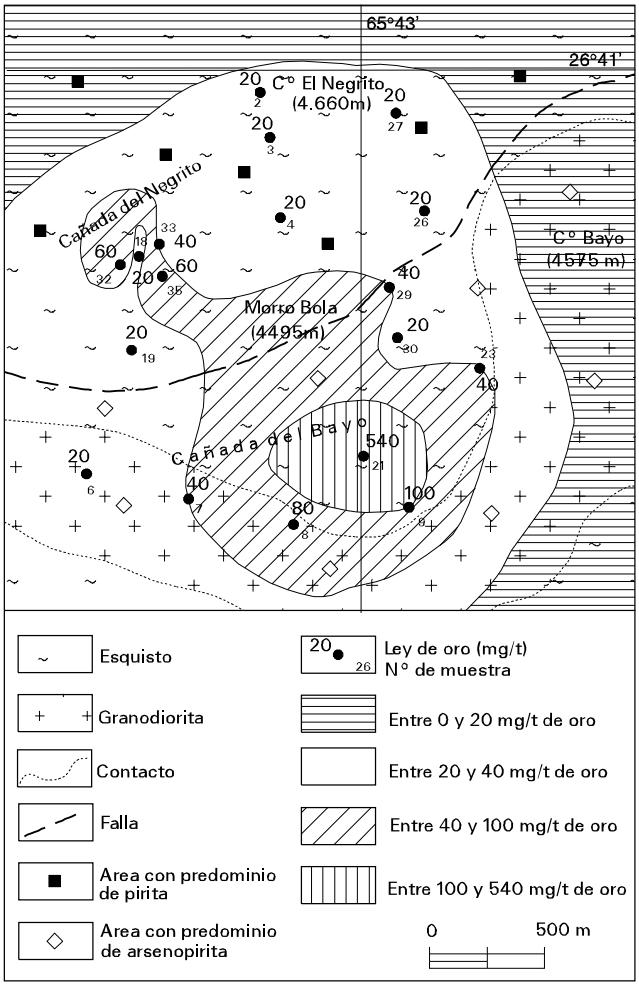


Figura 3. Distribución de la mineralización en la zona de Cumbres Calchaquíes.

El primero, subconcordante con la foliación, formado por venillas cuarzosas blanquecinas, menores al milímetro de espesor, replegadas, fracturadas y sobreescurridas por deformación posterior.

El segundo, un sistema venular de trazos rectilíneos formado por cuarzo con tinción anaranjada a rojiza y con espesores que superan los diez centímetros, siendo la media más frecuente de un centímetro.

En sectores hay un conspicuo brechamiento de las metamorfitas en planos rectilíneros, oblicuos entre sí. Los planos de fisuramiento están tapizados por ocres hematítico-limoníticos, que tiñen los sectores aledaños de la roca.

Las rocas de composición granodiorítica afloran como cuerpos de rumbo este-oeste, alternando con *roof pendants* de metamorfitas formando el filo Bayo, con una potencia media, de 350 m y corridas del orden de los 5 kilómetros. Hacia la cumbre, donde los cuerpos están más expuestos a la erosión, adquieren su máximo ensanchamiento, alcanzando 1,2 km y culminan en el cerro Bayo (4.575 m s.n.m.), donde la alteración hidrotermal y la lixiviación adquieren su máxima expresión. Los rasgos texturales en general son parejos, variando el contenido de porfirocristales de la granodiorita para transformarse en equigranular, siendo el grano grueso, de alrededor del centímetro. En cambio, la coloración va tornándose cada vez más rojiza por tinción ferruginosa y, en los sectores con mayor contenido aurífero, la plutonita es totalmente rosada, pasando a rojiza en los planos de diaclasas. En la cumbre del cerro Bayo la granodiorita se ha tornado deleznable por la alteración hidrotermal y el interperismo, encontrándose una gravilla de granitoide que en las depresiones ronda el medio metro de espesor.

Esta parte de las sierras fue afectada por una estructura oblicua a los bloques andinos que se denomina lineamiento Salar del Hombre Muerto-Termas de Río Hondo. Dentro del esquema estructural se advierte un diseño de dos grandes fallas inversas de alto ángulo escalonadas de rumbo nornoroeste-sursureste, a las que se denomina «Falla de Amaicha», localizada al occidente y «Falla Kalchakí», que atraviesa el sector más alto del macizo serrano.

La mineralización se encuentra en finas fracturas y diseminada dentro del intrusivo, en la zona de contacto y en las metamorfitas hasta centenas de metros del contacto con la granodiorita (figura 3).

Vergara *et al.* (1998), indican que, las muestras obtenidas en superficie tiene valores que varían entre 60 y 540 ppb de oro.

SECTOR CERRO CABRA HORCO

El área investigada esta compuesta por dos bloques serranos bien definidos. El bloque oriental es una altiplanicie con altitudes que oscilan entre los 2.000 y 2.100 m s.n.m., formada por una sucesión de suaves lomas separadas por angostas quebradas. Hacia el oeste se elevan abruptamente las Cumbres del Cabra Horco, formadas por tres cerros principales con altitudes que van de los 2.700 a 2.900 m s.n.m., abarcando una superficie de 80 km^2, entre los paralelos 26º35'20" y 26º41'20" de latitud sur y los meridianos 65º25'30" y 65º30'30" de longitud oeste.

El acceso al depósito mineralizado se realiza desde la localidad de Raco, pero debido a la falta de buenos caminos el recorrido hay que realizarlo por sendas de herradura o en motocicletas todo terreno.

La litología del área en estudio es la siguiente:

En líneas generales, estamos en presencia de metamorfitas de muy bajo grado, variando a sedimentitas muy litificadas. El metamorfismo es de facies esquistos verdes, grado sericita-clorita, con fenómenos locales de facies albita-epidoto hornfels grado biotita, en el extremo oeste del área relevada, en las proximidades del intrusivo de Chasquivil. Los menores grados de metamorfismo se localizan al oeste de Sauce Yaco, en la quebrada homónima donde las rocas muestreadas son típicas sedimentitas muy litificadas. Las rocas predominantes son metavaques de cuarzo que, en el Filo de Raco y Filo del Durazno tienen intercalaciones potentes de pizarra y filitas. El feldespato observado en los blastos es plagioclasa, el que se encuentra raramente maclado, y muy alterado a caolín-sericita. Esta plagioclasa se diferencia de la albita que se encuentra asociada a epidoto

(pistacita) en los contactos con las venas hidrotermales de cuarzo; la albita es subhedra, muy bien maclada, límpida, de indudable origen epigenético.

Hay lentes menores de metacuarcitas esquistosas localizados en el filo cumbrero de las sierras de Raco ó del Siambón. Se debe destacar que al norte y oeste del Puesto La Lagunita las rocas están intensamente cataclaseadas.

El diseño tectónico es de cuña compuesta, constituida por bloques elevados por fallas inversas occidentales de alto ángulo. Los principales bloques son los del Taficillo (elevado por el oeste por la falla homónima submeridiana), del Periquillo (elevado por una falla de rumbo norte-sur a nornoreste), el bloque de las Cumbres de Raco (elevado por la falla del río San Miguel), del Cabra Horco (bloque ascendido por la falla del río San Miguel y es el bloque descendido por la falla Vipos hacia el nornoroeste y la falla Chasquivil por el oeste y suroeste) y bloque de Chasquivil (se despega por fallamiento en el área de contacto del Stock Granítico de Chasquivil, Ruiz Huidobro, 1972). La convergencia de las fallas y el clivaje (plano de deformación S_1) inclinan hacia el oriente. Por su parte, las fallas secundarias son, en su mayoría, perpendiculares a las principales, conservando solo unas pocas el rumbo submeridional.

La mineralización presenta una paragénesis de pirita aurífera rellenando fisuras, poros y clivajes de las metasedimentitas, contiene cuarzo gris, ahumado, hialino, generalmente holocristalino, con drusas, geodas y crustificación, ingresando por fisuras sin un control estructural evidente. Los espesores de las venas oscilan entre fracciones de milímetros y más de 20 cm, rondando, con mayor frecuencia, los dos centímetros. Aparentemente, el oro parece estar incluido en la pirita como una mezcla de oro libre-electrum. Lo cierto es que, en la oxidación de los sulfuros hipogénicos, es frecuente ver limonitas seudomorfas de pirita asociadas con electro u oro libre.

Los análisis geoquímicos preliminares brindaron los siguientes tenores: en 8.000 ha prospectadas la ley media de oro fue de 58,36 ppb, sobre un total de 115 muestras. El área de anomalías mayores que 40 ppb de oro es de 3.200 ha, con una ley media de 92,34 ppb; dentro de esta anomalía se diferencia un "núcleo" de 393,34 ha con promedios de oro de 110,40 partes por billón. Los mayores registros de oro obtenidos hasta la fecha alcanzaron 575 ppb Au.

BIBLIOGRAFÍA

Avila, J. C., 1987. Manifestaciones auroargentíferas en las Cumbres Calchaquíes, provincia de Tucumán, República Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 31-34.

Avila, J. C., A. S. Fogliata y D. L. Ruiz, 1998. Farallón Rojo: ocurrencia de oro y plata en Cumbres Calchaquíes, Tucumán, Argentina. *Acta Geológica Lilloana,*16.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *2º Simposio de Geología Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 1: 225-251.

Danielli, C. A., 1961. Noticia preliminar sobre el hallazgo de un yacimiento de caliza cristalina en la provincia de Tucumán. *Universidad Nacional de Tucumán,* inédito.

Gianfrancisco, M. y G. A. Vergara, 1998. Informe preliminar de prospección aurífera en Sierras Pampeanas de Tucumán y La Rioja. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica,* 3: 142-147. Buenos Aires.

Gianfrancisco, M., G. A. Vergara y L. E. Suayter, 1999. Descubrimiento de oro en las Cumbres de Raco, provincia de Tucumán. *Panorama Minero,* 232: 34-41. Buenos Aires.

Peirano, A., 1966. Notas varias de la empresa Anfama S.R.L. Tucumán (inédito).

Ruiz Huidobro, O., 1972. Descripción geológica de la Hoja 11e, Santa María. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 134: 1-64. Buenos Aires.

Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 41 (2): 163-196. Córdoba.

Vergara, G. A., M. Gianfrancisco y D. A. Indri, 1998a. Estudio preliminar sobre el descubrimiento de mineralización aurífera en las Cumbres Calchaquíes, Tucumán, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica,* 3: 137-141. Buenos Aires.

Vergara G. A., M. Gianfrancisco y L. E. Suayter, 1998b. Descubrimiento de oro en las Cumbres Calchaquíes, provincia de Tucumán. *Panorama Minero,* 222: 18-22.

Schalamuk, I. B. y M. V. Curci, 1999. Depósitos sericítico-pirofilíticos de las quebradas Chuschín y del Cosme, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 425-427, Buenos Aires.



DEPÓSITOS SERICÍTICO-PIROFILÍTICOS DE LAS QUEBRADAS CHUSCHÍN Y DEL COSME, LA RIOJA

Isidoro B. Schalamuk[1-2] y Marcela V. Curci[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El mineral que se conoce como pirofilita, consiste en una asociación de cuarzo, sericita, caolinita y pirofilita (Schalamuk *et al.*, 1981), se explota desde hace unos 50 años; siendo la zona en consideración la única en la provincia y en el país que produce el material de referencia.

Los depósitos se emplazan en el ámbito del Sistema de Famatina, en el flanco occidental de la sierra homónima, en el departamento General Lavalle. Se trata de una faja mineralizada del orden de 5 km de largo por algunas centenas de metros de ancho en sentido norte-sur, emplazada en las denominadas quebradas Chuschín y Cosme. El acceso a las minas se realiza por un camino vecinal que parte del kilómetro 509 de la Ruta Nacional 40 y que se dirige hacia el norte unos 17 kilómetros. La mineralización se dispone en una faja de alteración hidrotermal, que afecta una secuencia volcano-sedimentaria paleozoica.

Leyes reservas y producción

De acuerdo a datos registrados por la Estadística Minera de la Nación, la provincia de La Rioja ha producido desde el año 1945 hasta el año 1996, un total de 71.594 t, acusando un máximo de casi 13.500 t en el año 1962. Según Márquez Vieyra (1983), las reservas de los depósitos pirofilíticos, han sido estimadas en aproximadamente 1.000.000 t de mineral de calidad probablemente comercial con contenidos que promedian 15% de Al_2O_3; 75% SiO_2; 4% total de óxidos alcalinos y 14% de cuarzo libre. Dadas las características físicas que presenta el material, en especial su elevado punto de fusión y buena coloración a altas temperaturas, hacen que sea apto para elaboración de cemento blanco, cerámica, refractarios y otros usos.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

La explotación minera por pirofilita comenzó a principios de la década del 40, continuándose hasta la actualidad en forma sostenida; alcanzando mayor relevancia en los primeros años de la década del 60´. Los laboreos son preferentemente subterráneos y consisten en socavones y galerías. Estas últimas, en su mayoría, son amplias con alturas superiores a 4 metros.

Numerosas son las concesiones mineras registradas en el Padrón Minero Provincial, con un total de 38 minas que cubren 47 pertenencias.

Entre los autores que aportaron trabajos referidos a estos depósitos, se mencionan las contribuciones de Ueno y Mastandrea (1969); Cabeza (en Angelelli, 1962: 145), Schalamuk *et al.* (1981); Schalamuk *et al.* (1983) y Márquez Vieyra (1983).

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional se encuentra representada por una secuencia volcano-sedimentaria, asignada al Ordovícico inferior a medio; compuesta por pizarras, grauvacas, cuarcitas y riolitas con intercalaciones muy potentes de olitostromos. Estos registran clastos de volcanitas ácidas,

[1] *CONICET.*

[2] *INREMI, Universidad Nacional de La Plata*

de granitoides, areniscas, arcilitas, grauvacas y mármoles. Durante el Ciclo Famatiniano las sedimentitas fueron intruidas por granitoides calco-alcalinas (granodioritas, monzogranitos, tonalitas) que constituye el Granito Ñuñorco, atribuido al Ordovícico superior-Devónico inferior. Se destacan diques lamprofíricos tipo espesartita, de espesor variable y rumbos dominantes noroeste-noreste. Dichos diques serían post-tectónicos con respecto al Granito Ñuñorco.

La geología se completa con sedimentitas continentales permocarboníferas, conocidas como Estratos de Paganzo, conformado por conglomerados basales, areniscas y arcosas.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

La geología de la región está conformada, según Schalamuk *et al.* (1981), por una secuencia volcano–sedimentaria metamorfizada, compuesta por cataclasitas gris claras, a veces verdosas, y pizarras de tonos oscuros, atribuibles a la Formación Negro Peinado; intruida esta última por diques lamprofíricos de edad incierta. Hacia el naciente se presenta un granito rosado a gris claro, perteneciente a la Formación Ñuñorco.

SECTOR QUEBRADA CHUSCHÍN

Comprende el sector sur de la faja de alteración hidrotermal. En ella se sitúan las minas Juanita del Puerto, Hércules y Antártica; siendo la primera la más importante.

Juanita del Puerto se localiza en la margen izquierda de la quebrada. En el área predominan cataclasitas, reconociéndose una variedad gris verdosa clara, esquistosa, afectada por una fuerte acción dinámica y otra más compacta y dura, de coloración verde clara. También afloran en el área diques espesartíticos y pizarras negras.

Se diferencian dos tipos litológicos, un esquisto compuesto por cuarzo, sericita, caolinita y pirofilita, de grano fino y color grisáceo a verde claro, con algunas venillas de cuarzo que lo atraviesan y eventualmente guías de pirita, en el cual la pirofilita participa en porcentajes inferiores al 10% y un semiesquisto cuarzo sericítico, de coloración blanco amarillento con tonos verdosos, de escasa esquistosidad y de alta dureza.

El esquisto es el material que se aprovecha, el mismo se dispone en fajas subparalelas de rumbo general norte-sur, entre los semiesquistos con espesores de algunos metros a más de 10.

El yacimiento cuenta con laboreos consistentes en un socavón de 360 m de avance hacia el este y varias galerías de rumbo norte-sur. Hacia el este las labores ponen en evidencia, fallas mediante, pizarras negras (Schalamuk *et al.*, 1983); también existen laboreos superficiales, rajos y trincheras, alineadas en dirección norte-sur, en la zona con fuerte alteración hidrotermal.

Las reservas totales, estimadas para estas fajas mineralizadas, alcanzan las 459.000 t (Márquez Vieyra, 1981).

SECTOR QUEBRADA DEL COSME

Los depósitos que se emplazan en esta quebrada se encuentran localizados en la porción septentrional de la faja de alteración hidrotermal mencionada. Entre los principales pedimentos mineros se mencionan Delina, San Lorenzo y Daniel, en los cuales se distinguen, según Ueno y Mastandrea (1969), distintos tipos de mena sobre la base de las proporciones de cuarzo, sericita, caolín y pirofilita. Los contenidos máximos de este último mineral, en muestras estudiadas por los autores anteriormente nombrados, varían entre 15% y 30%. Delina se localiza en la ladera norte del cerro Nacate, en la margen izquierda de una pequeña quebrada que desemboca en la del Cosme. En el área se observan esquistos grises claros. Estos presentan una esquistosidad de rumbo norte-sur a N10º-15ºE, fuertemente inclinada al este. La mineralización está representada por cuarzo, sericita, caolín y pirofilita y se dispone en una faja alargada en sentido del rumbo. La misma observa intercalaciones concordantes del semiesquisto cuarzo-sericítico, el cual alcanza un predominio neto al oeste de las labores; mientras que hacia el este se disponen pizarras negras en contacto por falla.

Las labores consisten en socavones que en conjunto suman 250 m de longitud.

Por su parte la mina San Lorenzo, ubicada a algunos centenares de metros al O de la quebrada de Cosme, fue explotada desde 1948 y paralizada en 1976. Los laboreos realizados consisten en dos galerías que totalizan 850 m de longitud (Márquez Vieyra, *op. cit.*).

Otro yacimiento localizado en esta quebrada es el denominado Daniel, el cual se encuentra paralizado desde 1980. Ueno y Mastandrea (*op. cit.*) lo describen como una concentración mineralizada de forma tabular, vertical, de 150 m de longitud en dirección N15ºE y un espesor variable entre 3 y 5 metros. En su parte más septentrional se pierde en contacto con una roca plutónica. La mena es compacta y masiva, de color blanco y con contenidos del 10% al 12% de pirofilita.

Mineralogía y geoquímica de los depósitos

Desde el punto de vista mineralógico, los datos aportados por Schalamuk *et al.* (1981) indican para los depósitos localizados en la quebrada de Cosme, una composición promedio de cuarzo de 53,25%; 17,80% de sericita; 13,16% de caolinita y 9,20% de pirofilita; además de plagioclasa en porcentajes inferiores a la pirofilita. Por su parte, estos mismos autores indican para los depósitos emplazados en la quebrada de Chuschín, una composición similar a la anteriormente descripta, aunque con algunas variaciones en cuanto al porcentaje de los componentes; el cuarzo oscila entre un 46,70% y 60,20%; la sericita entre 12,95% y 26,00%; el contenido de pirofilita es del orden del 8,50% mientras que la caolinita se presenta en un porcentaje del 12,80%; además de feldespato potásico, plagioclasa y otros en con-

tenidos de 22,5; 13,2 y 1,5, en por ciento, respectivamente.

La mena considerada como de primera, muestra aspecto porcelanáceo, está constituida fundamentalmente por folias irregulares y discontinuas de sericita-pirofilita alternantes con otras cuarzosas. La pirofilita se presenta en cristales de hábito escamoso de 5 a 20 μ o en individuos alargados, a veces flexurados; el cuarzo aparece en cristales mayores o también en agregados finos mezclados con caolinita.

Los análisis químicos aportados por Schalamuk *et al.* (1981) revelan para los depósitos ubicados en la quebrada de Chuchín, más precisamente en la mina Juanita del Puerto, rangos extremos en porcentajes de SiO_2=76,42-82,17; Al_2O_3=12,55-14,55; Fe_2O_3=1,45-2,29; FeO= 0,70-0,14, vestigios de CaO y MgO; Na_2O= 0,51-1,26 y K_2O= 1,56-5,71.

Por su parte, el material aprovechable de mina Delina registra los siguientes rangos composicionales: 79,15% de SiO_2; 16,25% de Al_2O_3; 0,70% de Fe_2O_3; 0,35% de FeO; vestigios de CaO y MgO; 0,96 y 2,10% de Na_2O y K_2O, respectivamente.

MODELO GENÉTICO

Se considera que la mineralización se originó por efectos de soluciones hidrotermales sobre metamorfitas de bajo grado, en combinación con procesos tectónicos, ambos relacionados con la intrusión del Granito Ñuñorco del Ordovícico-Devónico inferior

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y T. Ezcurra, 1962. Evaluación de los recursos naturales de la Argentina. Recursos Minerales. *Consejo Federal de Inversiones,* 6. Buenos Aires.

Márquez Vieyra, M. 1983. Estudio Geológico Económico de los yacimientos de sericita y pirofilita de las quebradas de Cosme y Chuschín, provincia de La Rioja, República Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 267-283.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1981. Depósitos sericítico-pirofiíticos de la quebrada de Chuschín, departamento Lavalle. La Rioja. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 517-533.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los Yacimientos de Minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 20: 127-131.

Ueno, M. y O. Mastandrea, 1969. Investigations of the pyrophyllite and sericite deposits in the vicinity of Villa Unión, La Rioja. State, Argentine. *Dirección Nacional de Minería,* Carpeta 790, informe inédito.

Burgos, J. A., 1999. Manifestación Agua de los Pájaros, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 429-430, Buenos Aires.



MANIFESTACIÓN AGUA DE LOS PÁJAROS, DISTRITO URANÍFERO TINOGASTA, CATAMARCA

José A. Burgos[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El área La Alumbrera, del distrito Tinogasta, se ubica en el faldeo oriental del cerro Negro de Rodríguez, a una altura media de 2.500 m s.n.m., correspondiente a la unidad morfoestructural nominada Sistema de Famatina y se extiende entre los 28º04' a los 28º20' de latitud sur y los 67º40' a los 67º55' de longitud oeste.

El acceso hacia el límite oriental del área se realiza a partir de la ciudad de Tinogasta, tomando hacia el sur por Ruta Provincial 40 e ingresando por la localidad de Río Colorado. Hacia el norte se puede acceder a través del río La Troya siguiendo la ruta internacional a Chile (Paso de San Francisco).

GEOLOGÍA REGIONAL

Las diferentes unidades litoestratigráficas que integran el área están representadas por reducidos afloramientos de rocas de edad ordovícica de la Formación La Alumbrera (Aceñolaza *et al.* 1976).

Varios cuerpos plutónicos e hipabisales de composición granítica, granodiorítica, diorítica, y riodacítica, de colores rosados a grises, intruyen la secuencia ordovícica. Estos cuerpos son correlacionados a la Formación Nuñorco de posible edad ordovícica-silúrica. Se presentan alineados y controlados por un fracturamiento norte-sur, y han desarrollado en la zona de contacto con las rocas de caja una débil aureola de 2-3 m de espesor formada por hornfels muscovíticos y metacuarcitas (Gorustovich y Solís, 1977).

Localmente, en el sector de la Quebrada Agua de los Pájaros, se describe una colada de andesitas de 60 m de espesor que se apoya discordantemente sobre la Formación La Alumbrera y Nuñorco. Por las relaciones de campo se les atribuye una posible edad devónica a esas rocas denominadas Vulcanitas Agua de los Pájaros (Romano, 1979). Numerosos diques de diabasas, andesitas, lamprófidos y riodacitas, de limitados espesores y corridas, intruyen en varias direcciones las diferentes unidades litoestratigráficas mencionadas precedentemente.

En sectores del área, se han reconocido depósitos sedimentarios continentales de la Formación Agua Colorada de edad carbónica (Turner, 1964). La secuencia se apoya en discordancia sobre las formaciones La Alumbrera y Nuñorco.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Las numerosas concentraciones de minerales de uranio alojadas en diferentes unidades litoestratigráficas aflorantes en el área La Alumbrera del distrito uranífero Tinogasta, permiten establecer dos modelos principales:

1) Vetas hidrotermales (manifestación Agua de los Pájaros)

2) Depósitos con control sedimentario (manifestación Quebrada El León).

Las vetas hidrotermales corresponden a sectores de anomalías e indicios uraníferos que se emplazan en el complejo Ordovícico-Devónico del Area La Alumbrera (Gorustovich, 1977). Se presentan controladas por un fracturamiento local de rumbo norte-sur y buzamientos subverticales. La

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica. Regional Noroeste.*

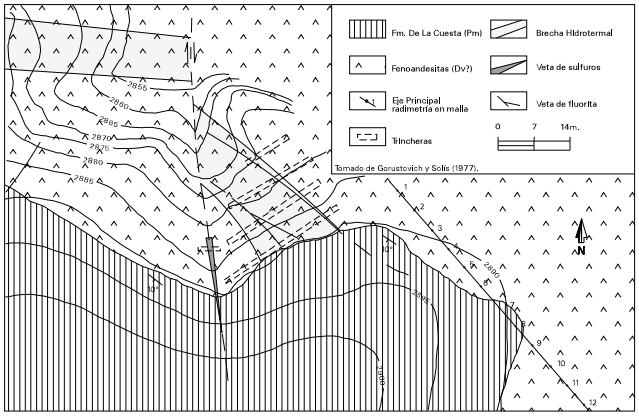


Figura 1. Morfología y mineralización de la manifestación Agua de Los Pájaros.

mineralización de uranio es bolsonera y dado los reducidos espesores y corridas, solamente se efectuaron estudios preliminares (levantamientos topográficos, destapes y muestreos), en algunos sectores. Si bien se han detectado minerales primarios de uranio en pequeños núcleos con elevados tenores de U, los resultados del muestreo acusaron importantes desequilibrios entre los tenores químicos y los radimétricos, y ausencia de Th.

Litología

La roca de caja de la mineralización está compuesta por una colada andesítica de unos 60 m de espesor que se apoya discordantemente sobre las Formaciones La Alumbrera y Nuñorco y está cubierta parcialmente por la Formación de la Cuesta. La andesita tiene una textura porfírica y coloración pardo rojiza, rosada verdosa a grisácea.

Morfología

La principal mineralización de uranio se aloja en una zona de brecha de buzamiento subvertical formando parte de una mena compleja de sulfuros de cobre y plomo en ganga de fluorita, calcita y abundante baritina (figura 1). Numerosas venillas de hierro y sílice atraviesan la roca en todas direcciones. La fractura norte-sur controla la mineralización cupro-uranífera bolsonera con núcleos de hasta 1,36% de U. Los tenores de uranio en la brecha son variables, con promedios de 0,04% de U.

La mineralización se presenta en una corrida discontinua de 400 m con 0,10 m de espesor promedio y en general con bajos valores radimétricos. Los destapes y muestreos efectuados sobre la brecha principal, a lo largo de 50 m, confirmaron un estado de desequilibrio entre los valores químicos y radimétricos de la mineralización de uranio (Gorustovich, 1977).

Otros sectores con mineralización uranífera vetiforme localizados en el área La Alumbrera, corresponden a la margen derecha de la quebrada Agua de los Pájaros, Peña Negra, Quebrada Negra, Quebrada La Lora, Leoncito-Linderito, El Salto, El Molle, El Arbolito y varias manifestaciones menores más.

Los trabajos preliminares iniciados en algunos de los principales depósitos vetiformes del área no sustentaron una exploración sistemática por tratarse de reducidas concentraciones anómalas, razón por la cual no se completaron los estudios geológico-estructurales, entre otros de mayor detalle, como para elaborar una hipótesis sobre el origen, control y distribución de la mineralización hidrotermal.

MODELO GENÉTICO

Las mineralizaciones, según Gorustovich y Solís (1977), podrían corresponder al episodio metalogénico del Paleozoico superior-Triásico superior de Angelelli y Fernandez Lima (1972).

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, G., Gorustovich, S. y Solís, J. A., 1976. El Ordovícico del Area La Alumbrera. *Ameghiniana.*

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias.* Córdoba.

Gorustovich, S. A., 1977. Informe sobre el Area La Alumbrera. *Comisión Nacional de Energía Atómica. Departamento Regional Noroeste*. Inédito.

Gorustovich, S. A. y Solís, J. A., 1977. Area La Alumbrera. Nueva zona de interés uranífero del SO de la provincia de Catamarca. *2º Congreso Iberoamericano Geológico-Económico,* 5: 295-315. Buenos Aires.

Romano, H. I., 1979. Geología de la comarca La Alumbrera. Seminario I. *Universidad Nacional de Salta Departamento Ciencias Naturales.*

Sardi, F. G., 1999. Yacimientos de wolframio de Angulos, Ramblones y Faltriquera, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 431-436, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO DE ANGULOS, RAMBLONES Y FALTRIQUERA, LA RIOJA

Fernando G. Sardi[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Las manifestaciones de wolframio se ubican en un área comprendida entre la ladera oriental de la sierra de Famatina y la ladera occidental de la sierra de Paimán, departamento Famatina.

El área se incluye en la unidad morfoestructural del Sistema de Famatina, e integra la "Provincia Metalogénica de Sierras Pampeanas, Subprovincia Septentrional" según el esquema metalogénico de Angelelli y Fernández Lima (1980). Está incluida en la Hoja Geológica 15d, Famatina, de Turner (1971), mientras que el yacimiento de Angulos, y los de Ramblones y Faltriquera están descriptos someramente en el mosaico 33c (Marcos y Petrelli, 1971) y 40b (Marcos, 1971).

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

Los estudios geológicos en estos yacimientos son generalmente inéditos consistentes en informes pertenecientes a reparticiones provinciales o nacionales vinculados a la actividad minera (Dirección Provincial de Minería de La Rioja y Plan La Rioja de la Secretaría de Minería de la Nación). Entre ellos citamos al de Sister (1956), el cual está referido fundamentalmente al mapeo de los yacimientos de la zona de Faltriqura. También en el trabajo de Valania (1963) se señala un esquema geológico y genético (hidrotermal) para estas manifestaciones. Cravero (1983) hace una descripción de la geología local de los depósitos de Faltriquera y de Ramblones, obteniendo en una veta de espesor de 0,30-0,40 cm de la primera zona un contenido de 5% de WO_3. Además realiza una prospección minera en los aluviones existentes próximos a los depósitos primarios, en donde determina contenidos de magnetita, wolframita, scheelita, y oro, con resultados no óptimos desde el punto de vista comercial. Por último, Passarello (1984), también en un informe de caracter minero económico, indica para la mina La Escondida (Ramblones) un típico yacimiento de relleno de fisuras. Recientemente, se han realizado trabajos de índole mineralógico (Barone *et al.*, 1994; Sardi, 1996 a y b) y de inclusiones fluidas (Sardi *et al.*, 1998) cuyos resultados se expondrán más adelante.

Todos los depósitos han sido explotados. Sin embargo, el más importante en cuanto a la actividad extractiva la constituye el área de Faltriquera debido a que aquí encontramos el mayor número y longitud de labores subterráneas, las cuales generalmente siguen el rumbo de la veta, y en menor proporción cortavetas. La explotación se realizaba en forma precaria, lo que se conoce con el nombre de "pirquineo" concentrándose un interés mayor por los bolsones o clavos mineralizados. Las dimensiones de las labores superan los 2 m de altura en muchos casos; su ancho medio es de 1,5 m aproximadamente y la longitud total puede alcanzar los cientos de metros. Algunas de las labores están actualmente derrumbadas. Para condiciones normales de trabajo, la planta de tratamiento (hoy totalmente desmantelada) podía beneficiar aproximadamente 10 t diarias de mineral (Sister, 1956).

La explotación de los depósitos ocurrió fundamentalmente durante mediados y principio de siglo hasta el año 1976 (según Sr. Satander, comunic. personal) siendo la comercialización en base a concentrados de minerales

[1] *INSUGEO. Universidad Nacional de Tucumán.*

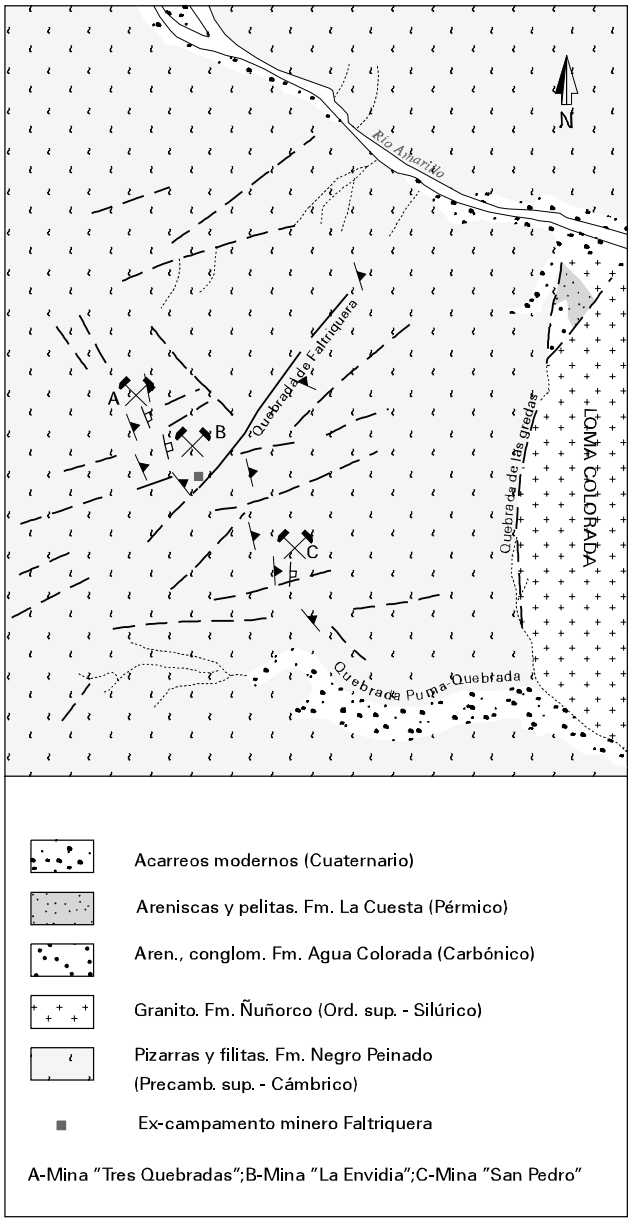


Figura 1. Ubicación de los depósitos de wolframio.

de wolframio. No se encontraron datos precisos sobre la producción.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas más antiguas de la zona están representadas por la Formación Negro Peinado y la Formación La Aguadita. Ambas unidades son litológicamente equivalentes siendo la segunda portadora de material paleontológico lo que ha permitido asignar una edad de sedimentación precámbrica superior-cámbrica inferior durante el Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1981) (figura 1). Consisten en una sucesión de metapelitas y metapsamitas cuyo contenido mineralógico encontrado indican que las rocas habrían sido afectadas por un bajo a muy bajo grado de metamorfismo regional. No obstante, en el sureste del cerro Ramblones afloran rocas afectadas por un metamorfismo térmico de alto grado constituyendo generalmente colgajos de techos dentro del Granito Paimán (Rossi *et al.*, 1997).

El Ciclo Famatiniano se caracteriza por un intenso magmatismo cuya edad abarca el Ordovício superior-Devónico destacándose en el área de estudio los granitos Ñuñorco, Paimán y Potrerillos. El primero tiene su principal afloramiento en la Loma Colorada. De acuerdo a Fogliata (1990), la unidad está representada por un stock granítico epizonal, post-tectónico. El Granito Paimán que constituye la sierra homónima es de composición monzogranítica biotítica-moscovítica de textura predominantemente porfírica, aunque sin embargo, en el suroeste y centro-sur del cerro Ramblones dominan variedades con textura inequigranular seriada de grano grueso a medio. Por último, el Granito Potrerillos aflora en el cerro del mismo nombre al noroeste de la cadena de Paimán. Intruye a la unidad precedente (Perez, 1991) y está constituido dominantemente por una facie granítica de aspecto leucocrático.

Toselli *et al.* (1987; 1993) y otros investigadores señalan que el evento magmático del Paleozoico inferior en el Sistema de Famatina presenta características generales de un arco magmático continental activo.

Sobre este basamento ígneo-metamórfico se asienta en marcada discordancia una cubierta sedimentaria de origen continental de edad paleozoica superior y cenozoica.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

ANGULOS

El yacimiento wolframífero de Angulos, denominado Badillo o Suri, se ubica en las estribaciones suroccidentales del cerro Potrerillos de 2.300 m sobre el nivel del mar. Se encuentra a unos 2,5 km al noreste de la localidad de Angulos y el acceso se realiza por sendas a partir de la Ruta Provincial 11.

En la zona afloran metamorfitas correspondiente a la Formación La Aguadita, siendo el rumbo de la estratificación original aproximadamente nornoroeste a sursureste con inclinaciones que oscilan entre 67º y 70º al este. Intruye a estas rocas el Granito Potrerillos caracterizado por la incipiente alteración moscovítica manifestada en forma de venillas en el granito o en los filones de cuarzo mineralizados; alterando a biotita acompañada por minerales metálicos tales como rutilo y wolframita; y asociada a fluorita cuando el mineral alterado es la plagioclasa. La albititización afecta al microclino del granito. Estas dos últimas alteraciones se atribuyen a etapas postmagmáticas tardías ocurridas en la cúpula granítica. La argilización se revela por distintos grados de enturbamiento de los minerales correspondientes al grupo de los feldespatos cuyo proceso podría bien corresponder a fenómenos deutéricos. La biotita del granito es afectada parcial o totalmente por cloritización y/o hematitización.

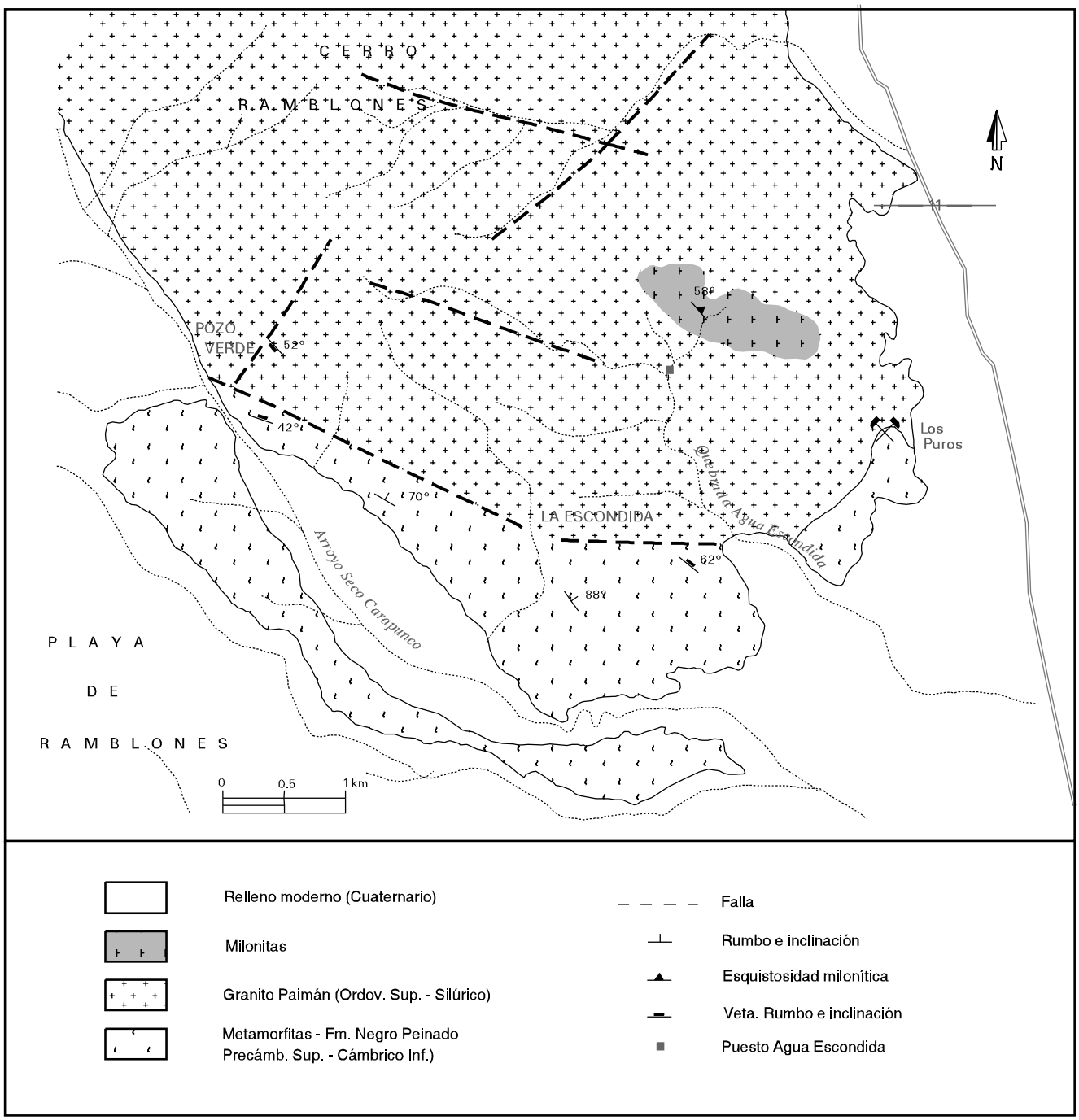


Figura 2. Depósito Ramblones.

Las estructuras regionales de mayor importancia corresponden a fallas de rumbo noroeste-sureste que por un lado, pone en contacto al Granito Potrerillos con la Formación Negro Peinado, y por el otro, según Valania (1963), afecta a la mineralización desviándola de su rumbo (figura 2).

El depósito Badillo consiste en filones lenticulares de origen hidrotermal, de pocos metros de longitud, alojados en el Granito Potrerillos que a partir del cual se habrían originado. Aparecen en forma escalonada a lo largo de 1 km aproximadamente cuya potencia fluctúa entre 10 y 40 centímetros. El rumbo de las estructuras mineralizadas es este-oeste a noreste-suroeste e incluso norte-sur con inclinaciones de 20º a 25º hacia el norte y subvertical, respectivamente.

Los filones son generalmente blancos aunque existen algunos de color gris compuestos de una masa xenomórfica de cuarzo en la que se incluyen minerales metalíferos y de ganga. A simple vista se observan biotita y moscovita, ésta última muchas veces asociada a la mineralización y ocasio-

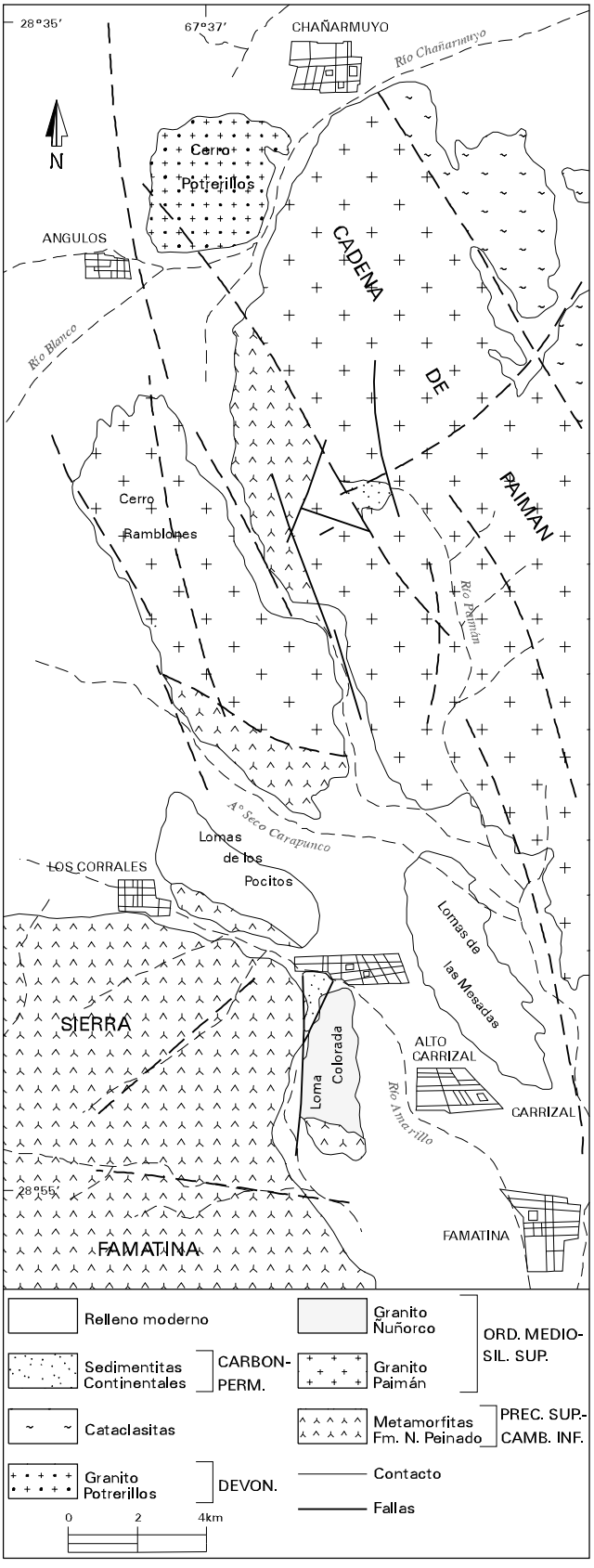


Figura 3. Depósitos de wolframio. Región de Faltriquera.

nalmente aparece berilo; al microscopio, circón (probablemente arrastrado en suspensión), apatito, monacita, allanita y casiterita. En filones de cuarzo gris se han encontrado además, powellita secundaria, feldespato potásico, y turmalina (?) escasa.

Los minerales metálicos hipogénicos de la zona de Angulos son, en orden de importancia, los siguientes: wolframita, generalmente en forma tabular cuyo tamaño puede llegar hasta unos pocos centímetros; scheelita, en pequeños cristales aislados en la masa de cuarzo o reemplazando al mineral anterior; molibdenita; casiterita idiomórfica; pirita y muy raramente magnetita, covelina, rutilo, ilmenita y betafita (óxido rico en tierras raras determinado mediante microsonda electrónica).

La salinidad del fluido entrampado en inclusiones tanto en el cuarzo del Granito Potrerillos como en los filones mineralizados y cuyo valores extremos oscila entre 3 a 15,52% NaCl eq., estaría compuesta principalmente, además de Na^+ y Cl^-, de otros iones, probablemente Ca^{++} y $SO_4^=$, mientras que la fase gaseosa se compone esencialmente de CO_2, y en forma subordinada de otros componentes, probablemente CH_4, N_2. La densidad total del fluido en general varía entre 0,90 y 0,97 gramos por centímetro cúbico.

La homogeneización de las inclusiones tienen el pico más importante entre 200 y 240ºC (± 10). Otros valores de mayor temperatura de 260 y 280ºC se registraron en inclusiones trifásicas y de 280 a 320ºC (± 10) en inclusiones bifásicas.

RAMBLONES

En el sur del cerro de Ramblones, hacia el noroeste de la cadena de Paimán, se reconocen tres manifestaciones minerales de muy reducidas dimensiones. Se denominan Pozo Verde, La Escondida y Los Puros, ubicados en la pendiente suroeste, centro-sur y sureste, respectivamente.

Las vetas estudiadas se diferencian en sus respectivas rocas de caja, atribuyendose al Granito Paimán de gran extensión en el área una vinculación genética con los tres yacimientos. La veta de Pozo Verde está contenida en un enclave ígneo máfico de composición gabrodiorítica aunque también se observan filones en metamorfitas (pizarras y filitas) de la Formación Negro Peinado; La Escondida se desarrolla íntegramente en las metamorfitas aludidas; en cambio, en Los Puros la veta encaja en metamorfitas de contacto de alto grado (tabiques de roca de caja en el Granito Paimán), por lo que el contacto entre ambas unidades constituye un importante metalotecto de la zona. También se diferencian por la mena y la ganga, tal vez relacionado con lo anterior. En Pozo Verde la mineralización consiste en magnetita-hematita y scheelita en una ganga de cuarzo y hornblenda, seguramente asimilada de la roca de caja. En La Escondida hay muy escasa scheelita y pirita oxidada en una ganga netamente cuarzosa. Por último en Los Puros la veta de cuarzo portadora de wolframita tabular e idimórfica contiene además, minerales típicos de rocas metamórficas de

contacto tales como andalucita, sillimanita, feldespato potásico (figura 2).

En general, los contactos entre veta y roca de caja son netos. En Pozo Verde se pueden observar dentro de la estructura de la veta fragmentos de roca de caja de algunos centímetros de espesor paralelamente al rumbo de la misma. Un fenómeno similar encontramos en Los Puros siendo los fragmentos de escasos centímetros a milímetros.

En este sector de Ramblones, las inclusiones fluidas se caracterizan por ser muy pequeñas y netamente secundarias, siendo los casos de estrangulamientos y formas estrelladas muy comunes. Estas características se atribuyen a la deformación, y en algunos casos al metamorfismo térmico post-mineral que ha sufrido el área.

FALTRIQUERA

La región de Faltriquera está ubicada en el sector medio de la ladera oriental de la Sierra de Famatina, a unos 18 km al noroeste de la localidad homónima. El ex-campamento minero se sitúa en la quebrada de Faltriquera desde el cual distan unos 3-4 km, las minas: Tres Quebradas y La Envidia al noroeste del mismo y San Pedro al sureste (figura 3).

La unidad dominante en la región es la Formación Negro Peinado. La estructura principal de estas rocas posee un rumbo predominantemente nornoroeste-sursureste con algunas variaciones locales a norte-sur y noroeste-sureste. La inclinación varía entre 39º y 85º y es en todos los casos hacia el este. Hacia el oriente de la zona y emplazada en la Loma Colorada se destaca la Formación Ñuñorco, unidad que intruye a la anterior y la que podría tener (con mucha reserva) una relación genética con los yacimientos.

Los depósitos consisten en vetas de cuarzo paralelas y subparalelas, a veces anastomosadas, y encajadas en metapelitas de la Formación Negro Peinado generalmente en una relación concordante con la estructura regional. La salbanda puede estar ocupada ocasionalmente por sericita o minerales arcillosos. Las vetas se caracterizan por estar afectadas por fenómenos de deformación postmineral dúctil y frágil.

La potencia media es de 0,33 m en Tres Quebradas; 0,17 m en La Envidia y 0,18 m en San Pedro. La corrida puede llegar hasta unos 300 m de longitud.

Desde el punto de vista megascópico, las vetas en Faltriquera se tratan de una masa de cuarzo de color blanco lechoso, aunque sus numerosas fracturas aparecen abundantemente teñidas de rojo (muy raramene negro) y tintes amarillentos por la intensa alteración limonítica existente. La biotita, muy escasa, está en forma de venilla de no más de 1mm de espesor en cercanías o directamente en contacto con roca de caja. En este sitio (zona de contacto) es donde se encuentra además, la mayor proporción de albita. Al microscopio, se aprecia una textura inequigranular xenomórfico siendo el cuarzo el mineral principal, casi único.

La concentración de especies minerales es muy escasa y está distribuída irregularmente en la veta, aunque en ciertos sectores preferentemente se ubica hacia los bordes de la misma. La mineralogía de Faltriquera es sencilla y está compuesta por wolframita tabular, muy raramente acicular; scheelita de color amarilla, en granos aislados en el cuarzo y generalmente reemplazando a la anterior; magnetita y hematita primaria muy escasas. Entre los sulfuros se destaca la pirita, y raramente la arsenopirita.

La alteración hidrotermal en Faltriquera consiste principalmente en sericitización y cloritización desarrollada sólo en las vetas y la silicificación en la roca de caja es muy rara, casi accidental. Se pudo constatar una vinculación de la alteración moscovítica con la mineralización wolframífera, aunque este fenómeno no está ampliamente difundido en los depósitos. La moscovitización (-sericitización) y la cloritización se manifiestan esencialmente en forma de venillas, que en sectores pueden alcanzar 1 cm de espesor. El segundo tipo también aparece formando masas irregulares dentro de la veta de cuarzo de escasos centímetros de diámetro ocupadas por clorita verde, formada en espacios disponibles en etapas hidrotermales muy tardías.

La limonitización está muy generalizada. Se presenta como limonita indígena según pirita o también transportada. Se encuentra en forma terrrosa, rellenando fracturas y como pátinas siendo los colores muy variados (amarillo, rojizo, negro), pero predomina el rojizo.

En Faltriquera se han encontrado inclusiones fluidas trifásicas, bifásicas y monofásicas, algunas de las dos primeras portadores de cristales hijo. El mayor número de mediciones de temperatura de homogeneización está dado en el rango de 190 ± 10ºC. Sin embargo, existen registros a mayores temperatura comprendidos entre 270 y 310ºC, y hasta de 390ºC. Los valores de salinidad oscilan entre 4,2 y 12,6% NaCl eq.

Las características generales de las inclusiones fluidas de Faltriquera tales como la variabilidad en la relación CO_2:H_2O, la amplia dispersión en las densidades y la presencia de inclusiones de CO_2 prácticamente puro, resultarían de un proceso de reequilibrio postmineral vinculado a la deformación que sufrieron las vetas, lo cual habría provocado una pérdida de agua de acuerdo a modelos propuestos por Schwartz *et al.* (1992).

MODELO GENÉTICO

Las características geológicas generales de las manifestaciones tales como la morfología, la asociación paragenética, la alteración hidrotermal y la información a partir del estudio de inclusiones fluidas, estarían indicando que los yacimientos son de origen hidrotermal de alta temperatura originados a partir de fluidos mineralizantes derivados de un cuerpo ígneo que los contiene como en Angulos o aflorantes en las inmediaciones como en Ramblones y Faltriquera.

Los fluidos circulantes ácidos y reducidos derivados de la cúpula del Granito Potrerillos de Angulos que provocó la moscovitización de la roca, contenía metales tales como W, y además F, con una importante participación

gaseosa (CO_2 esencialmente), reaccionaron con componentes aluminosilicáticos resultando así la precipitación de wolframita y fluorita en el granito. Pero sin embargo, y según Heinrich (1990), la wolframita también puede ser precipitada por enfriamiento de un fluido rico en Fe-W sin reaccionar con la roca de caja, en etapas netamente hidrotermales compuestas por un líquido altamente silíceo que intruye a la roca de caja. Este fenómeno es asimilable a los filones cuarzosos de Angulos, y a los yacimientos de Ramblones y Faltriquera. En este último depósito, la circulación de los fluidos tuvo lugar a través de la permeabilidad secundaria de las metapelitas de la Formación Negro Peinado.

Asimismo, los datos obtenidos del estudio de las inclusiones fluidas indican la presencia de fluidos ricos en CO_2 el cual, de acuerdo a Higgins (1985), jugaría un rol importante en el transporte y deposición del W en ambientes hidrotermales. Por otra parte, se puede inferir (en forma indirecta) para Angulos y principalmente para Faltriquera, que existió en la formación de los yacimientos una mezcla de fluidos hidrotermales calientes y algo salinos de origen magmático con agua meteórica más fría y diluída.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. 1981. Geología del Noroeste Argentino. *Publicación Especial Facultad de Ciencias Naturales UNT.,* Nº 1287; 212 pág. Tucumán.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C. 1980. Reseña de los ciclos metalogénicos de la República Argentina. II.- Provincias metalogenéticas. *2º Simposio de Geología Regional Argentina. Acedemia Nacional de Ciencias,* 2: 1603-1640. Córdoba.

Barone, V., Botto, I., Sanchez, M. y Schalamuk, I. 1994. Cristaloquímica y propiedades de algunas variedades de wolframitas. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. INREMI - UNLP, Publicación,* 3:17-29.

Cravero, O. 1983. Estudio de aluviones en Quebrada Faltriquera, Quebrada Las Gredas. *Informe preliminar. Plan La Rioja. DNGM.* (inédito).

Fogliata, A. 1990. Contribución a la geología de Loma Colorada y sus granitos, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja. Trabajo de Seminario. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT.* (inédito).

Higgins, N. C. 1985. Wolframite deposition in a hydrothermal vein system: the Gray River tungsten prospect, Newfoundland, Canada. *Econ. Geol.,* 80:1297-1327.

Heinrich, C. 1990. The chemistry of hydrothermal tin(-tungsten) ore deposition. *Econ. Geol.,* 85:457-481.

Marcos, O. 1971. Descripción del Mosaico 40b del Mapa Geológico Económico de la provincia de La Rioja. Plan La Rioja, *DNGM.* (inédito).

Marcos, O. y Petrelli, H. 1971. Descripción del Mosaico 33c del Mapa Geológico Económico de la provincia de La Rioja. Plan La Rioja, *DNGM.* (inédito).

Passarello, J. C. 1984. Mina "La Escondida I, II y III". (Expete. Nº 779-N-51). *Dirección Provincial de Minería,* La Rioja. (inédito).

Perez, W. 1991. Contibución a la petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, Prov. de La Rioja. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo (UNT).* Tesis Doctoral. (inédito).

Rossi, J., Toselli, A., Durand, F., Saravia, J. y Sardi, F. 1997. Significado geotectónico de corneanas piroxénicas en granitos de las sierras de Paimán, Velasco y Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno,* 2:1498-1501.

Sardi, F. 1996a. Características mineralógicas de los yacimientos wolframíferos del Area de Faltriquera, Sistema de Famatina, La Rioja. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis. INREMI. Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 5:225-230. La Plata.

Sardi, F. 1996b. Estudio Geológico y Mineralógico preliminar de la manifestación wolframífera de "Badillo", Sistema de Famatina, La Rioja. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3:173-179. Buenos Aires.

Sardi, F. G., Mas, G. y Bengochea, L. 1998. Las inclusiones fluidas de las vetas de Faltriquera, La Rioja. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia (MINMET 98), Actas:*251-257. Bahía Blanca, Argentina.

Schwartz, M., Oberthür, T., Amanor, J. & Gyapong, W. 1992. Fluid inclusion reequilibration and P-T-X constrains on fluid evolution in the Ashanti gold deposit, Ghana. European *Journal of Mineralogy,* 4:1017-1033.

Sister, R. 1956. Estudio geológico-económico en los yacimientos de minerales de tungsteno de los grupos "El Chacho", "San Pedro" y "El Contadero", provincia de La Rioja. Plan La Rioja, *Dirección Nacional de Minería.* La Rioja. (inédito).

Toselli, A., Rossi de Toselli, J., Saavedra Alonso, J. y Medina, M. 1987. Granitoides de Famatina, La Rioja, Argentina: Algunos aspectos geológicos y geoquímicos. *10º Congreso Geológico Argentino,* 4:147-150. San Miguel de Tucumán.

Toselli, A., Rossi de Toselli, J., Pellitero, E. y Saavedra, J. 1993. El arco magmático granítico del Paleozoico inferior en el Sistema de Famatina, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 4:7-15. Mendoza.

Turner, J. C. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, ¨Famatina¨, La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 126. Buenos Aires.

Valania, J. 1963. Inventario minero de la provincia de La Rioja, zona de Famatina. *Dirección Provincial de Minería*. La Rioja. (inédito).

Echeveste, H., 1999. Distrito wolframífero Sierra de Sañogasta, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 437-442, Buenos Aires.



DISTRITO WOLFRAMÍFERO SIERRA DE SAÑOGASTA, LA RIOJA

Horacio Echeveste[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito wolframífero Sañogasta está representado por una serie de vetas de cuarzo que se disponen según una estrecha franja de rumbo norte-noreste a lo largo de unos 16 kilómetros. Abarca las minas Josefa, El Rico, El Chacho y Milagros. Las dos primeras son las más importantes en lo que respecta al volumen de material explotado y reservas.

UBICACIÓN

Se encuentra ubicado en el flanco oriental de la sierra homónima, departamento Chilecito, a 45 km de la ciudad de Chilecito, en el sector noroeste de la Hoja 17d, Catinzaco. Se extiende unos 19 km al sur del paralelo de 29°30' abarcando una superficie aproximada de 220 kilómetros cuadrados. Se accede a la misma a través de la Ruta Nacional 74 que une las ciudades de Chilecito y Patquía, al norte y sudeste respectivamente, desviándose al oeste en la localidad de Vichigasta, distante unos 8 km de esta. Desde el punto de vista de la geología regional pertenece a la unidad morfoestructural denominada Sistema de Famatina.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

La mina Josefa produjo, según la Dirección Provincial de Minería de La Rioja, entre 1967 y 1971, 10,9 t de mineral con una ley de 65% de WO_3. Las leyes en WO_3 oscilan entre entre 0,25 y 2,80% (Avila Zavaleta, 1969; Angelelli, 1984).

La mina El Chacho produjo entre 1948 y 1956, 121 t de concentrado. Para este yacimiento Sister (1956) estimó, en base al material extraído y concentrado obtenido, una ley media de entre 1,5 y 2% de WO_3.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Las vetas de las minas Josefa y El Chacho, las dos más importantes del distrito, fueron explotadas a través de laboreos subterráneos a partir de varios niveles. En la Mina Josefa las labores más importantes están desarrolladas sobre la veta Principal y consisten en unos 600 m de galería sobre veta y un pique inclinado, también sobre veta, de unos 40 m de longitud Por encima de la boca del pique se desarrollan 7 niveles y 13 por debajo (dirigidos en ambos sentidos). La separación entre niveles es muy escasa, entre 2 y 5 m y el ancho de las labores generalmente no supera el metro de ancho, la explotación se realizó en forma rudimentaria tipo al pirquén.

En El Chacho las labores totalizan unos 1.500 m considerando galerías, piques, chimeneas y estocadas, de los cuales 660 m corresponden a la veta Primera, que ha sido prácticamente agotada; la veta Segunda tiene un laboreo de 560 m y la veta Florentina, la menos trabajada, 150 metros. El sistema de explotación empleado fue de corte y relleno.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

La explotación de éste distrito minero se inició en el año 1947 con la mina El Chacho, extendiéndose en los años siguientes a nuevas pertenencias que totalizaban en el año

[1] *INREMI, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. CICBA.*

1956, 66 hectáreas. La mina Josefa fue declarada como tal en al año 1956 con una pertenencia.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas más antiguas aflorantes en la región pertenecen a la Formación Negro Peinado (Turner, 1960) del Ordovícico, representada por sedimentos marinos con suave metamorfismo regional y de contacto. Son rocas de grano fino a muy fino, constituidas por filitas y esquistos de color verde a gris oscuro, areniscas silíceas gris a gris azulada y cornubianitas en los contactos con las rocas graníticas. Su contenido fosilífero permite ubicarlas en el Tremadociano inferior, aunque Turner (1964) las considera del Precámbrico admitiendo que representan un complejo sedimentario distinto al ordovícico fosilífero no metamorfizado.

Intruyendo a la anterior se emplazan los granitoides de la Formación Ñuñorco (Turner, 1962) integrada por las rocas plutónicas que forman prácticamente todo el cordón montañoso del Sistema de Famatina a lo largo de 265 kilómetros. Consiste fundamentalmente de granitos de variadas tonalidades, de rosado a gris claro, siendo la biotítica la más abundante, de grano grueso a fino con otras algo más básicas, hornblendíferas, con abundantes xenolitos de tamaño variable, atravesados por diques de aplitas, riodacitas y lamprófiros. Presentan diaclasamiento general de rumbo norte-sur y este-oeste. El metamorfismo de contacto producido en la Formación Negro Peinado llevó a de Alba (1956) a ubicarlas en el Devónico ya que están cubiertas discordantemente por sedimentos carbónicos. Sin embargo Turner (1964) las considera precámbricas al igual que la Formación Negro Peinado. Las dataciones radimétricas por el método K/Ar consignadas por Linares y Gonzalez (1990) muestran para estas rocas una edad de entre 395 y 451 millones de años.

Durante el Pérmico se depositan sedimentos continentales, conglomerados y areniscas de color rojo de grano medio a fino que se intercalan con delgados espesores de arcilitas y limonitas. Sus afloramientos se extienden a todo lo largo del Sistema de Famatina. Frenguelli (1946) denominó a estos sedimentos Formación Patquía, que se correlacionan con lo que Bodembender (1916) llamó Paganzo II, con la Formaciónes La Cuesta de Turner (1964) y El Chacho de Fidalgo (1968).

Por último se pueden mencionar los sedimentos del cuartario, que se presentan en el Sistema de Famatina en sus flancos occidental y oriental, así como en las depresiones internas. Se pueden distinguir depósitos de origen glacial, pedemontanos y aluviales.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La zona en consideración se encuentra integrada casi exclusivamente por rocas granitoides de la Formación Ñuñorco, que presentan un gran desarrollo en todo el sistema de Famatina y especialmente en la sierra de Sañogasta (figura 1). Están atravesadas por diques de lamprófiros de variado espesor, de aplitas en general delgados y por abundantes reventones pegmatíticos, a modo de nidos, pero de reducidas dimensiones.

Dentro de las rocas graníticas se distinguen dos variedades bien diferenciables, ya reconocidas por Marcos (1971) en su estudio geológico-económico de la mina Josefa, y que se distribuyen casi por igual el área del distrito.

En el primer caso se trata de una roca granítica (en sentido estricto), de color rosado intenso en superficie fresca y de rosado a amarillento en donde se encuentra mas afectada por la meteorización, granuda, en general de grano medio con individuos de entre 3 y 5 mm, mineralógicamente formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

La segunda variedad es una roca también de aspecto granudo, de color gris cuando se presenta fresca, pasando a tonos rojizos cuando está alterada, predominan las variedades de grano grueso, integrada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfibol. Tiene abundantes xenolitos, en general pequeños, de entre 10 y 30 cm, de aspecto metasedimentario en algunos casos y de roca volcánica en otros.

En esta última variedad se emplazan cuerpos de algunas decenas de metros de longitud de rocas volcánicas de límites difusos, también aloja la gran mayoría de los cuerpos de lamprófiros. Composicionalmente corresponde a una granodiorita.

El contacto entre ambos tipos litológicos está muy bien definido en la zona de los saltos de la quebrada Agua de Adentro, a unos 500 m aguas abajo de la mina Josefa. Se trata de un contacto neto, observándose en el granito una intensa biotitización. La misma se presenta en parte orientada paralelamente a la superficie de contacto y rodeando nidos pegmatíticos redondeados de pequeñas dimensiones (entre 20 y 30 cm de diámetro) abundantes en esta zona. Esta característica también se ha observado a unos 200 o 300 m hacia el norte, donde el contacto aparece expuesto debido a la construcción de un camino para transportar el mineral de Josefa.

En otros sectores el contacto se pierde, en algunos casos por estar cubierto por detritos de falda, en algunas cumbres, por sedimentitas del Paganzo o por coincidir con una amplia zona de falla de rumbo nornoroeste que se extiende con rumbo más o menos constante a todo lo largo del área reconocida, para aparecer nuevamente al suroeste de la mina El Chacho en la quebrada de la Higuera.

Estructura

La región se caracteriza por un relieve montañoso con un arrumbamiento aproximado norte-sur, estructurado en bloques con ascenso diferencial, fallados y volcados. Este estilo estructural responde a movimientos que tuvieron lu-

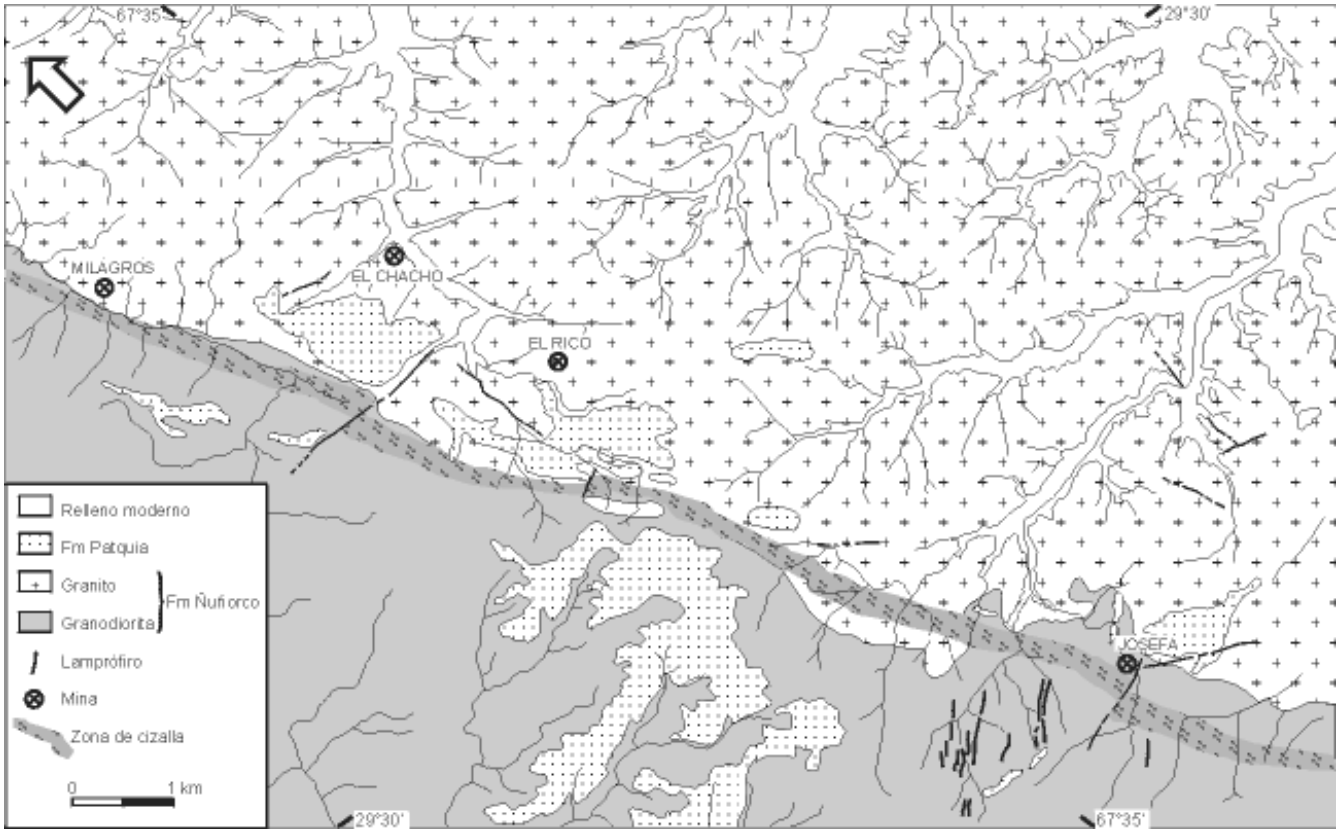


Figura 1. Geología del Distrito wolframífero Sañogasta.

gar durante el Paleozoico, Mesozoico y fundamentalmente en el Cenozoico.

Los movimientos Caledónicos producen un intenso plegamiento sobre la Formación Negro Peinado, de rumbo general norte-sur, con planos axiales fuertemente inclinados hacia el oeste y suroeste (Turner, 1964), aunque predomina la estructura homoclinal. Las sedimentitas devónicas y neopaleozoicas fueron levemente deformadas originando una estructura homoclinal, que localmente puede presentar dislocaciones fuertes.

Los movimientos ocurridos durante el Cenozoico sin duda son los más importantes y los responsables de la actual morfología del sistema de Famatina originando fallamiento, elevación y hundimiento de bloques y plegamiento, modificando en algunos casos con intensidad las estructuras primarias.

Durante el plegamiento se originaron anticlinales y sinclinales amplios en los sedimentos terciarios, con ejes de rumbo general norte-sur, con 70°O de inclinación a casi veticales.

El plegamiento fue seguido de fallamiento y posterior ascenso diferencial de bloques. En la parte norte del sistema las fallas son de rumbo norte-sur, compresivas, de gran rechazo, inclinadas hacia el oeste en su mayoría e inversas (Turner, 1971).

En el área de la Sierra de Sañogasta también son de rumbo norte-sur pero directas, y al sur de Catinzaco de poca magnitud.

Morfología

MINA JOSEFA

Se ubica en el extremo sur del distrito wolframífero, a una altura aproximada de 2.000 m sobre el nivel del mar. Se accede a la misma a través de un camino precario que parte del kilómetro 1.173 de la Ruta Nacional 74 y tras recorrer unos 20 km termina en las inmediaciones de la mina a la altura de la Quebrada de los Saltos.

Consta de 3 vetas aproximadamente paralelas de las cuales la central es objeto de explotación. En las otras dos, solo se han realizado pequeñas labores de exploración.

Veta Sur: se ubica a unos 15 m al sur de la veta Principal sobre la margen derecha de la Quebrada de la Mina, es reconocida por labores de escaso desarrollo, una de las cuales tiene unos 2 m de extensión sobre veta que tiene un rumbo de 122° e inclina 71°al noroeste. Tiene un espesor de unos 11 cm, se presenta muy fracturada y dichas fisuras rellenas de micas de color verdoso. El contacto con la roca de caja (granodiorita) es neto, presenta salbandas de escaso desarrollo, consistente en 2 o 3 cm de material micaseo e impregnaciones limoníticas. Está cortada por pequeñas fallas de poco rechazo (no más de 3 cm) de rumbo 85°y 71°N de inclinación.

Unos metros por debajo de esta labor se encuentra otro pequeño socavón de un metro de desarrollo donde la veta se pierde transformándose en una brecha de cuarzo y mica verdosa, en parte manchada por material limonítico rojizo.

El cuarzo está muy fracturado paralelamente al plano de la veta por reactivación de la fractura donde esta se alojó. Se observaron en el tope pequeños cristales de wolframita de 2 a 3 cm de largo.

La corrida de esta veta, medida en base a las labores existentes es de unos 120 m, admitiendo su continuidad entre las mismas. Hacia abajo esta veta parece perderse pues el cortavetas N° 9 solo encontró una delgada guía de cuarzo esteril.

Veta Principal: También reconocida en la margen derecha de la Quebrada de la Mina por numerosas labores, en una extensión de unos 100 metros. Su potencia media es de 40 cm, tiene un rumbo general de 135° inclinando 70° al noreste. La labor principal es un pique de 90 m, que se encuentra aterrado a partir de los 49 m, teniendo su boca en superficie en el nivel N° 8, A partir de este pique se han desarrolado numerosas galerías sobre veta, siendo al más extensa el nivel Nº 5 de unos 70 m hacia el sureste.

En el año 1986 se estaba trabajando en un nivel a 49 m de la boca del pique, el cual tenía un desarrollo de unos 22 m al noroeste. En este nivel la veta mantiene su espesor, entre 33 y 37 cm, está emplazada en zona de falla, con abundantes espejos de fricción manchados de óxidos de hierro, pequeñas fallas inversas de rumbo 271° y subverticales que desplazan la veta hacia el este entre 50 cm y un metro.

En las labores más altas, de escasa magnitud, se observa esta veta con rumbo 120° y 65° de inclinación al noreste, su espesor se mantiene en unos 33 cm, muy fracturada paralela al rumbo, el hastial izquierdo está tapizado por el mismo material descripto anteriormente que igualmente se encuentra distribuido en la veta, formando con el cuarzo una brecha. La roca de caja fracturada adyacente a la veta tiene un ancho de unos 40 cm también teñido de óxidos de hierro. En este sector se presenta desplazada entre 30 cm y 1 m hacia el noreste por fallas inversas.

La veta se emplaza en una falla o zona de falla que ha sufrido reactivación post-mineralización, evidenciado por el intenso fracturamiento de la veta, en parte formando verdaderas brechas. Esta tectónica post-mineral también está representada por fallas en general inversas, de escaso desplazamiento no mayor de un par de metros, en general son de rumbo este-oeste, subverticales y otras subparalelas a la veta pero de inclinación opuesta, de entre 60° a 65° al suroeste.

Veta Norte: Se encuentra ubicada a unos 300 m aguas abajo de la veta principal en la margen izquierda de la quebrada. Tiene una corrida de unos 100 m reconocida por numerosos destapes, en general de pequeña envergadura. Su rumbo varía entre 320° y 330° con inclinación desde 80° al noreste a subvertical.

También se localiza en granodiorita, que en este sector se presenta parcialmente silicificada. Su espesor es algo menor, entre 20 y 30 cm, con una salbanda sericitizada de algunos milímetros. Se encuentra también muy fracturada por reactivación de la falla donde está emplazada, se diferencia de la veta Principal por carecer de material micaceo rellenando este fracturamiento. También está cortada por fallas inversas, en general de pequeño rechazo de entre 20 y 30 cm, de rumbo norte-sur y noroeste-sureste.

El contacto con la roca de caja es neto, y cuando hay alteración de esta es de escasos centímetros, se manifiesta como una desferrización de la biotita con el consecuente teñido de la roca.

MINA EL CHACHO

Se encuentra ubicada también en la estribación oriental de la Sierra de Sañogasta, a unos 11 km al oeste de la población de Vichigasta, unida a la misma por un camino que baja por la Quebrada de Vichigasta, actualmente destruido casi en su totalidad.

Consta este yacimiento de 3 vetas subparalelas de rumbo general noroeste-sureste emplazadas en roca granítica, fueron denominadas Primera, Segunda y Florentina de suroeste a noereste (Sister, 1956).

La corrida visible de las vetas Primera y Segunda es de 150 y 200 m respectivamente, siendo de 70 m la de la veta Florentina.

La veta Primera en sus labores más altas se presenta con un rumbo de 145° inclinando 40° al noreste y espesor de 50 centímetros. En las labores inferiores su inclinación aumenta hasta hacerse casi vertical.

En la labor inferior el espesor varía entre 8 y 50 cm, cortada por pequeñas fallas de rumbo 40° inclinadas 65° al sureste y otras paralelas al plano de la veta. En algunos casos el material triturado asociado a estas fallas se encuentra rellenado por un mineral amarillento (ocres de molibdeno ?). Las salbandas, de un desarrollo de entre 5 y 10 cm, están constituidas por cuarzo y moscovita, en algunos casos manchadas de malaquita.

La veta Segunda presenta un rumbo de 306° con una inclinación cercana a la vertical, su espesor varía entre 30 y 40 centímetros.

En cuanto a la veta Florentina ha sido reconocida en dos niveles, en el inferior se observa la veta dividida en tres ramas, la más ancha tiene una potencia de unos 35 cm y las más estrechas 5 y 20 cm respectivamente. Tiene un rumbo similar a las anteriores, 120°, inclinando en este caso 77° al este.

En el nivel superior se presenta con un rumbo de 305° inclinando 64° al norte, con un espesor de al rededor de 25 centímetros.

Al igual que en la mina Josefa, la mineralización se encuentra distribuida irregularmente en las vetas formando clavos de contornos más o menos elípticos con sus ejes mayores inclinando al norte.

MINA EL RICO

La mina El Rico se encuentra ubicada en la cumbre del cerro El Bolsón, situada a unos 3 km al suroeste de la mina El Chacho. Consta de una veta, también de cuarzo, de rumbo 285° y 85° de inclinación al norte, de unos 25 a 30 cm de espesor y unos 40 m de corrida. Ha sido objeto de una escasa explotación a través de un rajo de entre 5 y 6 m de profundidad y por una labor subterránea sobre veta de escaso desarrollo. En este socavón se la ve afectada por una falla de rumbo 315° y subvertical. Al igual que las vetas del Chacho, está emplazada en granito, donde se desarrolla una salbanda de pequeño espesor, de entre 5 y 8 cm, con abundante moscovita y ocres limoníticos.

MINA MILAGROS

Se encuentra a unos 4 km (en línea recta) hacia el noroeste de la mina El Chacho en la margen derecha (aguas abajo) de la quebrada de la Higuera. Constituida tambien por una veta de cuarzo principal y entre 8 y 10 venillas secundarias de entre 1 y 4 cm asociadas a esta. El rumbo es de 97° inclinando 55° al norte. Ha sido reconocida por pequeñas labores de destape, siendo el más importante un socavón de unos 8 m de desarrollo, en cuyo tope solo se ven finas guias de cuarzo.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

La alteración hidrotermal se manifiesta como bandas de greisen dispuestas en las salbandas de las vetas, especialmente en la mina El Chacho. En general estas salbandas de alteración son estrechas, de no más de 10 cm, estando en general representadas por una faja de entre 3 y 5 cm formada por cuarzo y moscovita, de color amarillento, y fluorita, seguida transicionalmente por una zona de color rojizo de unos 5 o 6 cm para pasar luego a la roca fresca. En la mina Milagros, la caja se encuentra muy silicificada, en las salbandas se observan grandes cristales de topacio prismáticos de hasta 5 cm intercrecidos con moscovita, además de ocres limoníticos y manchas de malaquita.

MINERALOGÍA

La mineralogía del distrito wolframífero de la Sierra de Sañogasta es bastante uniforme y consiste fundamentalmente en wolframita en ganga de cuarzo.

En la mina Josefa los minerales primarios identificados son: wolframita, scheelita, molibdenita y bismutina. La wolframita se presenta en cristales tabulares, en ocasiones formando agregados de aspecto radiado, dispuestos generalmente hacia los bordes de la veta. Estas concentraciones se distribuyen en forma muy irregular, formando clavos que inclinan según su eje mayor hacia el norte.

En la mina El Chacho la mineralización primaria consiste en wolframita y escasa scheelita, habiéndose reconocido también molibdenita, bismutina, pirita y calcopirita. La wolframita se presenta en cristales tabulares de variado tamaño siendo los mayores de hasta 10 cm, y en agregados paralelos a radiados dispuestos tanto hacia las salbandas como hacia el centro de la veta, donde en algunos casos cortan a cristales de feldespato. La scheelita se presenta en granos pequeños de color blanquecino, casi siempre asociado a la wolframita. Los minerales, tanto primarios como secundarios de molibdeno y bismuto, se concentran hacia los bordes de estos cuerpos, haciéndose más escasos en el interior del clavo.

Como minerales secundarios se han identificado malquita, bismutita, ocres de molibdeno y de tungsteno, además de óxidos de hierro.

En la mina Josefa la ganga está constituida fundamentalmente por cuarzo lechoso, material micáceo y escasa fluorita. Mientras que en la mina El Chacho además de cuarzo se observa feldespato potásico en agregados de hasta 15 cm de diámetro y fluorita.

MODELO GENÉTICO

Este distrito, caracterizado por vetas simples de relleno de diaclasa, se relaciona al intrusivo granítico póstumo de la Formación Ñuñorco y constituiría depósitos intra a periplutónicos del tipo "filón de cuarzo con wolframita" (grupo plutónico) de Burnol *et al*. (1978).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Vol. II. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.*

Avila Zavaleta, F., 1969. Estudio geológico económico del distrito wolfrámico Sañogasta, Vichigasta, departamento Chilecito, provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan Cordillera Norte,* inédito. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1916. El Nevado del Famatina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 21: 100-182. Córdoba.

Burnol, L., J. Gefroy y P. Soler, 1978. Le tungstene, ses principaux types de gisement. *Chronique de la Recherche Miniere,* 4: 27-42.

de Alba, E., 1956. Acerca de la edad del granito del Famatina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 11 (1): 76-79.

Fidalgo, F., 1968. Descripción geológica de la Hoja 17d, Catinzaco, provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Frenguelli, J., 1946. Consideraciones acerca de la sierra de Paganzo en la provincias de San Juan y La Rioja. *Museo de La Plata, Revista (N.S.), Geología,* 2 (18): 313-376.

Linares, E. y R. Gonzalez, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina . Serie B (Didáctica Complementaria),*19, 628 págs.

Marcos, O., 1971. Estudio geológico-económico de la mina "Josefa", Distrito Vichigasta, Departamento Chilecito. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan La Rioja.* La Rioja, inédito.

Sister, R., 1956. Estudio geológico-económico en los yacimientos de minerales de tungsteno de los grupos Mineros "El Chacho", "San Pedro", y "El Cantadero". Vichigasta, Departamento Chilecito. *Ministerio de Comercio e Industria de La Nación. Dirección Nacional de Minería,* Carpeta 346, inédito. Buenos Aires.

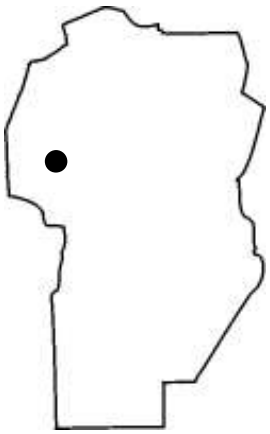
Turner, J. C., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 42: 77-126.

Turner, J. C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 100.

Turner, J. C., 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velazco y región al oeste (La Rioja), *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 43: 5-54.

Turner, J. C., 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina, provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 126.

Fernández, R. R., 1999. El distrito minero La Bismutina, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 443-448, Buenos Aires.



EL DISTRITO MINERO LA BISMUTINA, CÓRDOBA

Raúl R. Fernández[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito minero La Bismutina, se localiza en el faldeo oriental de la Sierra de Guasapampa (sur), en el departamento Minas situado en la porción noroccidental de las Sierras de Córdoba. La parte central del distrito está en los 65°16' de longitud oeste y 31°09' de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

Es muy escasa e imprecisa la información sobre estos tópicos. Los trabajos de exploración llevados adelante por la empresa Cerro Catedral S.A. entre 1980/83, llegaron a cubicar 4.000.000 m^3 de material aluvio-eluvional con cerca de 1 kg/m^3 de wolframita.

La producción histórica mencionada por Angelelli (1984) señala para el período 1939-46, 172 t de concentrados (60-70) % WO_3 y 5,6 t de concentrados (40-50% Bi) y para el período 1951-56, 118 t de concentrados (60-70% WO_3) y 5 t de concentrados (40-50% Bi).

Información verbal proporcionada por el concesionario (Sr. Ramón Recalde) al autor de este artículo señala que desde 1957 hasta 1962-63 se obtenían entre 50 y 60 t/mes de concentrados con leyes superiores a 60% WO_3 y entre 1982 y 1985, cerca de 10 t/mes de concentrados, con leyes similares. Buena parte de ella, aunque sin precisar, proviene del material suelto aluvional cercano a las vetas.

Sistema de explotación

Los sistemas de explotación empleados son producto de varias etapas de actividad y están algo desordenados.

Las vetas subhorizontales fueron seguidas por galerías principales y secundarias de explotación, en algunos casos de diseño irregular siguiendo los bolsones de mayor ley y en algunos sectores pequeños se aplicó el sistema de cámara y pilar de diseño convencional. Una de las estructuras de fuerte inclinación fue explotada por galería sobre veta y algunos realces.

El material aluvional-eluvional también fue aprovechado mediante pozos de 2 a 4 m de profundidad y desde allí se ha extraído el llampo con peligrosas excavaciones subhorizontales.

El proyecto de explotación de la última empresa que trabajó en el distrito (Cerro Catedral S.A), consistía en el aprovechamiento del material de relleno (aluvión/eluvión) excavando con una dragaline y la posterior selección y concentración con un tromel y jiggs montados sobre una estructura móvil y mesas vibratorias.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Este depósito fue hallado en forma azarosa a fines del siglo XIX, por un comerciante que recorría la zona y observó un mineral que "brillaba al sol" (de allí su antiguo nombre de La Brillante). Las primeras empresas que exploraron y operaron este depósito fueron las Compañías Hansa y luego Sominar, durante la primera mitad del siglo XX. En 1957 el área es solicitada por el Sr. Ramón

[1] *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales yMuseo. Instituto de Recursos Minerales.*

Recalde, un minero de la zona que la declara como Grupo Minero La Bismutina y mantiene trabajos de explotación, principalmente en los aluviones. A mediados de la década del ´70, la empresa Continental, de origen mexicano, revisa perforaciones profundas que había efectuado previamente Sominar (se desconoce esta información), pero no efectúa ningún emprendimiento. En 1980, la firma Cerro Catedral S.A. llega a un acuerdo con opción a compra con el propietario (R. Recalde) y lleva a cabo la exploración de los depósitos aluviales, mediante la realización de alrededor de 120 pozos poco profundos. Cerro Catedral S.A. deja sin efecto el contrato en 1983, principalmente por la caída del precio del wolframio.

Propietario

De acuerdo a los datos de que se dispone, el propietario actual del Grupo Minero La Bismutina, el que comprende 35 pertenencias, es el Sr. Ramón Recalde, domiciliado en la localidad de San Carlos Minas, provincia de Córdoba.

GEOLOGÍA REGIONAL

En la región donde se emplaza el depósito wolframífero La Bismutina, se reconocen gran parte de las unidades metamórficas que se mencionan para las Sierras Pampeanas Orientales. Es decir, el basamento metamórfico compuesto por rocas de alto y medio grado metamórfico, como migmatitas, que tienen un mayor desarrollo hacia el este en las Cumbres de Gaspar; gneises, anfibolitas, mármoles, esquistos y cuarcitas biotíticas y rocas pegmatoides asociadas a los procesos metamórficos. El conjunto de estas rocas metamórficas, asignadas al Proterozoico superior, ha sido denominado por Fernández (1989) Complejo Sierra de Guasapampa. Al NO de la región se emplazan cuerpos tonalíticos elongados en sentido NNO, es decir paralelos a la estructura regional, a los que el autor mencionado llamó Tonalitas de La Cuesta y asignó tentativamente al Precámbrico-Paleozoico inferior.

Un pequeño stock granítico, denominado Mesa del Coro (Fernández, 1989) intruye discordantemente el basamento metamórfico. Corresponde a un leucomonzogranito calcoalcalino y peraluminoso, con moscovita y escaso granate y cordierita; participan además topacio, moscovita de disposición radiada, turmalina y fluorita, como minerales tardíos o postmagmáticos. Este granito aloja en su borde sureste pegmatitas portadores de berilo y ricas en turmalina. El muestreo efectuado en el Stock Mesa del Coro (Fernández, 1989) arrojó anomalías en W y Sn (10,5 y 20,7 ppm respectivamente), iguales o superiores a los granitos especializados de Tischendorf (1977). En ese trabajo también se dató este granito por el método Rb/Sr, obteniendo una errorcrona que determinó una edad de 471±58 millones de años. Dataciones de rocas graníticas de las Sierras Pampeanas Orientales, pondrían en duda una edad tan antigua para este tipo de intrusivos.

En la porción austral de la Sierra de Guasapampa se presentan mantos tobáceos de algunos metros de espesor, que se relacionan al vulcanismo andesítico terciario de la zona de Pampa de Pocho, situada al sur.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Durante el mapeo a escala 1:5.000 del área del depósito, Fernández (1989) reconoció las unidades que se señalan a continuación (figura 1). Migmatitas homogéneas de composición granítica, normalmente formando cuerpos de contactos difusos elongados nornoroeste; gneises cuarzo-biotítico-plagioclásicos, con bandeamiento principalmente nornoroeste; estas litologías son las más difundidas en el distrito. Además participan esquistos cuarzo-biotíticos y meta-cuarcitas con predominio de desarrollo de estructuras planares orientadas este-oeste y cuerpos de rocas calcosilicáticas y mármoles, orientados en general nornoroeste.

Numerosos pegmatoides han sido mapeados en el área; son de composición granítica, sin zonación o estructura interna y forman cuerpos con cierto alargamiento, principalmente alojados en zonas de migmatitas y gneises. Evidencias de campo sugieren que los pegmatoides se formaron durante un periodo prolongado de tiempo.

Además se han reconocido pegmatitas zonadas, con núcleos de cuarzo y zonas circundantes feldespáticas con participación de turmalina, las que forman pequeños cuerpos globosos de distribución aleatoria en el área, que fueron vinculadas a intrusiones graníticas como la de Mesa del Coro (Fernández, 1989)

Estructura

Gran parte de las rocas mencionadas presentan un cierto grado de cataclasis, el que se hace más marcado en las denominadas zonas de fracturas antiguas, que se orientan normalmente con rumbo nornoroeste; algunas de estas zonas o fajas presentan características de brechas, con bloques redondeados de hasta 60 cm de diámetro hospedados en una masa gnéisica deformada y recristalizada. Además se han observado fajas miloníticas.

Sobre la base de las estructuras planares presentes en las metamorfitas, se distinguen, al menos 3 deformaciones; la más antigua se orienta este-oeste con algunas desviaciones hacia el oestenoroeste, subverticales y en menor medida inclinadas al sur; una fábrica planar más moderna sigue rumbos nornoroeste-sursureste, también subvertical con tendencia a inclinaciones al estenoreste, las que siguen la estructuración regional de este sector de las Sierras Pampeanas; una tercer fábrica planar (y lineaciones) se orientan norte-sur hasta nornoreste y está muy poco representada en la región y se la ha relacionado a los fenómenos cataclásticos tardíos.



Figura. 1. Mapa geológico de la región.

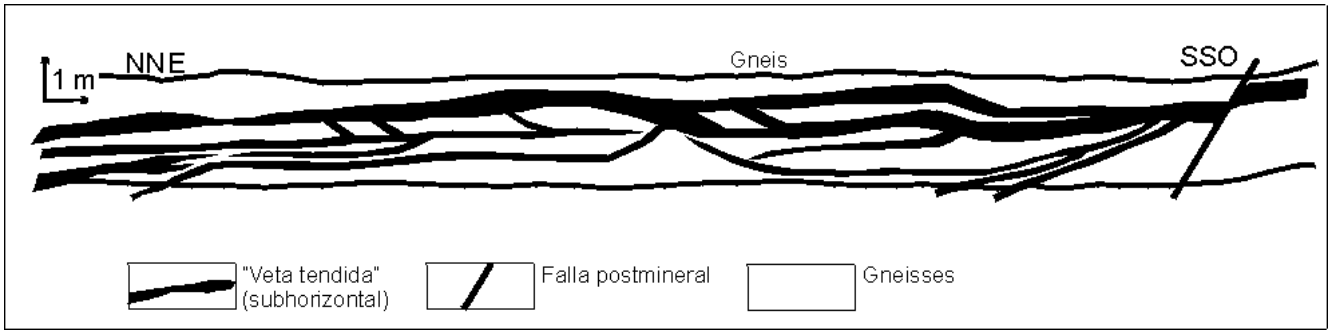


Figura 2. Ejemplo de un sistema de Vetas Tendidas con venillas subparalelas y oblicuas, producto de cizalla de extensión.

La deformación más moderna de la comarca, al igual que para todas las Sierras Pampeanas, corresponden a una estructuración tipo "fosa y pilar". El distrito La Bismutina se halla en el pilar de la Sierra de Guasapampa, levemente basculado hacia el este y controlado por una importante zona de falla de rumbo noroeste a nornoroeste situada al oeste.

Morfología

La mineralización es de tipo vetiforme y contactos bastante netos. Por su posición y morfología han sido distinguidos tres tipos de estructuras mineralizadas: Vetas Tendidas, Vetas Inclinadas y Venillas irregulares. En todas el cuarzo es el relleno principal y se distribuyen en una superficie de aproximadamente 480 hectáreas. Existen además algunas vetas subverticales posteriores con relleno de fluorita y calcedonia.

Las Vetas Tendidas son las de mayor importancia en cuanto a su extensión y número dentro del distrito y algunas presentan la mayor cantidad de trabajos de explotación (Bismutina Grande y Chica, La Brillante, etc.). Se trata de cuerpos tabulares de espesores desde algunos decímetros hasta algo más de 1 m; de posición subhorizontal con inclinaciones máximas de 25°; cuando se asocian a venillas subparalelas, pueden formar un conjunto de hasta 3,5 m de espesor (figura 2). Estadísticamente muestran un promedio de rumbo N51°O e inclinación de 11° al noreste. Las Vetas Tendidas principales formas distintos niveles distribuidos verticalmente en unos 60 m (sólo el desnivel reconocido). Presentan ramificaciones subparalelas como producto de cizalla de extensión y dilatación en sentido vertical (figura 2). Las Vetas Tendidas llevan individuos de wolframita distribuidos en toda la masa cuarzosa, los que ocasionalmente conforman enriquecimientos asociados a scheelita; no obstante hay un cierto predominio de la concentración de wolframita, hacia los hastiales. Las Vetas Inclinadas se presentan ocasionalmente dentro del distrito. La principal corresponde a la denominada Veta Ellen de cerca de 400 m de longitud (figura 3), situada en la porción sureste. Tienen espesores máximos de hasta 0,60 m con orientaciones nornoroeste e inclinación entre 33 y 57° al estenoreste. Son portadoras de wolframita y menores cantidades de scheelita y presentan algunos sectores ricos en fluorita.

Las Vetas y Venillas irregulares, normalmente estériles, están difundidas en varios sectores, con disposiciones aleatorias; son de corto recorrido (hasta algunos metros) y espesores no superiores a 0,20-0,30 metros.

Particularmente en las Vetas Tendidas se ha observado rellenos múltiples formando estructuras asimétricas ban-

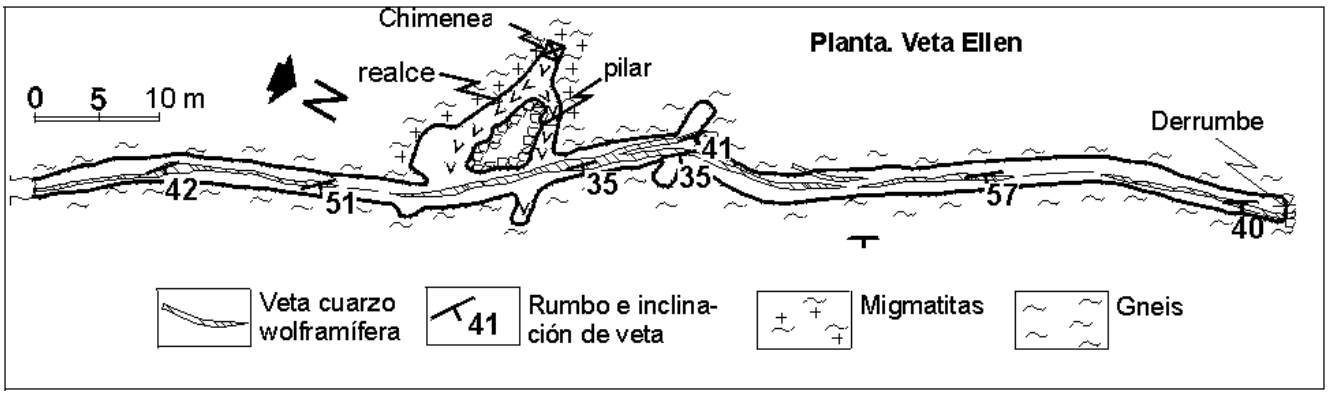


Figura 3. Laboreo sobre la principal Veta Inclinada del distrito (Veta Ellen).

deadas, que han sido asignadas (Fernández, 1991), al menos, a tres episodios de apertura y relleno (figura 4).

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal más importante corresponde a la formación de un greisen cuarzo-moscovítico que accesoriamente lleva fluorita y turmalina. Esta alteración se desarrolla sólo en algunos centímetros (no más de 10 cm) sobre techo y piso de las vetas. Normalmente este greisen pasa a una alteración sericítica y luego a alteración argílica, en distancias del orden del metro, desde el relleno de veta. Los espesores de estas alteraciones son muy variables en todo el distrito.

Se han hallado valores elevados de W (hasta 400 ppm) y ocasionalmente de Sn (hasta 20 ppm) relacionados especialmente a los sectores fuertemente greisenizados (Fernández, 1989).

Se han reconocido, además zonas irregulares de silicificación, piritización y hematitización, siempre vinculadas a las zonas de vetas. Muchas diaclasas subhorizontales, sin relleno de cuarzo, presentan señales de alteración sericítica y argílica.

Mineralogía

Los minerales primarios son:

Wolframita: se presenta en individuos prismáticos de algunos milímetros hasta 3 y 4 cm, diseminados dentro de cuarzo masivo y semitranslúcido; en ocasiones forma masas ricas (de algunos kilogramos) con abundante wolframita intercrecida con scheelita y escasa moscovita (puros), los que fueron extraídos selectivamente durante la explotación. De acuerdo a Fernández (1992) en su composición predomina la ferberita (71,5 a 86 %WO4Fe).

Scheelita: reemplaza a la wolframita, principalmente hacia los bordes o sobre el clivaje; este wolframato es tardío respecto a la wolframita y debe su formación a los cambios en el pH de las soluciones mineralizantes.

Calcopirita: Ocasionalmente forma algunas concentraciones en ciertos sectores de vetas (junto a importantes masas de pirita), pero normalmente, está en muy baja proporción como individuos de algunos milímetros diseminados en el cuarzo.

Bismutinita: sólo se lo hallado accidentalmente, aunque en el pasado se recuperaron masas importantes. Se presenta en granos de pocos milímetros parcial o totalmente remplazados por el carbonato de Bi (bismutita).

Molibdenita: es un mineral muy escaso que se presenta en escamas menores a 1 mm sobre cuarzo.

Pirita: ídem calcopirita.

Los minerales secundarios covelita y calcocita (digenita) se han observado al microscopio remplazando sulfuros primarios.

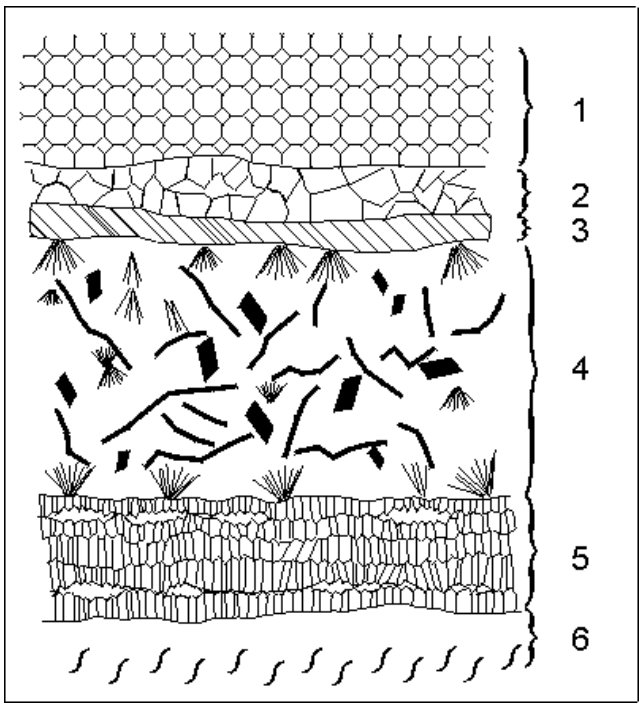


Figura 4. Relleno asimétrico en Veta Tendida. 1- Roca de caja (techo) greisenizado; 2- Cristales gruesos de cuarzo, con crecimiento hacia el centro de la banda; 3- Abundante limonita; 4- Cuarzo masivo con delgadas fracturas rellenas con limonitas, que lleva nidos de moscovita y cristales de wolframita; 5- Banda con delgadas capitas separadas por sericita, de cristales de cuarzo con crecimiento hacia el interior; 6- Roca de caja (piso) alterada con paso a gradual a la roca fresca.

Como minerales de oxidación se presentan limonitas, malaquita, azurita (escasa), bismutita, ferritungstita (sobre wolframita) y jarosita.

Como minerales de ganga se encuentran:

Cuarzo: es el principal mineral de ganga y corresponde a más del 95% del relleno de vetas. Se presenta en cristales desde 10 a 20 cm de longitud hasta en pequeños cristales piramidales de algunos milímetros de largo, especialmente tapizando cavidades. También forma agregados masivos semitranslúcidos que conforman el principal relleno de vetas.

Moscovita: es bastante común y se presenta en agregados de disposición radiada de hasta 1 cm de diámetro y también como pequeñas escamas. Principalmente está en cuarzo, pero también se la ha hallado en fluorita y wolframita.

Fluorita: puede alcanzar proporciones importantes en algunos sectores de las vetas (principalmente en Vetas Inclinadas) formando masas de varias decenas de centímetros; pequeños granos de fluorita violácea se han observado dentro de cuarzo y ocasionalmente en wolframita. Este mineral, junto a calcedonia también participa como relleno de fracturas subverticales posteriores a las vetas wolframíferas.

Inclusiones fluidas

No se ha efectuado un estudio exhaustivo sobre esta temática; los datos aportados por Fernández (1989) indican inclusiones monofásicas, bífásicas y trifásicas (con CO_2 sólido) en cuarzo. Se trata de inclusiones acuoso-carbónicas (hasta 8% molar de CO_2), de baja salinidad y temperaturas de homogenización que promedian los 352° centígrados.

Estudios geoquímicos

Los datos aportados por Fernández (1989 y 1991) para rocas frescas y alteradas (greisenizadas y sericitizadas) indican que se ha producido un incremento de SiO_2, K_2O, volátiles, W y Li y pérdida de Na_2O, CaO, MgO en las rocas alteradas. Estos cambios fueron producidos por hidrólisis o metasomatsimo H^+ y se ha supuesto que parte del W de las soluciones hidrotermales ha entrado en la moscovita neoformada del greisen.

Los elevados contenidos de wolframio, encontrados en rocas ricas en moscovita (principalmente greisen), señalan la utilidad de estudios geoquímicos de detalle, para la búsqueda de nuevas estructuras portadoras de wolframita.

MODELO GENÉTICO

Fernández (1989) ha definido la tipología de este depósito como de "asociación plutónica-exocontacto, en vetas o filones tendidos discordantes, portador de wolframita, sin turmalina y con cajas greisenizadas".

El sistema de vetas que conforma este depósito, en particular las llamadas Vetas Tendidas, parecen responder a esfuerzos de extensión verticales, producto del proceso de intrusión, evolución y enfriamiento de un cuerpo plutónico situado en profundidad, de características similares, al Stock de Mesa del Coro, que aflora a unos 7 km al norte

Por sus características paragenéticas y morfológicas el depósito vetiforme de La Bismutina, puede asimilarse al tipo Panasqueira de Portugal, descripto detalladamente por Kelly y Rye (1979).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Los yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires,* 1 y 2.

Fernández, R. R., 1989. Geología y metalogénesis del distrito La Bismutina, Sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,* tesis doctoral, inédita.

Fernández, R. R., 1991. Mineral deposition in the La Bismutina ore deposit, Argentina. En: Pagel M. y Leroy J. L. (Eds), *Transport and Deposition of Metals*: 33-36. Balkema.

Fernández, R., 1992. Composicion de la wolframita y paragenesis del distrito La Bismutina, provincia de Cordoba. *1ª Reunion de Mineralogía y Metalogenia, La Plata, Actas. INREMI*, 2: 99-106.

Kelly, W.C. y R. O. Rye, 1979. Geologic, Fluid inclusion and stable isotope stuidies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, 74: 1721-1822.

Tischendorf, G., 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element metallization. En: Stemprok, M; Tischendorf, G. y Burnol, L. (Eds.). *Simp. MAWAM. Geol. Survey Praga,* 2.



PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

ORDOVÍCICO:
Magmatismo básico-ultrabásico

Depósitos asociados a rocas máficas-ultramáficas
Mineralizaciones de cobre, níquel, cobalto y cromo en la sierra de Fiambalá, Catamarca

Villar, L. M. y S. J. Segal, 1999. Mineralizaciones de cobre-níquel-cobalto y cromo en la Sierra de Fiambalá, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 451-456, Buenos Aires.



MINERALIZACIONES DE COBRE-NÍQUEL-COBALTO Y CROMO EN LA SIERRA DE FIAMBALÁ, CATAMARCA

Luisa M. Villar[1,2] y Susana J. Segal[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

En la Sierra Pampeana de Fiambalá, entre las quebradas de Cuestanzune y la Quebrada del Salto aflora el plutón gabronorítico de Fiambalá, a 30 km al noroeste de la ciudad de Tinogasta, departamento de Tinogasta (Tezón, 1957). Las coordenadas medias aproximadas del intrusivo son 27º49'de latitud sur y 67º28'-67º33' de longitud oeste.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Tezón y Fernandez Lima (1949) citaron asbestos en la Quebrada del Salto. A partir de 1969 el área fue estudiada por la Secretaría de Minería. En la zona se mapeó la porción ultramáfica del gabro y se realizaron prospecciones geofísicas y geoquímicas. Se efectuó una prospección orientativa de níquel en escala 1:7.500, cobalto y cobre (Villar, 1972) luego se seleccionaron dos sectores piloto donde por reticulado se llevó a cabo la geología y topografía en escala 1:1.000, (Villar *et al.,* 1978 y 1982). Se llevaron a cabo estudios geoquímicos y geofísicos por polarización inducida y magnetometría, (Roqué, 1976 y 1978) y cinco perforaciones verticales en dos etapas.

Simultáneamente se llevó a cabo el estudio geoquímico y petro-calcográfico de las perforaciones (Villar *et al.*, 1986; Villar y Segal, 1988).A partir de allí y a fin de continuar con las investigaciones geológicas trabajaron en el área Coleman y Villar (1986) así como (Grissom *et al.*, 1992), DeBari (1994) y Page *et al.* (1992).

Villar (1991a, 1991b) y Page (1993) continuan con estudios de prospección por minerales de platino y al cabo de estas tareas el gabro de Fiambalá quedó en etapa pre exploratoria.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Sierra de Fiambalá es un bloque del terreno pampeano corrido hacia el este sobre arcosas y conglomerados terciarios a través de una falla inversa de ángulo medio (40º) con buzamiento al oeste. En su parte sur está constituida por un Complejo Metamórfico parcialmente migmatizado formado por esquistos micáceos, gneises, gneises migmatíticos afectado por varios eventos magmáticos.

El ortogneiss de La Puntilla aflorante en el sudoeste (Villar *et al.*, 1981, DeBari, 1994) un plutón gabronorítico, diques de basanitas y granitos postectónicos.

El intrusivo gabronorítico se halla alojado en dos tipos de cajas: metasedimentos calcosilicaticos (unidad calcosilicática) en su contacto sudoeste y nordeste, y metagrauvacas (unidad metagrauváquica) parcialmente migmatizadas. Tiene 12,2 km de longitud por 2,8 de ancho máximo.y 30 kilómetros cuadrados.

El intrusivo ha formado una aureola térmica dando lugar a la aparición de minerales de la facies granulita en las rocas de caja permitiendo deducir que la gabronorita se intruyó a 800ºC y 7,4+0,9 kb de presión (Villar *et al.*1986) (Grisson *et al.*, 1992).

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

2 CONICET.

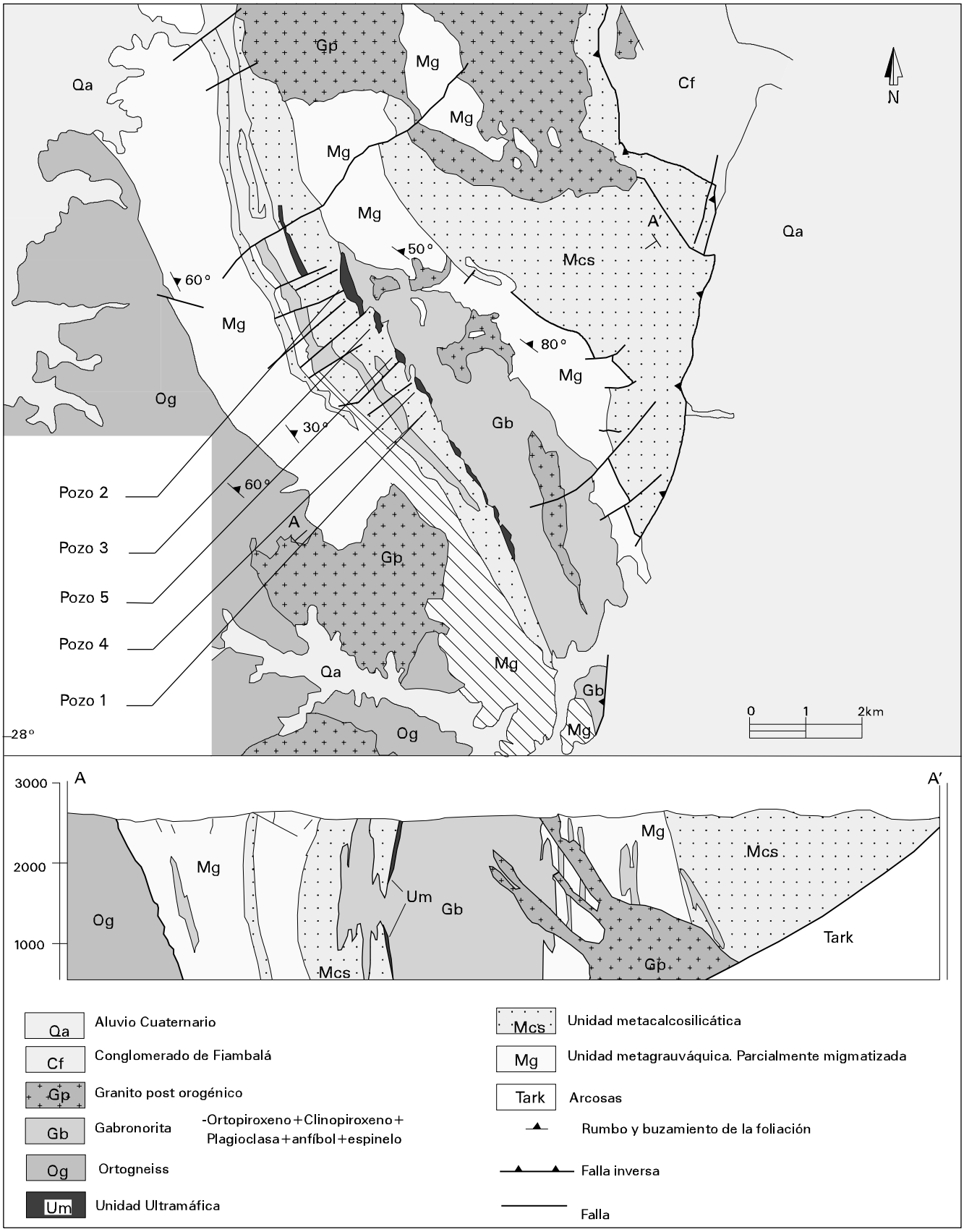


Figura 1. Mapa geológico y perfil de la Sierra de Fiambalá.

	elementos				
Facies ígneas	**cromo ppm**	**níquel ppm**	**cobalto ppm**	**cobre ppm**	**zinc ppm**
Dunita capa basal	860 a 1.300	1.800 a 2.600	79 a 100	<2 a 32	20 a 140
Lherzolita1.200	2.500	810 a 2.300	59 a 130	180 a 490	53 a 79
Gabronoritas	52 a 990	20 a 240	46 a 59	28 a 180	73 a 120

Tabla 1.

El complejo es sintectónico, concordante estratificado. Su base aparece en el contacto sudoeste que es el abrupto y su techo en el noroeste que es gradual (figura 1). Contiene xenolitos de metasedimentos granulitizados. Comprende dos secciones ultramáficas: una en su parte basal y otra en su parte media. La primera alcanza hasta 300 m de espesor.

Se observan sills de gabro intruidos a lo largo del contacto sudoeste y lejos del contacto nordeste.

El complejo presenta serpentinización en los cumulatos basales, uralitización de los piroxenos en los gabros y está afectado en forma inhomogénea por el metamorfismo regional de facies anfibolitas + granulita que ha metamorfizado la gabronorita dando lugar a metagabros y metagabronoritas. Los perfiles de tierras raras y elementos incompatibles del gabro o gabronorita indican un ambiente de formación compatible con una zona de subducción. En este esquema el complejo está alojado en la parte inferior del arco magmático Famatiniano plutónico cambro-ordovícico que ha dado lugar al plutonismo máfico-ultramáfico de las Sierras Pampeanas Occidentales y de la Puna (Grissom *et al.*, 1992).

Litología

La unidad ultramáfica está integrada por dunitas (De Bari, 1994), lherzolitas, wherlitas y websteritas. Cuando hay plagioclasa intersticial estas rocas pasan a mesocumulatos. La gabronorita está constituida por noritas (DeBari,1992; Villar *et al.*1986) y gabros. Las texturas descriptas varían a metamórficas con bandeados y puntos triples.

Geoquímica

En la tabla 1 se indica la distribución de elementos metálicos en las facies ígneas.

Los tenores de los platinoides estudiados en las perforaciones se indican en la tabla 2. Los platinoides se concentran en la unidad ultramáfica (Villar *et al.*, 1996).

La distribución de los valores pueden verse en los logs de las perforaciones 1 y 3 que atravesaron exclusivamente el intrusivo y mostraron zonación litológica (figura 2).

La proyección de los diagramas de los EGP normalizados a condrito de las muestras de las distintas partes del complejo muestran perfiles que pueden corresponder a dos tipos de magma distintos, (Villar *et al.*, 1996), indican una diferenciación extrema de la capa basal de dunita adcumular. De hecho el pasaje de esta capa y las restantes es abrupto y tectónico como se infiere del estudio de las perforaciones realizadas. Los EGP de la capa inferior están concentrados en las cromitas y en toda la serie superior, a partir de las lherzolitas, en los sulfuros (figura 1). Otros perfiles con enriquecimiento solo en Pt de tipo errático, hallados en los gabros pueden deberse a actividad hidrotermal.

tipo de facies Platinoideos	**dunitas ppb**	**lherzolitas ppb**	**websteritas ppb**	**metagabros y metagabronoritas ppb**
Pt	1 a 9,7	4,2 a 21	17	0,9 a 150
Pd	1 a 6,3	4,5 a 32	200	<0,8 a 3,4
Rh	<0,5 a 1,8	<0,5 a 1,4	1	<0,4 a 1,0
Ru	1,2 a 8,3	<0,5 a 3,2	2,6	<0,5 a 5,5
Ir	0,6 a 5,5	<0,5 a 1,4	0,9	<0,5 a 8,0

Tabla 2.

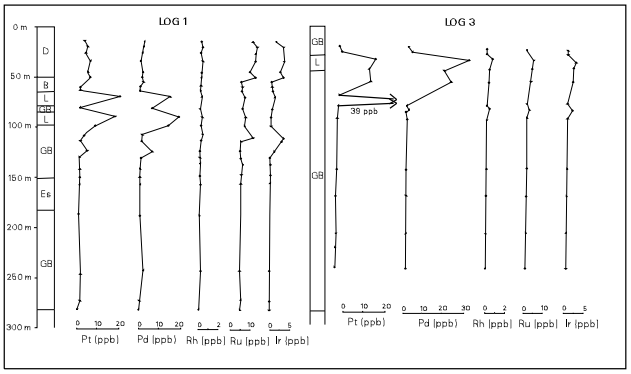


Figura 2. Logs de perforaciones 1 y 3.

Las proyecciones de los valores en los gráficos de discriminación (Ni/Cu)-(Pd/Ir) (Cu/Ir)-(Ni/Pd) se proyectan en los campos de horizontes platiníferos para las lherzolitas, y complejos estratificados o encapados para el resto de las ultramáficas y gabronoritas (Villar *et al.*, 1996; Mogessie y Saini Edukat, 1992).

Perforaciones

La perforación 1 ha cruzado toda la sección ultramáfica. En el log de la misma puede observarse que los valores máximos de níquel, cromo, cobalto y platinoides coinciden con la zona de lherzolitas donde se concentra la facies sulfurada de la parte basal del intrusivo. Los platinoideos como se observa en la tabla 2 y en la figura 3, especialmente platino y paladio, alcanzan su máximo en la zona de lherzolitas y websteritas con la aparición de la facies sulfurada donde la pentlandita es captadora de paladio, pirrotina y calcopirita y plagioclasa intersticial. El Ru e Ir alcanzan su máximo en la dunita basal.

Mineralogía

Las mineralizaciones asociadas con el plutón gábrico de Fiambalá son de tipo magmático y caracterizan a las distintas litologías relacionadas con la zonación horizontal del intrusivo.

La mineralización encontrada en la dunita basal consiste en: cromita, magnetita, ilmenita, awaruita heazlewoodita y chispas de oro nativo; la de las lherzolitas. y websteritas es: cromita, magnetita, ilmenita, pirrotina, pentlandita y oro nativo y la de los gabros, gabronoritas y en las noritas se encuentra: pirrotina, pentlandita, calcopirita, blenda, ilmenita magnetita, mackinawita, oro nativo, pirita, violarita, covelina, digenita..

Existe una mineralización de tipo hidrotermal en metasedimentos calcosilicáticos formada principalmente por grafito, pirita, calcopirita, pirrotina, pentlandita y mackinawita que está relacionada con removilización de los minerales de mena en el plutón ultramáfico.

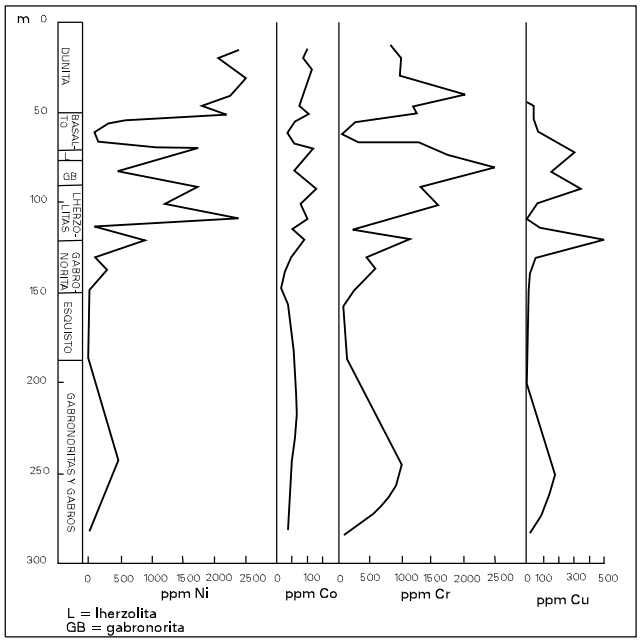


Figura 3. Log perforación 1.

Los basaltos intercalados por intrusión en las rocas ultramáficas contienen escasa pirita y calcopirita.

Los minerales primarios son: cromita, magnetita, awaruita, heazlewoodita, pentlandita, pirrotina, mackinawita, ilmenita, calcopirita, blenda, oro, pirita.

La cromita se presenta en cristales cumulares idiomorfos y/o alotriomorfos cortados por venillas de serpentina, rodeados en parte por magnetita arborescente. Presenta zonalidad. con incremento de FeO hacia el borde (Puglisi *et al.*, 1990). La cromita como discriminante petrotectónico fue proyectada en el diagrama 100Mg/(Mg+Fe) en función de 100 Cr/(Cr+Al) ubicándose en el campo de los complejos estratificados (Puglisi *et al.*, 1990).

La magnetita se encuentra en agregados de granos alotriomorfos, o formando la zona más externa de algunos granos de cromita. La magnetita arborescente, producto de serpentinización, rodea a algunos cristales de cromita y/o constituye cuerpos veniformes mostrando.una especie de distorsión que indica una condición de *stress* durante ese proceso.

La pentlandita se presenta diseminada en pequeños granos de 100 a 200 μ de diámetro. Existen dos generaciones de pentlandita, una de alta temperatura que es el resultado de una sulfurización temprana de níquel y aparece con una textura granular intercumular. La otra, producto de una sulfurización tardía está intercrecida con los granos de pirrotina y/o dispuesta intergranularmente con los individuos de silicatos mostrando típica textura tipo *flamelike* (Villar *et al.*, 1988). En sectores aparece alterada a mackinawita.

La pirrotina puede alcanzar hasta 800 μ; se halla en tablillas y granos alotriomorfos a subidiomorfos diseminada y depositada simultáneamente con la pentlandita.

Tiene textura granular y características epimagmáticas. Presenta una suave alteración de pirrotina hexagonal a pirrotina monoclínica (300º) que se observa a través de fracturas que muestran una asociación espacial con lamelas de pentlandita. En zonas donde hay una dismución de temperatura la pirrotina pasa a un producto intermedio formado previamente a la depositasión de la marcasita y alcanza entre 80 y 150 micrones. Esta última se encuentra en diseminada o como producto de alteración de la pirrotina y pirita.

La ilmenita aparece en granos regulares y redondeados a veces subidiomorfos diseminada entre los trasparentes y/ o ubicada a través de las líneas de clivaje.

La calcopirita se presenta en *blebs* con textura similar a la pirrotina y en contacto con la misma. Su tamaño varía entre 50 y 150 micrones. La calcopirita se asocia a pirrotina *bird eyes*. Esporádicamente suele presentar pátinas de hematita o hallarse en gránulos asociada a esta última.

La awaruita, heazlewoodita y oro nativo constituyen chispas de tamaño submicroscópico.

La pirita se encuentra en granos alotriomorfos diseminados en la gabronorita.

La cubanita se presenta en los gabros.

La mackinawita aparece como disolución vermiforme en calcopirita y pirrotina. Es considerado como mineral de desmezcla o de serpentinización.

El grafito se encuentra en láminas deformadas que se distribuyen en moderada proporción en lherzolitas y en tramos de diferenciación metamórfica.

El rutilo es muy escaso y se presenta en agregados.

La hematita puede formar agregados granulares con la magnetita.

Los minerales secundarios y de oxidación son magnetita, hematita, martita, marcasita, leucoxeno, pirita, violarita, covelina, digenita y limonitas.

Los minerales de ganga de la asociación cromita, ilmenita, awaruita, heazlewoodita son: olivina y ortopiroxeno.

Los minerales de ganga de la asociación pirrotina, calcopirita, blenda y oro nativo son; olivina, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa.

Geocronología

Los estudios isotópicos para estudios geocronológicos fueron realizados por Sm/Nd y dieron 501±20 Ma para el plutón gabronorítico (DeBari, 1994). La flogopita formada por procesos de diferenciación metamórfica, que corresponde a estadios póstumos de actividad magmática, y se observa en las cajas del intrusivo fue datada por método K/Ar en 415±20 millones de años.

MODELO GENÉTICO

La mineralización se adscribe al tipo de segregación magmática emplazada en un complejo estratificado de arco.

BIBLIOGRAFÍA

DeBari, S.1994. Petrogénesis of the Fiambalá Gabbroic Intrusion, Northwestern Argentina, a deep crustal syntectonic pluton in a continental magmatic arc. *Journal of Petrology,* 35 (3): 679-713.

Grissom, G., S. M. DeBari, S. Page, R. Page, L. Villar, R. G. Coleman y M. Ramírez, 1992. The deep crust of an early paleozoic arc, the Sierra de Fiambalá, NW Argentina. Andean Magmatism and its Tectonic Setting. *Geological Society of America, Special Paper,* 265: 189-200.

Mogessie, E. A. y B. Saini Edukat, 1992. A review of the ocurrence of platinum group elements in Duluth Complex. Minnesota. *Trends in Mineralogy,* 1: 65-85.

Page, S., R. F. N. Page y M. Viruel de Ramirez, 1992. El basamento de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (4): 373-388.

Puglisi, C., J. P. Pina, S. J. Segal y L. M. Villar, 1990. Mineralogía determinativa de cromitas y olivinas del gabro de Fiambalá, provincia de Catamarca, Argentina. *1º Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes ampliados,* 1: 185-190.

Roqué, C. E., 1976. Area de reserva Nº 47 Fiambalá -Zapata. Sector Filo del medio y Agua de los Piques Estudios de polarización inducida. *Plan NOA,* inédito. Tucumán.

Roqué, C. E., 1978. Area de Reserva Nº 47 Fiambalá Zapata. Rocas ultrabásicas, Sector Intermedio. Estudio de la geofísica por el método de polarización inducida. *Plan NOA,* inédito. Tucumán.

Tezón, R. V. y J. C. R. Fernandez Lima, 1949. Geología económica de la Hoja 13c. Distrito Los Arboles-Los Ratones, Departamento de Tinogasta, Provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Minería,* inédito.

Tezon, R. V., 1957. Minería de la Hoja 13C, Fiambalá, Provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Minería. Anales,* 5 (127).

Villar, L. M., 1972. La faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá y la prospección orientativa de níquel. *S.N.M.G*. Carpeta 736, inédito.

Villar, L. M., 1974. Prospección de níquel en la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, *S.N.M.G*. Carpeta 512.

Villar, L. M., M. C. Godeas y S. J. Segal, 1978 El basamento facies anfibolita-granolita y la faja ultrabásica de la Sierra de Faimbalá. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 521-536.

Villar, L. M., M. C. Godeas y S. J. Segal. 1979. Geología y petrología de la faja ultramáfica de la Sierra de Fiambalá y su basamento asociado, inferida del estudio en detalle de los subsectores Filo del medio y Agua de los Piques, del Area de Reserva Fiambalá-Zapata, provincia de Catamarca. *Servicio Minero Nacional,* inédito

Villar, L. M., 1982. Geología de dos sectores de la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá (Filo del Medio y Agua de los Piques), provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37 (2): 287-245.

Villar, L. M., S. J. Segal y M. C. Godeas, 1983. Mineralización y génesis de la faja ultrabásica y las metamorfitas de alto grado asociadas, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *1º Congreso Nacional de Geología Económica, Argentina, Actas,* 1: 143-159.

Villar, L. M., M. C. Godeas y S. J. Segal. 1986. Logs de las perforaciones 1, 2, 3 y 4 de la Sierra de Fiambalá. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* inédito. 343 páginas.

Villar, L. M. y S. J. Segal, 1988. Correlación geológica y metalogenética de las perforaciones realizadas en la asociación gábrico-sedimentaria de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *7º Congreso Latinoamericano de Geología, Belem Pará, Brasil. Anais,* 6: 39-153.

Villar, L. M., E. I. Donnari, S. J. Segal, N. J. Page, 1991a. Platinoideos en la faja máfio-ultramáfica de Cordillera Frontal de Mendoza y el gabro de Fiambalá. *1º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas ultramáficas,* 475-489.

Villar, L. M., S. J. Segal y N. J. Page, 1991b. Presencia de platinoides en el gabro de Fiambalá, provincia de Catamarca, Argentina. *Actas:* 588-592.

Villar, L. M., S. J. Segal y N. J. Page, 1993. Platinum Group elements in the Gabbro of Fiambalá, province of Catamarca, Argentina. *1º Brazilian PGE Meeting,* 60-62.

Villar, L. M., S. J. Segal y N. J. Page, 1996. Los platinoideos del plutón gabroide de Fiambalá, provincia de Catamarca, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 189-200.



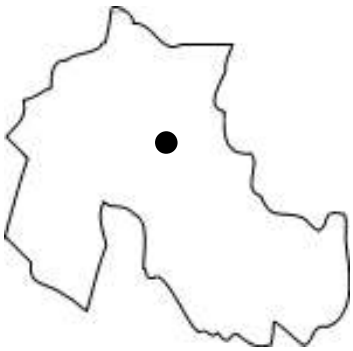
PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

ORDOVÍCICO:
Secuencias de plataforma de margen pasivo

Depósitos sedimentario-exhalativos
Los yacimientos sedex de plomo y cinc en la Sierra de Aguilar, Jujuy
El yacimiento de sulfuros masivos La Colorada, Salta

Depósitos vetiformes
El distrito polimetálico Pumahuasi, Jujuy
Depósitos de baritina de Cordillera Oriental, Salta

Sureda, J. R., 1999. Los yacimientos sedex de plomo y zinc en la Sierra de Aguilar, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 459-485, Buenos Aires.



LOS YACIMIENTOS SEDEX DE PLOMO Y ZINC EN LA SIERRA DE AGUILAR, JUJUY

Ricardo J. Sureda[1]

INTRODUCCIÓN

Los depósitos tipo sedex de Pb, Zn, Ag y Ba en la sierra de Aguilar constituyen las explotaciones mineras metalíferas no ferrosas más importantes de Argentina, por el volumen y la continuidad de su producción histórica durante el siglo que termina. Si bien existen numerosos prospectos pequeños o no bien definidos, sólo se han explotado dos minas, El Aguilar y Esperanza, siendo la primera el centro de extracción de menas más importante en este distrito minero.

Ubicación

Los depósitos minerales de la sierra de Aguilar están ubicados en su faldeo oriental (latitud 23°12'S, longitud 65°42'O), a una altura de 4.450 m s.n.m. y en un ambiente geológico limítrofe entre la Puna y la Cordillera Oriental. Distan 1.900 km desde Buenos Aires y 900 km desde La Paz, Bolivia. La Ruta Nacional 9 es la mejor vía de acceso, con un tramo de 200 km entre la capital provincial de San Salvador de Jujuy y la localidad de Tres Cruces, para continuar por un camino asfaltado de 47 km hasta el establecimiento minero en El Aguilar.

Leyes, reservas y producción

La explotación sistemática de la mina El Aguilar comienza en el año 1936 y hasta el presente se han producido unos 25 Mt en menas de plomo y zinc. Hoy es la segunda actividad minera metalífera de Argentina. El Aguilar tiene una producción diaria de 2.000 a 2.200 t de menas con leyes de 8,4% en Zn; 5,5% en Pb y 90 a 120 g/t de Ag. Sus depósitos representan la más grande concentración conocida de minerales de plomo y zinc en el Paleozoico sudamericano. Desde hace un lustro la empresa mantiene un nivel de reservas medidas de 5 Mt, de las cuales 3,3 Mt son minables.

HISTORIA DEL DISTRITO

Entre los antecedentes más remotos hay algunas evidencias relativas al conocimiento de los Incas sobre la existencia de los depósitos metalíferos de la sierra de Aguilar en tiempos precolombinos. En la época colonial española, los jesuitas establecidos en Yavi intentaron recuperar plata de estos yacimientos y han construido un horno de fundición, a carbón vegetal, en la quebrada de Fundición, ubicada a unos 7 km al sur de la mina El Aguilar. En el padrón minero de la República Argentina figura la referencia más antigua sobre un depósito de la sierra de Aguilar, como el registro de mina Tapada en concesión a favor del señor Manuel P. Pinto en junio de 1891. Las explotaciones de mineral tienen actividad discontinua y en pequeña escala, en especial durante la Primera Guerra Mundial. Hacia 1918 la propiedad estaba a nombre de los señores Stone y Bongiovanni de San Salvador de Jujuy. Durante el año 1923, geólogos de Saint Joseph Lead negociaron la propiedad a favor de esta empresa. Más tarde, con la nominación de Compañía Minera Aguilar S.A. (CMASA) tramitan la concesión minera bajo expediente N° 23 B del año 1925. El acta de mensura y el decreto aprobatorio de la concesión son del 6 de noviembre de 1928. Se realiza-

[1] *CONICET. Universidad Nacional de Salta.*

ron inversiones en exploración minera hasta 1932 con el desarrollo de 6.798 m de túneles, los cuales revelaron un importante tonelaje correspondiente a un yacimiento de gran envergadura. La crisis económica del año 1930 demoró en 6 años el inicio de las explotaciones y las operaciones de una planta de concentración instalada en El Aguilar. A partir del año 1936 y hasta el presente, las labores mineras y las tareas de producción de concentrados de plomo y zinc han sido continuas. En la década de 1980, CMASA fue transferida desde la National Lead Company al *holding* FLUOR. En la actualidad, esta empresa es propiedad compartida de un consorcio entre la Compañía Minera del Sur (COMSUR) (66,6%) y la Río Tinto Zinc Company (33,3%), con administración central en Cerrito 836, piso 5°, 1010 Buenos Aires, y oficinas en Pachi Gorriti 948, 4600 San Salvador de Jujuy.

Los antecedentes éditos con referencias específicas a los depósitos de plomo y zinc de la sierra de Aguilar son relativamente numerosos e incluyen los trabajos de Brown (1941 y 1962); Sgrosso, 1943; Spencer (1950), Ahlfeld (1955); Gay, 1960; Aceñolaza (1968); Linares (1968); Angelelli (1950, 1971, 1984); Gay y Sureda, 1972; Angelelli *et al.,* 1973; Halpern y Latorre, 1973; Méndez, 1973; Linares y Latorre (1975); Turner y Salfity, 1977) Brodtkorb *et al.* (1978); Gay y Gordillo, 1979; Sureda y Amstutz (1981); Alonso *et al.* (1982); Martín *et al.* (1987, 1989, 1994); Cortez *et al.*, 1987; Barbieri *et al.* (1989); Sureda y Martín (1990 a, b) Gemmell *et al.* (1992) y Sureda (1994, 1997).

GEOLOGÍA REGIONAL Y METALOGENIA PALEOZOICA

El basamento precámbrico del Grupo Lerma representa las rocas más antiguas que afloran en la región (Salfity *et al.*, 1975). Es una monótona columna de varios miles de metros de espesor con grauwackas, pelitas y areniscas, en sucesiones turbidíticas rítmicas, pertenecientes en su mayor parte a la Formación Puncoviscana (Turner, 1960; Omarini y Baldis, 1984), asignada al Proterozoico superior-Cámbrico inferior. Incluye también algunas unidades menores de calizas, conglomerados y mantos lávicos depositados en una cuenca intracratónica desarrollada en el margen continental pasivo de Pampia y Amazonia. La cuenca ha sido plegada durante los movimientos compresivos de la fase diastrófica Tilcárica (535 Ma) en la clausura del ciclo tectónico Pannotiano. Este conjunto está penetrado por plutonitas tardiomagmáticas y apotectónicas pertenecientes al arco magmático tilcárico, como parte de un orógeno colisional de margen continental activo coincidente con el cierre de la cuenca de Puncoviscana (Omarini *et al.*, 1999; Sureda y Omarini, 1999).

En el Cámbrico y sobre una notable discordancia angular de extensión regional, se depositan sedimentos maduros en una plataforma estable caracterizada por el predominio de ortocuarcitas claras y algunos conglomerados de grano fino pertenecientes al Grupo Mesón (Turner, 1960; Sánchez y Salfity, 1990). Con un espesor máximo de 1.500 m, configura una cuenca intracratónica menor. Las unidades estratigráficas de este ciclo sedimentario cámbrico son comparativamente estériles, tanto del punto de vista paleontológico como geoquímico, con un fondo de 50-200 ppm en metales de base (Pb+Zn+Cu), al menos en las comarcas mejor conocidas ubicadas en el sector suroeste de la cuenca. La riftogénesis y los movimientos distensivos de la fase diastrófica Irúyica, en el ciclo tectónico Famatiniano, ocasionan discordancias suaves, aún cuando los mares ordovícicos transgreden con amplitud la paleogeografía cámbrica. El ambiente de rift propio del Cámbrico superior-Ordovícico inferior (~ 515 Ma) también está ligado al emplazamiento de fuentes geotermales y depósitos sedex en los fondos marinos de la época (Sureda, 1988). Durante el ciclo sedimentario ordovícico que se inicia con los depósitos del Grupo Santa Victoria (Turner, 1960), los espesores sedimentarios se incrementan en varios órdenes de magnitud, existen pronunciadas variaciones en las litofacies y se han descripto numerosas entidades formacionales de correlación insegura en el ámbito de la Cordillera Oriental y en el borde oriental de la Puna; en especial en el área intermedia de la cuenca que media entre la dorsal Palermo-Salinas Grandes o alto de Cobres y la dorsal Salta-Jujuy o alto de Lipán, durante el Tremadociano Superior (Sureda y Martín, 1990 b; Moya, 1997, 1998). El rift irúyico aborta con los movimientos compresivos de la fase diastrófica Guandacol (~ 470 Ma). El escaso magmatismo asociado al rift es anorogénico, rico en Nb, Zr y Ga y tierras raras livianas. El volcanismo tiende progresivamente a una filiación intracortical, calcoalcalina, con altos valores $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7154-0,7633) (Schwab, 1971; Coira, 1973, 1975; Barbieri *et al.*1989). Las emisiones volcánicas aumentan de volumen durante el Arenigiano-Llanvirniano con los movimientos guandacólicos (Salfity *et al.*, 1984), de notable significado metalogénico en una región perteneciente a la Provincia Metalogénica Quiaqueña (Sureda, 1988). El contenido fosilífero y los controles bioestratigráficos son excelentes (Moya *et al.*, 1994). Se registra un marcado aumento en el fondo geoquímico de los metales de base, entre 400-5.000 ppm de Pb+Zn+Cu. En líneas generales, los distritos mineros con filones polimetálicos (Au, Cu, Fe, Pb, Zn) yacen en posiciones distales de la cuenca. En cambio, los distritos vetiformes (Pb, Zn, Ba) y los depósitos estratiformes (Pb, Zn, Ba), como El Aguilar, yacen en posiciones proximales o de plataforma (Sureda *et al.*, 1986; Sureda y Martín, 1990) (figura 1). La metalogenia submarina exhalativa proporciona la mayor concentración de Pb-Zn del Paleozoico sudamericano, entre sierra de Aguilar en Argentina y cerro de Pasco en Perú (Sureda y Martín, 1990; Cheney, 1991). Es importante apreciar el desarrollo casi paralelo con la Provincia Metalogénica Appalachiana (Stanton, 1984), la cual muestra un rosario de yacimientos sedex (Pb, Zn, Ba), entre Canadá y los Estados Unidos, en las cuencas ordovícicas

ubicadas sobre la costa atlántica de América del Norte. La proximidad de Laurentia hacia la época, cuya costa oriental se estima próxima a la costa occidental sudamericana en la configuración proterozoica de Rodinia, puede implicar una plumbotectónica y signaturas isotópicas muy semejantes para los yacimientos de metales de base de ambas provincias metalogénicas, Appalachiana y Quiaqueña, desde el Proterozoico hasta el Paleozoico inferior (Brown, 1962; Sureda, 1988; Zentilli *et al.*, 1988; Tosdal *et al.*, 1994; Tosdal, 1996; Sangster y Zentilli, 1998).

Tras un amplio hiato, el registro geológico prosigue con el emplazamiento de rocas alcalinas, basaltos y plutones graníticos epizonales del rift pre-andino, que penetran las unidades sedimentarias del Precámbrico superior y el Paleozoico inferior y medio a partir de la fase Araucana, en el límite Jurásico-Cretácico (Galliski y Viramonte, 1988). Entre el Valanginiano y el Eoceno medio acontece el depósito de sedimentos continentales del Grupo Salta, el cual concluye con los movimientos compresivos de la fase diastrófica Incaica (Salfity, 1982). Los registros estratigráficos post-incaicos son exclusivamente continentales y se encuentran asociados con los episodios de mayor relevancia en la configuración y el ascenso del orógeno de los Andes Centrales.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología y estructura

La sierra de Aguilar configura un pilar *(horst)* elevado sobre la estratigrafía mesozoica y cenozoica circundante, de 45 km de largo y 10 km de ancho, limitado por fallas submeridianas de alto ángulo, que deja las depresiones de Guatatayoc al oeste y de Tres Cruces al oriente. En la mayor parte de la sierra afloran sedimentitas marinas del Ordovícico inferior y medio. Se destaca una estructura anticlinal mayor de rocas paleozoicas, perturbada en el tramo austral por el emplazamiento de cuerpos graníticos cretácicos que asoman en ambos faldeos de la sierra (figura 2).

La columna estratigráfica comienza en la base con la Formación Despensa (Alonso *et al.*, 1982) que aflora en los Altos del río Despensa y al oeste de la mina El Aguilar. Consiste en pelitas areniscosas gris verdosas, arcosas y grauwackas bien estratificadas con algunas intercalaciones de conglomerados polimícticos en paleocanales de descarga fluvial proximal. Se observan litoclastos alóctonos de esquistos, migmatitas, vulcanitas queratofíricas metacuarcitas y granodioritas además de los elementos intracuencales. Las dimensiones de los clastos graníticos permiten inferir una procedencia terrígena relativamente próxima. Los afloramientos de la quebrada del arroyo de la mina Tapada muestran un distintivo clivaje de fractura. Algunos conglomerados presentan mineralización de sulfuros metálicos en la mesostasis. Esta unidad, de base desconocida, infrayace a la Formación Padrioc y

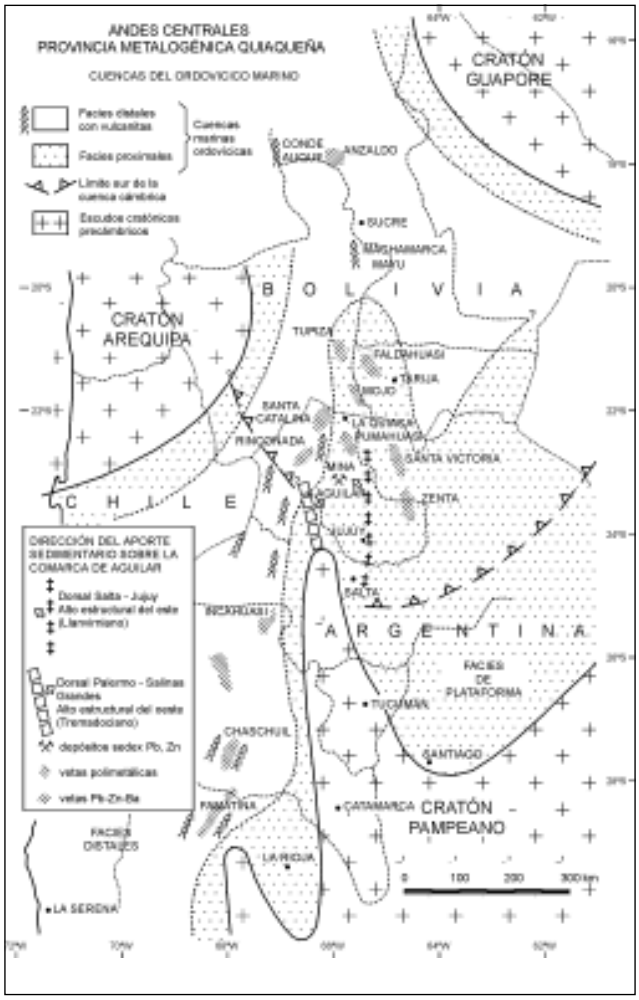


Figura 1. Mapa de la Provincia Metalogénica Quisqueña (Orodvícico Marino)

sólo muestra indicios de mineralización. Se le asigna al Tremadociano inferior por la existencia de *Dictyonema sp.* en estratos del arroyo de la mina Tapada. El ambiente deposicional se define como marino somero a mareal deltaico. El espesor expuesto es de 350 m. Tiene buena exposición en el tramo meridional de la sierra de Aguilar (figura 3).

La Formación Padrioc (Aceñolaza, 1968, *emend* Alonso *et al.*, 1982) es una sucesión dominante de areniscas arcósicas y areniscas calcáreas, de colores muy claros y granulometría gruesa, con grandes intercalaciones de lutitas negras fosilíferas hacia el techo de la unidad. Se aprecia regionalmente un engranaje lateral con la Formación Lampazar (Harrington y Leanza, 1957) en litofacies marinas transgresivas (Martín *et al*., 1989). Apoya concordantemente sobre la Formación Despensa en contactos bien expuestos en las quebradas de Maray y del arroyo de la mina Tapada. En el área de la mina El Aguilar y en coincidencia con el tercio superior de los niveles cuarcíticos, existen frecuentes intercalaciones

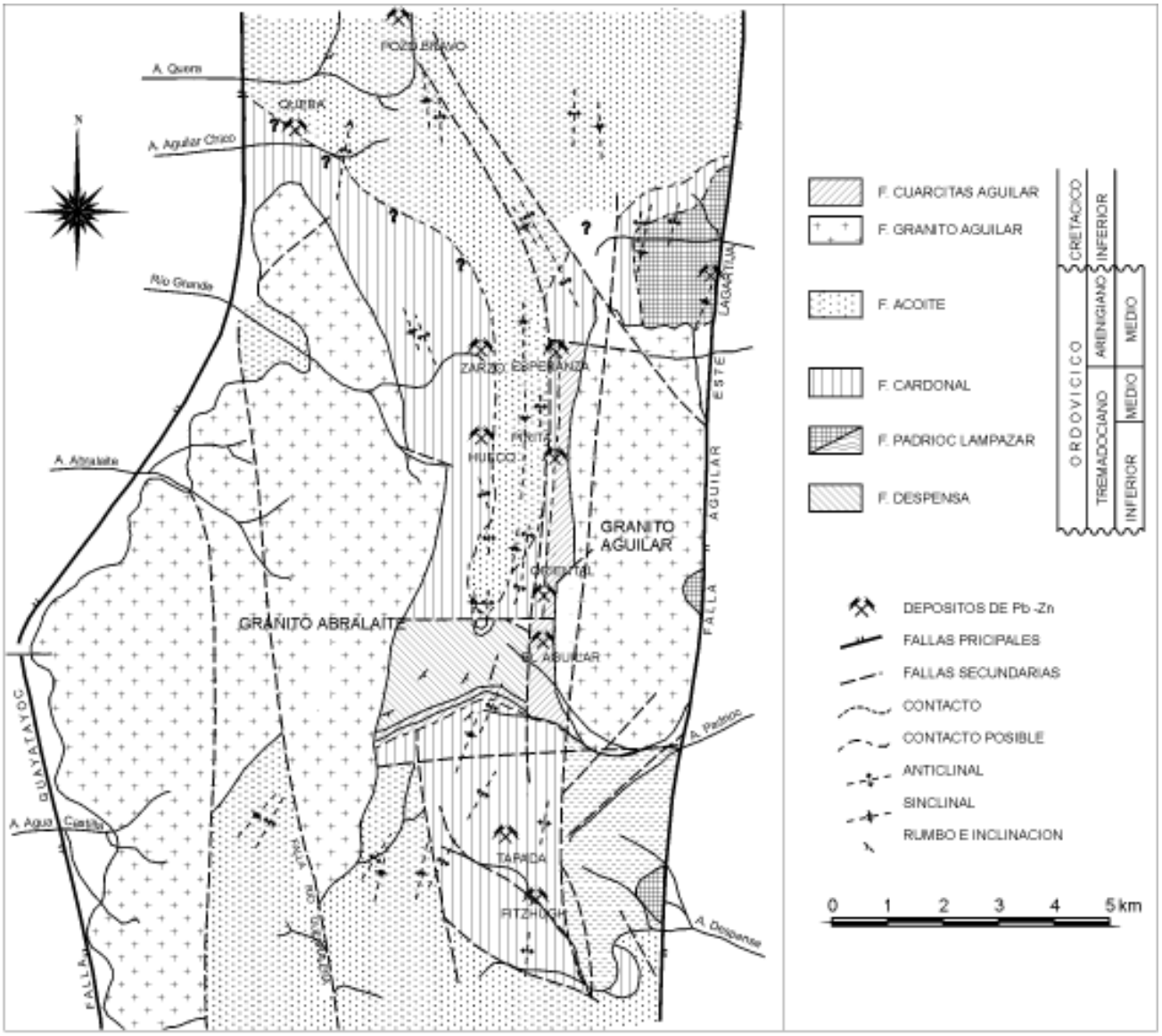


Figura 2. Mapa geológico del área.

menores de lutitas, calizas, chert, conglomerados, con elementos clásticos intra y extracuencales, brechas de deslizamiento y colapso con niveles bandeados de exhalitas. Hacia la base hay abundantes trazas fósiles (*Skolithos*) y quedan preservadas numerosas estructuras primarias de valor paleoambiental. La sedimentación es somera y de carácter intramareal en régimen transgresivo, granodecreciente. Es una unidad muy importante por albergar los mayores depósitos estratiformes de metales de base que se conocen en la Provincia Metalogénica Quiaqueña. Su correlación es clara con la Formación Cuarcitas Aguilar *(Aguilar Quartzite)* (Spencer, 1950), unidad metamórfica de edad cretácica cuyos protolitos sedimentarios le pertenecen. Se ha medido un espesor mínimo de 560 m y su contenido paleontológico indica una edad tremadociana inferior.

La Formación Lampazar (Harrington, 1937; Martín *et al.*, 1986) se encuentra muy bien representada hacia el oriente, en los perfiles de la sierra de Cajas. Predominan las litofacies pelíticas sobre las samíticas y psefíticas en los niveles más bajos del Tremadociano inferior. Muestra una sucesión de pelitas negras muy fosilíferas y areniscas finas grises bien laminas. En la sierra de Aguilar asoma en el área de Río Grande y la cancha de golf de El Aguilar, al norte y al este del Granito Aguilar, como también bajo la forma de intercalaciones en la Formación Padrioc. Se considera que existe un pasaje lateral entre el tope de la Formación Padrioc y la base de la Formación Lampazar a modo de cambio litofacial en el episodio transgresivo en la región. Esta unidad es única y exclusiva en el perfil de la sierra de Cajas. Las rocas de Lampazar también representan los protolitos sedimenta-

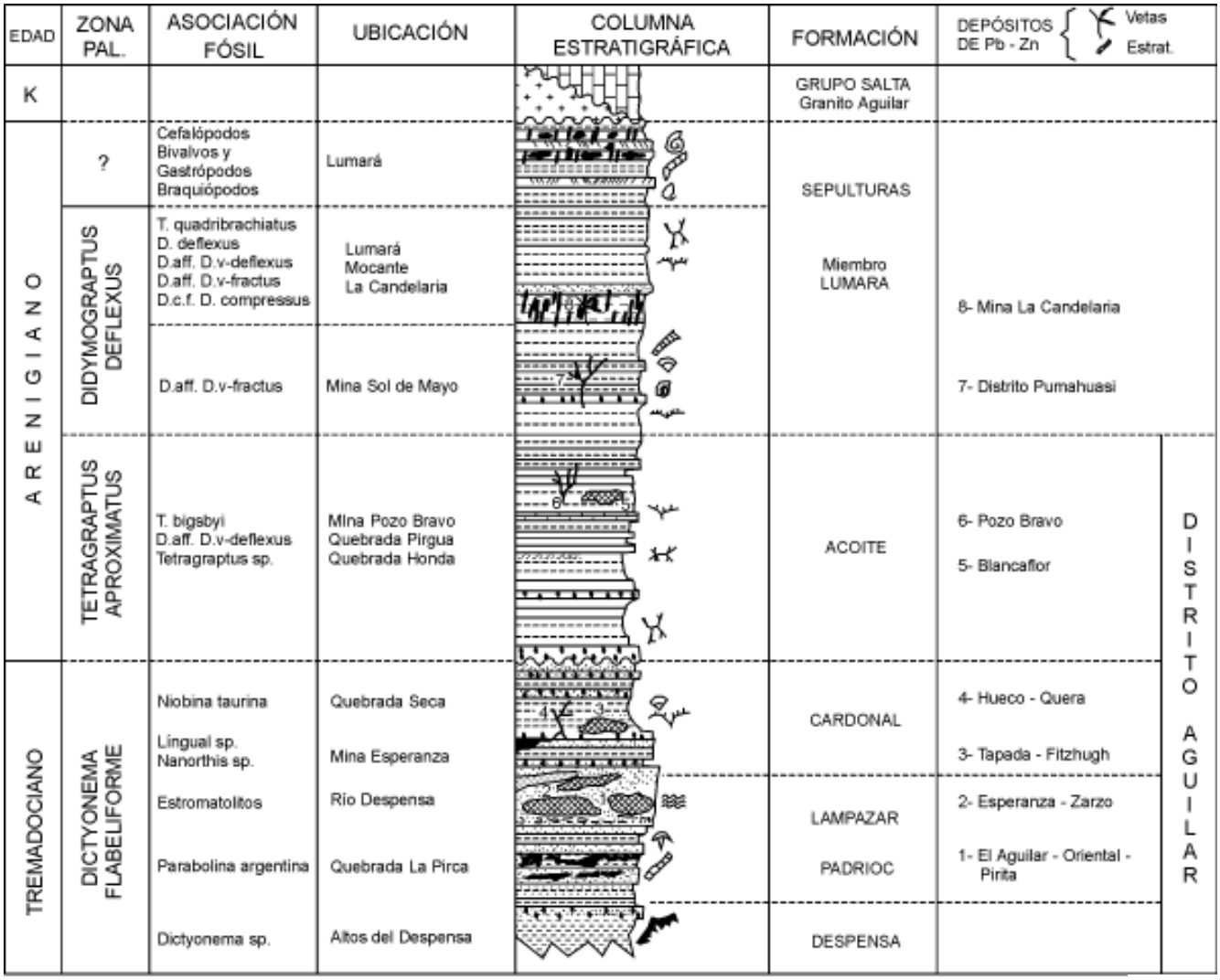


Figura 3. Estratigrafía de la Sierra de Aguilar y posición de los yacimientos de Pb-Zn.

rios de la unidad cretácica Pizarras Aguilar *(Aguilar Shale)* (Spencer, 1950) formada por las corneanas ubicadas hacia el techo o colgante en El Aguilar. En la quebrada de la mina Esperanza configura una escama tectónica entre la falla Esperanza y la falla Aguilar Oeste. Los restos fósiles indican una edad tremadociana inferior y el ambiente deposicional es marino, de aguas someras con facies anóxicas.

La Formación Cardonal (Harrington, 1937; Martín *et al.*, 1989) es una sucesión de areniscas pardas o gris verdosas con intercalaciones menores de pelitas oscuras, grises o pardas, que se apoya de modo concordante y transicional sobre la unidad anterior. La transición Padrioc-Cardonal suele extenderse por varios metros en la columna estratigráfica mediante la alternancia de areniscas claras y oscuras. Se ha medido un espesor mínimo de 340 m de sedimentos depositados en un ambiente marino somero durante el Tremadociano inferior. Sólo contiene cuerpos mineralizados pequeños.

La Formación Acoite (Harrington y Leanza, 1957) es la mayor unidad sedimentaria ordovícica de la sierra de Aguilar, tanto por los espesores expuestos -más de 3.000 m- como por la gran extensión de sus afloramientos. En el distrito minero muestra únicamente relaciones tectónicas con las formaciones infrapuestas, pero en el extremo norte de la sierra pasa en concordancia y transición a la Formación Sepulturas. Es una espesa sucesión turbidítica de grauwackas y pelitas grises, verdosas, interestratificadas con algunos niveles delgados de calizas oscuras y conglomerados sabulíticos finos. El registro fosilífero pertenece al Arenigiano inferior a medio y el ambiente deposicional es marino nerítico.

Con la Formación Sepulturas (Harrington y Leanza, 1957) culmina la estratigrafía ordovícica de la sierra de Aguilar bajo la forma de una sección de areniscas y lutitas rojas o moradas, de 300 m de espesor. Aflora en el tramo septentrional de la sierra, en las comarcas de Real Grande y

ALGUNOS EJEMPLOS DE ESTRUCTURAS DEL DISTRITO MINERO AGUILAR

- FALLAS - PLIEGUES - BRECHAS	FORMA Y TIPO / DATO RELATIVO	FALLAS INVERSAS MAYORES	FALLAS INVERSAS MENORES	FALLAS DIRECTAS MENORES	PLIEGUES DE PRIMER ORDEN	PLIEGUES DE SEGUNDO ORDEN	PLIEGUES MENORES	BRECHAS / ORIGEN
CENOZOICO MEÓGENO	POST GRANITO AGUILAR	- Aguilar Este - Guayatayoc	- Aguilar Oeste - Inclinada - Aº mina Tapada	- Canedo III □ - Pozo Bravo	- Aguilar Central	- Quebrada Vaca	- Quebrada Vaca - Río Grande - Quebrada La Candelaria	En el prospecto Lagartija / Falla Aguilar Este (tectónico)
MESOZOICO CRETÁCICO	SIN GRANITO AGUILAR		- Falla 4100	- Falla B - 8 □ - LAGUNA * - Falla B - 17 □	- Quebrada Vaca	- Capa A	- Nivel 1 - Nivel 3	En mina EL AGUILAR (Nivel 15) / Granito Aguilar (intrusión)
PALEOZOICO ORDOVÍCICO	PRE GRANITO AGUILAR		- Falla 11 - 28	- Embudo - Canedo I □			- OCA - 370 - OCA - 368	Mina EL AGUILAR (Capa A, C y K) / Cuenca Padriac (colapso y deslizamiento)

* COMPONENTE DE RUMBO DEXTRAL □ COMPONENTE DE RUMBO SINESTRAL

Tabla 1. Elementos estructurales más destacados en el distrito minero (relativos a la intrusión Granito Aguilar).

Mocante, con buenas exposiciones en los cerros Lumará y Viviano. Las litofacies presentes acusan los movimientos de la fase diastrófica Guandacólica en la región (Martín *et al.*, 1987).

El Mesozoico está representado por cuerpos magmáticos de edad jurásica superior-cretácica inferior pertenecientes al rift pre-andino. Se destacan los granitos de Aguilar, Abra Laite y Toldo. En la aureola metamórfica de los dos primeros yace la mayor parte de los depósitos metalíferos de plomo y zinc. Los sedimentos del Grupo Salta se han reconocido al naciente y al norte, sobre los flancos de la sierra. Sedimentitas modernas completan la columna estratigráfica con una espesa secuencia molásica terciárica (Eoceno medio-Mioceno Superior) acumulada en las fosas aledañas. El material de acarreo reciente corona las cumbres por encima de los 4.500 m con morenas y sedimentos glacifluviales. La figura 3 muestra la columna estratigráfica general de la Sierra de Aguilar indicando la posición de los yacimientos estratiformes y estratoligados de Pb-Zn-Ba en la región.

Los aspectos tectónicos de la sierra de Aguilar muestran un núcleo central de rocas paleozoicas, perturbado en el tramo austral por dos intrusivos graníticos mayores que asoman en ambos faldeos de la sierra. Las estructuras principales tienen elongación submeridiana y responden a los movimientos más importantes del ciclo tectónico Andino. Dos grandes fallas submeridianas de alto ángulo, Aguilar Este y Guayatayoc, delimitan el pilar (*horst*) ascendido de la sierra, con un rechazo vertical de varios km. Estudios geofísicos revelan un patrón de empuje andino con vergencia oriental, geometría lístrica invertida y fuerte acortamiento horizontal, interpretados como sobrecorrimientos. Esto es visible en la falla Aguilar Este, donde existe fuerte buzamiento al oeste, con superficie superior cóncava y rápida horizontalización en profundidad (Boll y Hernández, 1986). Los ejes del plegamiento en el distrito minero también se hallan alineados en sentido norte-sur. Los cuerpos de mena en El Aguilar pertenecen al limbo occidental de un anticlinal asimétrico hoy erosionado. Se aprecia una tectónica polifásica complicada, en parte con deformación paleozoica, acentuada por la intrusión de los granitos mesozoicos y muy evidente en los episodios orogénicos andinos. De esta manera, resulta bastante obvio que el plegamiento principal, al igual que el fallamiento, es posterior al emplazamiento de los plutones de Aguilar y Abra Laite. Sin embargo, existe un antiguo sistema de pliegues menores afectando las capas inferiores de la sección mineralizada en El Aguilar y con alineación noroeste-sureste de gran importancia para la exploración y localización de las menas. La tabla 1 muestra los elementos estructurales más destacados en el distrito minero, agrupados en una cronología relativa a la intrusión del Granito Aguilar. Es interesante señalar el significado de los diferentes tipos de brechas asociadas a las mineralizaciones de Pb y Zn, un rasgo omnipresente en los depósitos minerales de la sierra de Aguilar y de indudable importancia genética. Predominan las brechas intraformacionales ordovícicas, vinculadas con fenómenos de deslizamiento y

colapso en las cubetas de salmueras metalíferas densas del fondo marino y penecontemporáneas con su depósito. Las brechas asociadas a la penetración del granito y aquellas asociadas con las superficies de falla y fracturamiento en el Cenozoico, sólo raramente tienen relación con mineralizaciones. La figura 4 ilustra un esquema evolutivo de la región (Sureda y Martín, 1990 a-b).

El panorama estructural es complicado en la escala minera y dificulta la correlación estratigráfica de las formaciones ordovícicas a lo largo de la sierra de Aguilar, situación de especial interés en la exploración por nuevos mantos mineralizados que puedan ampliar las reservas mineras. En años recientes, CMASA ha realizado un programa de investigación tectónica en la columna paleozoica con el apoyo de la RTZ Mining and Exploration Ltd y de la Royal Holloway University. En los aspectos más relevantes del análisis estratigráfico se interpretan tres megasecuencias asociadas al rift irúyico: una megasecuencia pre-rift con las formaciones Padrioc y Despensa, una megasecuencia sin-rift con las formaciones Cuarcitas Aguilar y Lampazar y una megasecuencia post-rift con las formaciones Cardonal y Acoite. En el análisis estructural se definen tres dominios tectónicos o bloques estructurales bien controlados por la influencia del Granito Aguilar e identificados, de sur a norte, como Bloque Mina Aguilar, Bloque Esperanza y Bloque Río Grande, con un bloque adicional en el sur que comprende los mayores afloramientos de las cuarcitas de la Formación Padrioc en las quebradas de Maray y del río Despensa. Se concluye que las correlaciones entre los dominios establecidos pueden ser inciertas y se identifican 28 unidades litoestratigráficas, muchas de ellas litofacies locales, discontinuas y no mapeables. Los episodios metalogénicos entre mina El Aguilar y mina Esperanza estarían desvinculados en el tiempo y las menas de mina Esperanza, estratoligadas exclusivamente a la Formación Lampazar, serían más recientes. Todas las mineralizaciones de importancia pertenecerían a la megasecuencia sin-rift. Se recomienda la exploración del Bloque Esperanza, en especial los niveles de cuarcitas infrayacentes (Marquina, 1999).

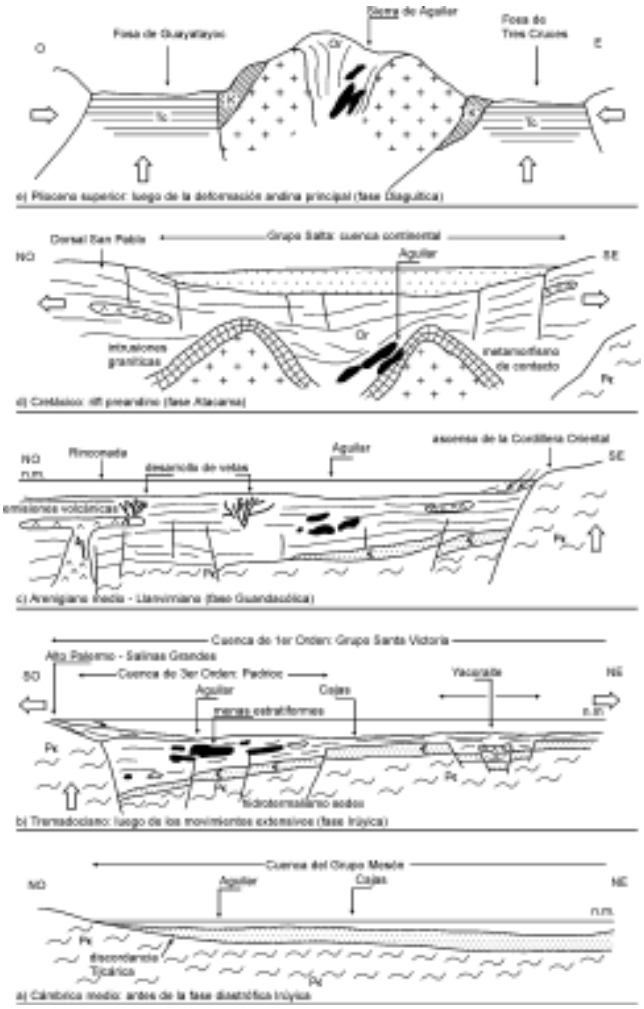


Figura 4. Esquema evolutivo.

Morfología de las mineralizaciones

En el distrito minero de la sierra de Aguilar es posible identificar no menos de cuatro tipos de mineralizaciones de metales de base con diferente filiación genética (Sureda y Martín, 1990 b). Si bien el conocimiento sobre estos problemas aún no es concluyente, de modo provisorio podemos agrupar sus depósitos minerales del siguiente modo:

a) Depósitos estratiformes de plomo y zinc, singenéticos con la sedimentación de la Formación Padrioc y afines con el modelo denominado sedex. Representan, en volumen y de modo holgado, la mayor proporción de mena existente. Se postula para ellos una fuente exhalativa que ha derramado salmueras metalíferas densas, con peso específico mayor a 1,2 g/cm^3, en el fondo marino del Tremadociano inferior. Al presente, son los depósitos mejor estudiados y con óptima exposición de sus relaciones geológicas en tres dimensiones en la mina El Aguilar. Corresponden también a las yacencias de la mina Esperanza y de los prospectos Oriental y Río Grande.

b) Depósitos estratoligados de plomo y zinc, en su mayor parte también estratiformes, y con fuertes anomalías geoquímicas de Ba y Mn. Yacen en otras unidades litoestratigráficas ordovícicas, mayormente en la Formación Cardonal o, en menor cuantía, en las Formaciones Despensa y Acoite, bajo la forma de pequeños prospectos y manifestaciones de escaso interés económico. Pueden interpretarse como generados en episodios formativos similares, previos o posteriores al suceso metalogénico principal. Predominan las relaciones singenéticas entre las menas y las rocas hospedadoras, pero también es posible atribuir algunas relaciones epigenéticas a otros factores loca-

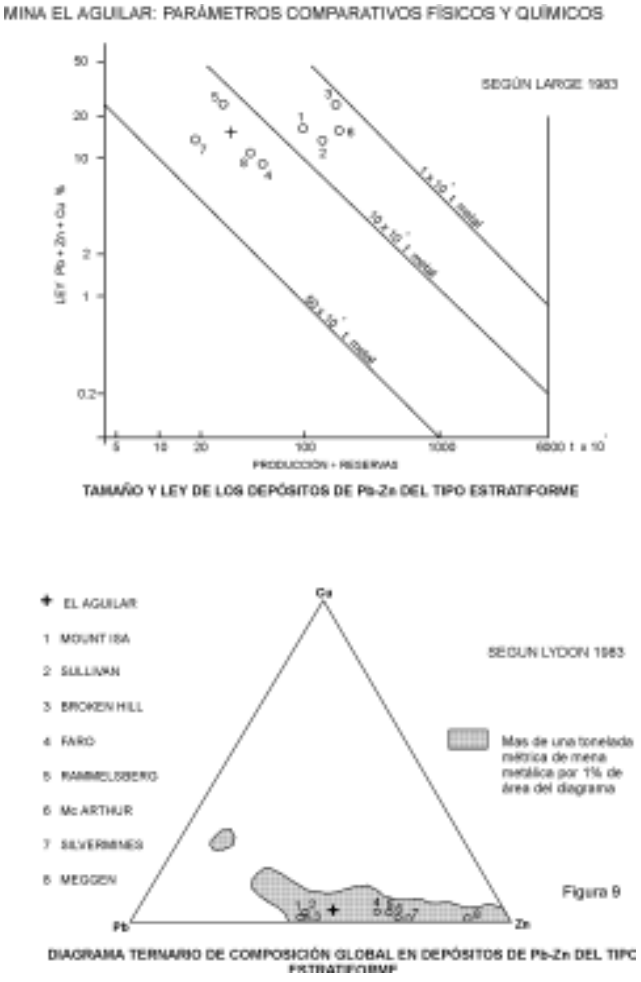


Figura 5. Características físico-químicas de El Aguilar.

les que impliquen removilización. Como ejemplos podemos citar los prospectos Blancaflor, Fitzhugh, Tapada, Hueco y Zarzo.

c) Depósitos de plomo y zinc invariablemente pequeños y con relaciones espaciales afines a los complejos de diques y granitos alcalinos asociados a la fase diastrófica Atacama del ciclo tectónico Andino en el límite Jurásico-Cretácico. Muestran una geometría variada, por lo general discordante en relación a las rocas encajonantes paleozoicas. Existen indicios que apuntan a una diferente respuesta geoquímica y paragenética, pero no hay aún estudios conclusivos sobre este tema. Se puede incluir en este apartado a los prospectos Pirita, Josefina, Porfía, Quera, Pozo Bravo y Candelaria. También algunas mineralizaciones metamorfizadas y metamórficas en El Aguilar, las cuales muestran metasomatismo comprobado en relación al granito.

d) Depósitos polimetálicos, algunos de plomo y zinc, asociados con estructuras andinas post-cretácicas. Son muy escasos y pequeños. Aquí podemos citar el prospecto Lagartija, alojado en la falla Aguilar Este.

PRINCIPALES YACIMIENTOS DEL DISTRITO

MINA EL AGUILAR

Sistema de explotación

En la mina El Aguilar se han utilizado tres métodos para la extracción del mineral, dos de ellos se emplean a la fecha: subterráneo de corte y relleno ascendente en rajos entre niveles *(stope),* con una variante menor de cámaras sin relleno cuando la competencia de la roca lo permite, y a cielo abierto en canteras *(open pit).* El tercer método, también subterráneo y característico de mina El Aguilar, fue llamado de *cuadros cuadrados* y ha sido de uso generalizado en décadas pasadas para el trabajo en los rajos entre niveles. Muy adecuado para las explotaciones con rocas débiles en zonas de falla, consiste en el armado de columnas y puntales con rollos de quebracho u otra madera dura equivalente, formando conjuntos de cuadros o paralelepípedos trabados entre sí en cada subnivel. Como la resistencia de las rocas en El Aguilar, salvo en parajes muy deformados de interior de mina, suele ser bastante buena, el método fue descartado y creció el empleo de tornillos de anclaje *(rock bolts)* para asegurar bóvedas autoportantes en el laboreo subterráneo. El relleno siempre utilizó piedra partida de las canteras superiores y la ganga o estéril del interior de mina. Con más de sesenta años de actividad, las labores mineras exponen las menas estratiformes en El Aguilar mediante 25 niveles en sentido vertical a lo largo de más de 2 km en dirección norte-sur dentro de la aureola metamórfica situada en el borde suroeste del Granito Aguilar. La distancia entre niveles es de 40 metros. Existen más de 80.000 km en túneles, galerías, chimeneas y cortavetas con una extensión longitudinal de 2.200 m, entre superficie y el nivel 25, lo cual equivale a 900 m de extensión vertical. Las menas se llevaban a una trituradora primaria en el nivel 8 de la mina y luego al establecimiento de El Aguilar, situado 500 m más abajo, en el pie oriental de la sierra de Aguilar. El traslado se realizó por medio de un cablecarril de tres kilómetros de recorrido, con una capacidad instalada adecuada a la planta de beneficio, durante la mayor parte de la vida útil del yacimiento. Desde la década de los ’80, un túnel largo, con más de 7 km de extensión, atraviesa el Granito Aguilar y conecta El Aguilar con el nivel 18 de la mina. Reemplazó al cablecarril y facilita notablemente las operaciones de extracción por debajo del nivel 8. En El Aguilar acontece la molienda y las menas molidas pasan a una planta hidrometalúrgica, que opera por el método de flotación de sulfuros en medios espumantes y produce concentrados comerciales de plomo y zinc. Los concentrados de plomo salen con 74 a 78% de Pb, 2 a 4% de Zn y 1,4 kg/t de plata promedio, mientras los concentrados de zinc

	DESCRIPCIÓN (Tipos)	ASOCIACIÓN MINERAL	ABUNDANCIA RELATIVA %	ROCA ALOJANTE O DE CAJA	UBICACIÓN (Paraje del ejemplo)
TEXTURAS PRIMARIAS (singenéticas o penecontemporáneas)	- EN BRECHAS	esfalerita > galena	63	Metacuarcita	Capa -A : OCA-302
	- BANDEADA (exhalitas)	esfalerita, pirita, galena	15	Metacuarcita, Corneana	Capas -G, C : B-G- 267
	- DISEMINADA (inhalitas)	esfalerita, galena	10	Metacuarcita	Capa -ANX : 6-ANX-430
	- MACIZA	gal > esf (po, cpy)	5	Metacuarcita, Mármol	Capas -B B_1 B_2, K : 10-B B_1 B_2 345
	- CEMENTACIÓN (matriz de conglomerado)	esf, gal (py, po)	1.3	Areniscas sabulíticas y conglomerados	Capa -C , 14-C-278
TEXTURAS SECUNDARIAS (de penetración epigenética)	- VÉNULAS	galena >> (esfalerita)	3	Metacuarcita	Capas -A,K : 15 -A-325
	- REEMPLAZAMIENTO (skarn)	gal, esf (py, po, cpy)	2	Mármol	Capas - B, K : OC B - 306
	- STOCK WORK (inhalitas + tectónico)	galena >> (esfalerita)	0.6	Metacuarcita	Capas -A, K : 14- K - 307
	- RELLENO (geodas en microkarst)	esfalerita, galena	0.1	Arenisca calcárea Mármol	Capa -A : 5-A -302

Tabla 2. Estructuras de la mineralización, mina El Aguilar.

contienen 55% de Zn, con 2 a 3% de Pb y una media de 220 g/t de plata. Los concentrados se transportan en camiones hacia Tres Cruces y luego hacia los establecimientos metalúrgicos.

Morfología

En la mina El Aguilar se encuentran varios cuerpos concordantes mayores, con minerales de plomo y zinc, ubicados en una sección estratigráfica favorable del tramo superior de la Formación Padrioc. Antiguamente conocida como Cuarcitas Aguilar (Spencer, 1950), esta unidad tiene 200 m de espesor, 70° de buzamiento al oeste y hundimiento axial (*plunge*) hacia el sur. El desarrollo actual de la mina expone una visión vertical superior al kilómetro y en los planos inferiores sus estratos tienden a la horizontal, con buzamientos inferiores a los 45°. Pertenece al limbo occidental de un anticlinal parcialmente erosionado. Las dimensiones promedio de los cuerpos de mena varían entre 150 a 1000 m de largo, 50 a 300 m de ancho y 5 a 80 m de espesor. Estas unidades mineralizadas se extienden más de 2 km en la aureola metamórfica, con rumbo norte-sur, junto al borde suroeste del Granito Aguilar. En la figura 5 se muestran las características fisico-químicas de El Aguilar comparando su tonelaje (30 Mt), ley metálica integrada (Zn+Pb+Cu = 18%) y composición global, con otros ocho grandes depósitos de Pb y Zn del tipo estratiforme en el mundo.

Mineralogía

La mineralogía primaria de las menas metálicas es bastante simple y comprende esfalerita ferrífera (marmatita), galena y pirita. Los acompañantes menores incluyen pirrotina, greigita, calcopirita, tetraedrita-tennantita, pirargirita, alabandina, arsenopirita, magnetita, marcasita y molibdenita. Existe un número considerable de minerales raros y diminutos, muchos de ellos originados en transformaciones metamórficas o metasomáticas post-deposicionales (Sureda, 1994). En este sentido, el examen microscópico en luz polarizada de reflexión permite identificar además: wurtzita, bournonita, boulangerita, cubanita, jamesonita, semseyita, gudmundita, estannita, isoestannita, mackinawita, breithauptita, ullmannita, wolframita, con oro, plata, antimonio y plomo nativos.

Las estructuras de la mineralización (*ore structures*) describen los rasgos texturales mesoscópicos de las menas y sus rocas encajonantes. Estas texturas en escala mayor son comunes y de notables implicancias en ciertas tipologías de yacimientos minerales estratoligados, tal como acontece en los depósitos sedex. El término *ore structure* ha sido introducido en la literatura geológica con esta finalidad por Gustafson y Williams (1981: 154). En idioma español, el uso de estructura de la mineralización o estructura de mena es aconsejable, más allá de los simples aspectos lingüísticos de una traducción, por sus analogías evidentes con las estructuras sedimentarias y su implicancia de acción de fuerzas coetáneas o posteriores a la formación de la roca. También existe una gran distancia conceptual que separa a este vocablo de textura de mena (*ore texture*) y su significado de ensamble mineral, trama o tejido primario durante el depósito, blastesis o cristalización de la paragénesis (Sureda y Martín, 1990 b). En la mina El Aguilar los cuerpos mineralizados se destacan por su posición estratigráfica y por estas características estructurales (tabla 2):

a) La estructura en brechas (63%) es la más común, predominando en las brechas intraformacionales ordovíci-

cas, las cuales son penecontemporáneas con la sedimentación de los metales. La estructura consiste, de un modo casi exclusivo, en fragmentos angulosos de metacuarcitas claras, con tamaños entre algunos centímetros a metro y medio de diámetro . La matriz muestra esfalerita y cuarzo finamente cristalino, con cantidades menores y variables de galena y pirita. Su origen se atribuye al flujo y deslizamiento en las cubetas de salmueras metalíferas densas del fondo marino. Está formada por exhalitas colapsadas gravitacionalmente antes de la diagénesis

b) La estructura bandeada (15%) se encuentra con frecuencia por encima de la anterior, o bien interestratificada con ella y con la estructura maciza, a la cual suele pasar en transición. Tiene una mineralogía simple dispuesta en bandas alternantes y distintivas, a veces muy finamente laminadas de pirita y marmatita dominantes en relación a galena. La matriz silícea intercala también en bandas distintivas por granometría y proporciones minerales. Aquí es posible reconocer sílex (*chert*), cotículas y otras exhalitas, aún en parajes con metamorfismo en facies de corneanas hornbléndicas. Casi siempre existe concordancia entre la estratificación original de las rocas hospedantes y el bandeamiento de las menas. Se interpreta como típicas exhalitas en la parte media y superior de las lagunas densas acumuladas en el piso submarino.

c) La estructura diseminada (10%) es característica hacia el piso de la sección mineralizada. Los sulfuros metálicos se distribuyen de modo homogéneo en la roca, en proporciones que van desde trazas o contenidos subeconómicos hasta constituir el 70% de la misma. Marmatita y galena son los minerales más abundantes, con proporciones menores de pirita y pirrotina. Suele ser muy común en otros depósitos sedex, también hacia la base del sistema geotermal, tal como sucede en El Aguilar donde predomina en el yaciente de ortocuarcitas. Es parte de la fracción de sulfuros metálicos, denominados inhalitas, que se ha dispersado en las arenas inconsolidadas del fondo marino cristalizando por debajo del agua de mar.

d) La estructura maciza no excede el 5% sobre el total de menas y supone contenidos de sulfuros superiores al 70% de la roca. Estos cuerpos carecen de lineaciones internas en el arreglo textural de sus minerales, los cuales se presentan recristalizados con granulometría gruesa a muy gruesa. Tanto galena como esfalerita oscura (marmatita) y aún pirrotina, suelen configurar cuerpos macizos de dimensiones métricas, con tamaños variables dentro de otros tipos estructurales dominantes, como las estructuras bandeadas o las diseminadas. En la mayor parte de los casos representa metamorfismo y removilización a partir de exhalitas e inhalitas del sistema geotermal original.

e) La estructura de cementación involucra los conglomerados mineralizados de la columna estratigráfica. Son conglomerados polimícticos de clastos intra y extracuencales, con diámetros que promedian entre 2 a 4 milímetros. Están cementados principalmente por marmatita, con proporciones menores de galena, pirita pirrotina y calcopirita. Las menas de cementación yacen con geometría de lentes muy elongadas, en concordancia con otras rocas hospedadoras, y suelen pasar en transición a mineralización bandeada o diseminada de marmatita y pirita.

f) La estructura venular tiende a formar un macizo de vetillas entrelazadas de sulfuros metálicos constituyendo verdaderos criaderos en masa *(stockworks*). En El Aguilar se ha desarrollado hacia el yaciente, en el piso de la sección cuarcítica favorable y muestra diseños deformados por la intrusión del Granito Aguilar. Son fracturas rellenas con galena dominante y menor proporción de calcopirita, con distribución y frecuencia muy variables al igual que sus parámetros de espesor y longitud. Argumentos geométricos, geoquímicos y de zonación identifican los principales conjuntos de vetillas con estructuras primarias ordovícicas asociadas a los vertederos del sistema geotermal. Está configurada por típicas inhalitas, en oposición a exhalitas, o sea la paragénesis del sistema que no alcanzó a verter o eyectarse sobre el piso marino. En este sentido, se destacan los frentes de explotación subterránea en 14-K-310 y 14-K-305 y sus sistemas de fisuras tensionales con cierta orientación paralela entre sí, pero oblicuas a los planos de la estratificación dominante. Tanto su diseño en superficies cónicas circundando las zonas de menas bandeadas y macizas, con alta relación Pb/Pb+Zn (< 0,8), como su relleno de galena predominante, son aspectos muy significativos asociados a las chimeneas de emisión.

g) Las estructuras de reemplazo o *skarns* están asociadas a los silicatos de *skarn*, con amplia y llamativa distribución en el yacimiento. Volumétricamente están siempre muy subordinadas a los otros tipos estructurales. Los sulfuros de plomo y zinc del *skarn* no superan el 2% de la mineralización total en las evaluaciones de reservas. Las asociaciones minerales comunes contienen esfalerita y galena junto a calcita, granates de la serie grosularia-andradita-espesartina, rodonita, epidotos, bustamita, piroxenos de la serie diópsido-hedenbergita-johannsenita, tremolita, actinolita, plagioclasa cálcica y wollastonita. Entre las especies menos frecuentes se ha identificado: augita, vesubianita, dolomita, ankerita, kutnahorita, fluorita, axinita, baritina, apatita, helvina, ludwigita, pirosmalita, rutilo, escapolita, titanita, turmalina, wolframita y zircón.

Las secciones esquemáticas de la figura 6 tienen orientación este-oeste y representan la ubicación de los cuerpos de mena, entre las cuarcitas en la base y las corneanas en el tope, de la columna mineralizada de El Aguilar. Estos cuatro cortes permiten apreciar las variaciones mayores y el efecto de las fallas a lo largo de 1.900 m en sentido norte-

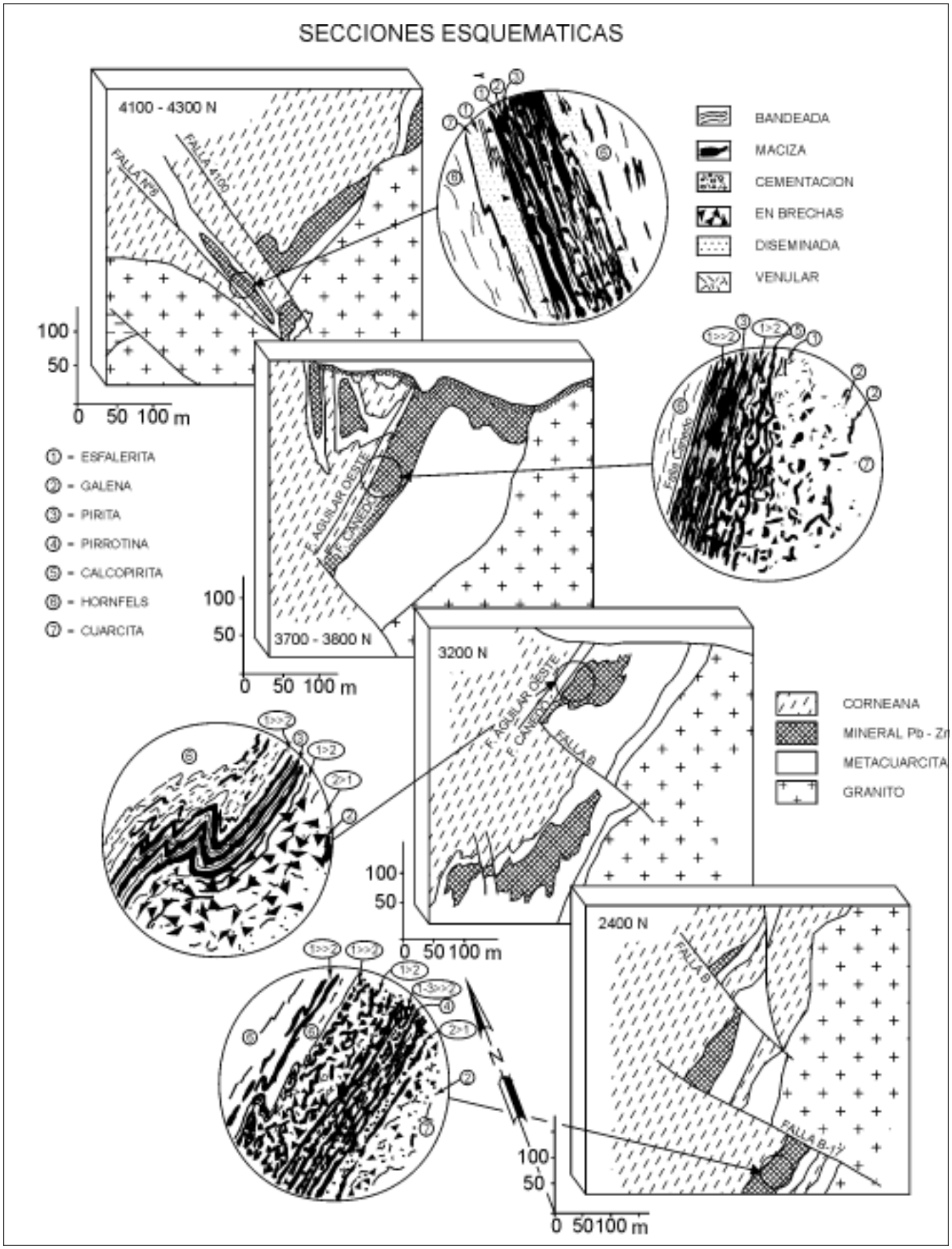


Figura 6. Secciones esquemáticas de la ubicación de los cuerpos de mena.

TIPOS DE ALTERACIÓN EN LAS ROCAS HOSPEDANTES

POSICIÓN GEOLÓGICA	DESCRIPCIÓN	ABUNDANCIA RELATIVA %	ELEMENTOS HUESPED	UBICACIÓN
SINSEDIMENTARIA (Paleozoico)	- HIDROTERMAL I Halos Fe-Mn-Ba	50 ?	Mn - Fe	7-A-316, OCB-306, 7-A-325
	- SILICIFICACIÓN I	10	SiO_2	6-ANX-426, 2-E-378
METAMORFISMO Y PIROMETASOMATISMO (Mesozoico)	- SKARN	20 ?	B-F-Be Mo-Fe-Mn	4-A-407, OCA-302, OCA-370 OCE-370, 6-A-407, 9-G-267
	- FELDESPATIZACIÓN (K) (Alteración)	10	K - Na	7-A-341, 7-A-336, 6-A-407
	- HIDROTERMAL II Halos Fe-Mn	1 ?	Mn - Fe	OCA-300, Mina Oriental, Cerro Toro
FENÓMENOS TECTÓNICOS con fallas inversas y plegamientos (Rocas cataclásticas) (Cenozoico)	- DIAFTORESIS	5 ?	H_2O , CO_2	Grandes zonas de fallas
	- SILICIFICACION II	2	SiO_2	Qda. Vaca, Valle del Padrioc
	- HIDROTERMAL III	2	Mn - Fe	Prospecto Lagartija, Mina Oriental

Tabla 3. Tipos de alteración en las rocas hospedantes.

sur (entre las coordenadas 4300 N a 2400 N de la mina) y la distribución de las estructuras de las menas. En general, desde el piso al techo, se suceden las estructuras venular, diseminada, en brechas, cementación de conglomerados, maciza y bandeada. Las dos primeras corresponden a típicas inhalitas, las otras dos pueden ser de transición (con inhalitas y exhalitas, o bien una u otra) y finalmente, las dos últimas representan típicas exhalitas, en especial la estructura bandeada. La tabla 3 ilustra los tipos de alteración hidrotermal o metasomática en las rocas de caja, sus características y ejemplos.

Estudios isotópicos

Existe una geología isotópica inicial de Pb con relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$: 17,92; $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15,53 y $^{208}Pb/^{204}Pb$: 36,69 obtenidas en una muestra de galena de El Aguilar (Brown, 1962), sobre cuyos valores analíticos han calculado una geocronología con dos edades diferentes, 351 ± 20 Ma por el método Russell-Farquhar-Stanton y 428 ± 25 Ma por el método de Holmes-Houtermann, ambas edades paleozoicas, pero más jóvenes que la precisa edad bioestratigráfica disponible. Este dato muestra muy bajo plomo radiogénico en línea con un origen mantélico, circunstancia poco consistente con otras evidencias. Nueva información analítica proporcionada por Zentilli *et al* (1988), sobre cuatro muestras de galena de El Aguilar, muestran relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,053, 18,051, 18,047 y 18,033; $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,647, 15,644, 15,645 y 15,633; $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38,087, 38,073, 38,078 y 38,027. En el diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ estos valores caen entre las curvas de corteza superior y orógeno e inclusive, en el diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ muy por encima de la curva de orógeno, denotando una filiación continental de posible subcorteza granulítica para la evolución plumbotectónica de la época (Zartman y Doe, 1981). Las edades radimétricas derivadas de estos análisis y calculadas en 500 ± 10 Ma son muy coincidentes con el registro fósil de la fauna de graptolites en las formaciones Padrioc y Lampazar hacia el Tremadociano inferior. La edad del Granito Aguilar fue reportada iniciamente por Halpern y Latorre (1973), con el método Rb/Sr, en 133 ±8 Ma sobre roca total y en 110 ± 5 Ma sobre biotita cloritizada. Mas tarde, Linares y Latorre (1975) proporcionan nuevos análisis con métodos de K/Ar y Rb/Sr aconsejando para el Granito Aguilar una edad de 118 ± 15 Ma, que lo ubica en el Cretácico inferior.

MINA ESPERANZA

Introducción

Mina Esperanza era un antiguo prospecto de Zn y Pb en la sierra de Aguilar. Conforme al registro de minas de la provincia de Jujuy ha sido concedida a favor de la Compañía Minera Aguilar S.A. desde el 11 de abril de 1922. Recién a partir del año 1990 ha entrado en producción, luego de un breve período de trabajos de prepa-

ración y desarrollo. Ubicada a 4.700 m s.n.m., yace sobre el faldeo oriental de la sierra de Aguilar y dista 17 km por camino de cornisa al norte de la localidad de El Aguilar, sede de la planta de molienda y flotación de CMASA. La planta ahora recibe también el mineral de Esperanza para la elaboración de concentrados de Zn y Pb. Estas menas bajan en camiones y en comparación proporcionan un mineral de cabeza con leyes más altas en Zn. Sin embargo, suelen presentar contenidos elevados e indeseables de Mn, debido a la frecuente presencia de alabandina en cantidades notables, acompañando a esfalerita-marmatita. En estos depósitos reside la mayor expectativa de la empresa para asegurar nuevas reservas de mineral.

Las primeras descripciones geológicas de este depósito corresponden a Brown (1932). Otros trabajos inéditos pertenecen a Lea (1953, 1954) quien realizó los primeros estudios estructurales, Garavilla y Maragoto (1972) definen las primeras reservas comprobadas, evaluadas en 75.000 t con 12,7% Zn y 4,9% Pb y 100 g/t Ag, por medio de 1.180 m de perforaciones. Hopwood (1973) adelanta la hipótesis de una génesis sedimentaria-exhalativa para estas mineralizaciones. Los antecedentes éditos que mencionan la mina Esperanza se suceden con Sgrosso (1943), Angelelli (1950, 1971, 1984), Spencer (1950), Ahlfeld (1955), Brown (1962), Sureda y Amstutz (1981), Barbieri *et al.* (1989), Sureda y Martín (1990 a-b) y Sureda *et al.* (1992).

Exploración y sistema de explotación

Las tareas de exploración realizadas incluyeron 2.600 m de perforaciones de diámetro BQ, distribuidas en 55 sondeos, verticales e inclinados, con un promedio de 47 m por pozo. Se ha definido una cubicación superior a las 500. 000 t para una ley de corte del 8,2% combinado (Zn, Pb y Ag). La apertura y el desarrollo para el laboreo subterráneo ha comprendido 800 m de galerías sobre mena, cortavetas y obras de acceso a las estaciones de perforación. Existe un proyecto para desarrollar nuevas labores de habilitación para la explotación minera. La ubicación y la geometría del yacimiento han impuesto la adopción de un sistema mixto, con trabajos a cielo abierto y subterráneos. La figura 7 ilustra el laboreo en los niveles 4.673 y 4.650. La habilitación de canteras ha incluido frentes con bancos de 10 m de altura, bermas de trabajo de 8 m y bermas de seguridad de 3,5 m de ancho. Las mallas de perforación en mineral van con equidistancias de 2,5 m entre pozos y 2 m entre filas, mientras las mallas de perforación en estéril tienen equidistancias de 3,5 por 3 metros. El diámetro de perforación es de 3 pulgadas mediante *track-drill,* con sobrepozos de 1,5 m y cortes en paredes terminales cada 1,5 m con dinamita y cordón detonante. El explosivo usa carga de fondo con gelamita (85% valor fuerza) y amonita en carga de columna. El destape en el laboreo muestra una relación estéril/mena de 2/1 y la producción media es de 400 t por día.

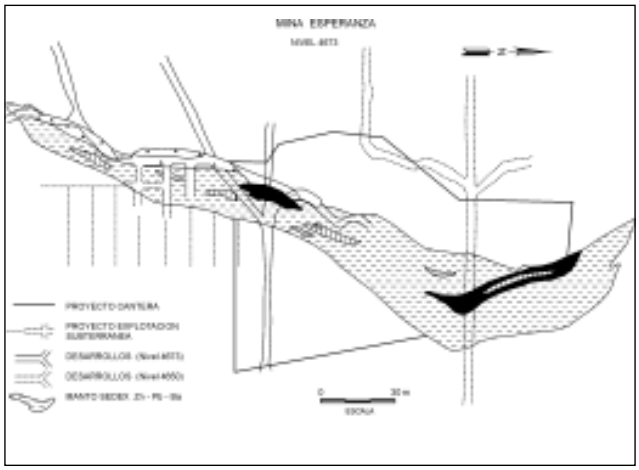


Figura 7. Laboreo en niveles 4673 y 4650.

El laboreo subterráneo emplea el sistema de corte y relleno. El corte es transversal a la estructura mineralizada y el relleno puede ser no clasificado o cementado. El diseño muestra un ancho de minado de 4 m e igual ancho de pilares. Las perforaciones se atienden con martillos neumáticos manuales y la extracción usa pala electrohidraúlica. El tipo de explosivo elegido: carga de fondo con dinamita (65% valor fuerza) y anfo prill en carga de columna. La producción varía entre 300 y 500 t por día. Las proyecciones para la exploración en mina Esperanza comprenden un programa de 6.000 m de sondeos de diamantina y 1.500 m de labores subterráneas destinadas a examinar la continuidad hacia el oeste de los cuerpos descubiertos por debajo del manto principal. Interesa la ampliación de las reservas conocidas y la búsqueda de nuevos depósitos sedex de Zn-Pb-Ba en una provincia metalogénica promisoria para este tipo de mineralización.

Litología y estructura

Los depósitos minerales estratiformes (Zn-Pb-Ba) de la mina Esperanza se intercalan en la Formación Lampazar, sección inferior de la columna estratigráfica ordovícica de la sierra de Aguilar, en las proximidades del Granito Aguilar y dentro de su aureola de metamorfismo de contacto (figura 8). Las Formaciones Padrioc, Lampazar, Cardonal y Acoite corresponden a sedimentos marinos silicoclásticos depositados entre el Tremadociano inferior y el Arenigiano. Estas cuatro unidades formacionales configuran una estructura sinclinal a la altura del paralelo de la mina Esperanza, de rumbo submeridiano y hundimiento axial *(plunge)* hacia el norte. En el área de la mina Esperanza, dos importantes fallas inversas, Alto Grande al oeste y Aguilar Oeste por el naciente, delimitan un bloque menor en coincidencia aproximada con la línea de altas cumbres de la sierra. En el faldeo oriental afloran los mantos mineralizados del yacimiento. Están ubicados en este bloque estructural sobreelevado y estratoligados a las arenis-

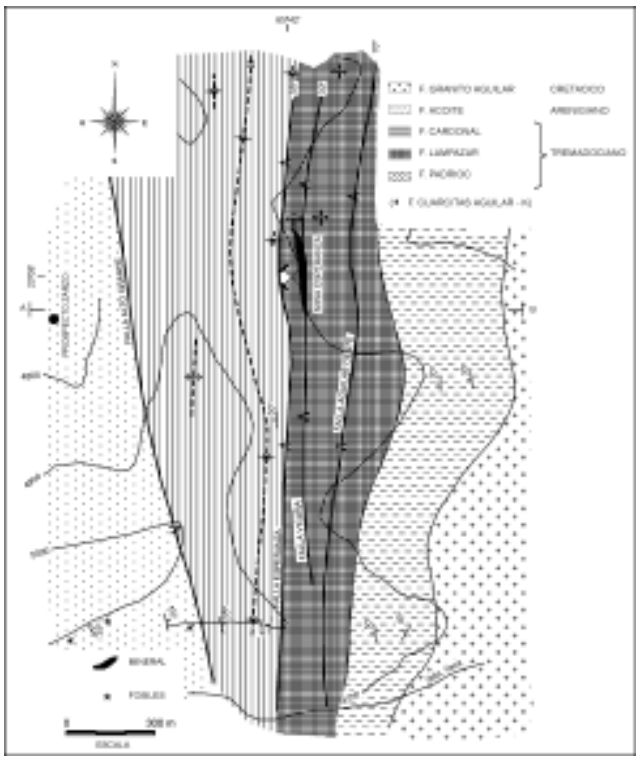


Figura 8. Mapa geológico de distribución de las distintas formaciones.

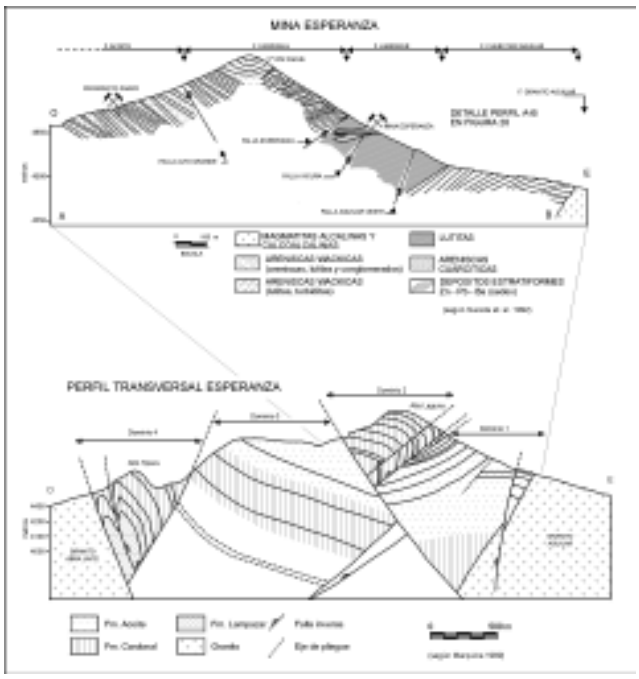


Figura 9. Esquema geológico en mina Esperanza.

cas finas y las lutitas oscuras de la Formación Lampazar (figura 9).

Morfología

Mina Esperanza comprende un manto principal de unos 350 m de largo en sentido meridiano, 130 m de ancho en dirección este-oeste y hasta 18 m de espesor máximo. Los estratos buzan con un promedio de 27° hacia el oeste. En esta dirección se localizan otros dos cuerpos de mena paralelos al depósito del manto principal, los cuales yacen por debajo de su posición estratigráfica. Aún se desconocen sus formas y dimensiones, constituyendo recursos potenciales sujetos a futuros trabajos de evaluación económica (figura 10).

El depósito de menas muy densas (Zn-Pb), junto con una ganga de baritina, carbonato y sílex con Fe y Mn, ha deformado considerablemente los sedimentos finos de la cuenca. Son muy frecuentes los fenómenos geopetales, los pliegues sin-sedimentarios y los rellenos postdeposicionales de fracturas gravitativas o de colapso por el efecto de los minerales pesados sobre la fracción detrítica inconsolidada, limopelítica, previo a la diagénesis. Las menas limitan siempre con sedimentos detríticos finos: arcillas, lutitas, limo-pelitas y, en menor proporción, grauwackas muy finas, tanto en el techo como hacia el piso de la unidad mineralizada. Los cortes del laboreo minero muestran muy pocos efectos de alteración hidrotermal sobre los contactos en ambos hastiales y existe una transición litológica neta, bien contrastada, entre las menas y las rocas de caja. Corneanas homogéneas de dos micas y corneanas moteadas de andalucita-cordierita con escasa mineralización diseminada configuran los estratos subyacentes. En el techo se aprecia una transición hacia pizarras moteadas estériles, rara vez con mineralización subeconómica de pirita-pirrotina-marmatita.

Mineralogía, geoquímica y metalogenia

La mineralogía de la mina Esperanza es muy simple: esfalerita oscura (marmatita) y pirita son siempre predominantes. Localmente galena y pirrotina pueden constituir también componentes esenciales. Entre los minerales accesorios mayores se observa arsenopirita, alabandina y calcopirita. Wurtzita, esfalerita clara (blenda miel), pirargirita, marcasita, vonsenita, greigita y plomo nativo son accesorios menores y ocasionales, en general de identificación microscópica. La ganga habitual de las menas metálicas es baritina, calcita, moscovita y cuarzo. El metamorfismo de contacto sobre los protolitos calcáreos condiciona una paragénesis de skarn subordinada y en la cual se ha identificado diópsido, rodonita, epidoto, vesubiana, tremolita, vonsenita y granates de las series grosularia-andradita-espesartina en calcita. Otros minerales como clinozoicita, apatita y fluorita son accesorios menores. Mina Esperanza es la mejor localidad conocida en la sierra de Aguilar para la yacencia de baritina abundante, en exhalitas macizas de granometría muy fina y hábito sacaroidal.

Los cuerpos de menas representan la geometría de las lagunas de salmueras metalíferas densas surgidas de

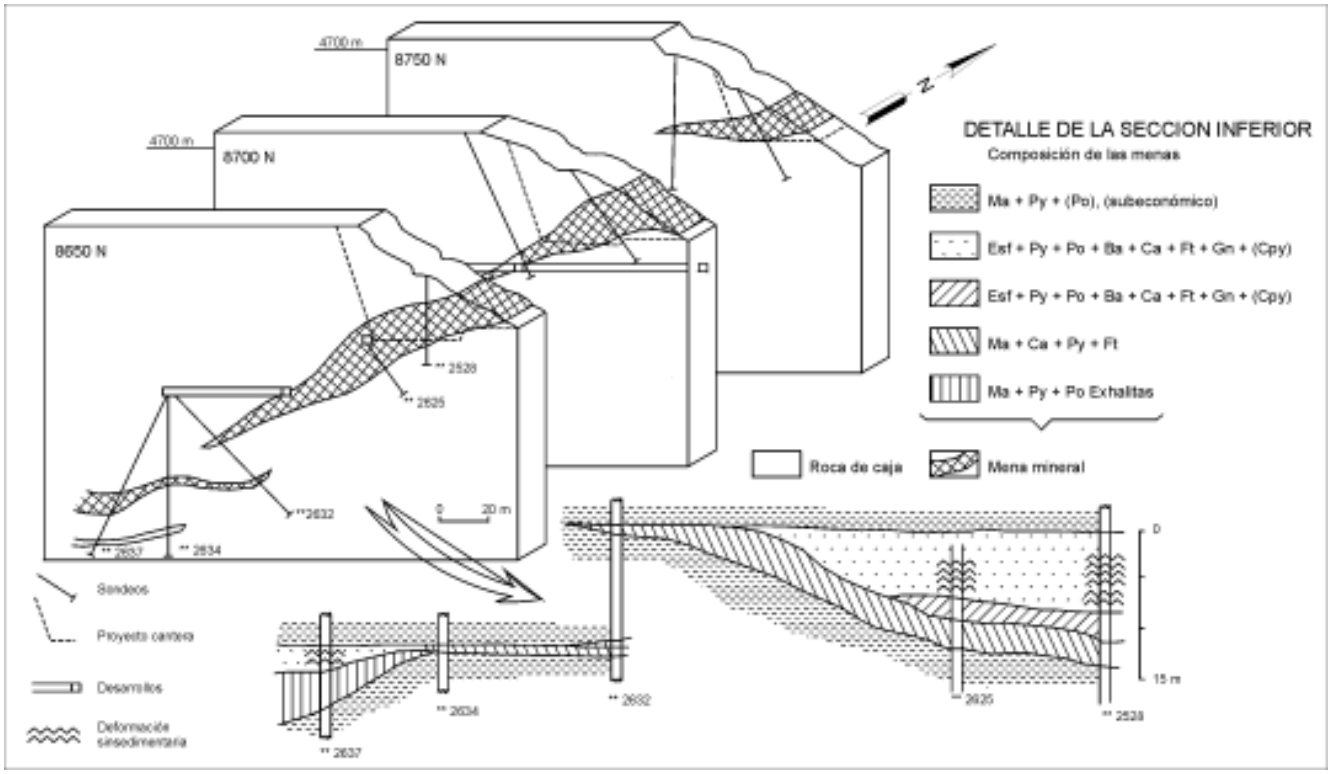


Figura 10. Detalle de la sección inferior en Mina Esperanza.

las emisiones de un sistema hidrotermal y acumuladas sobre el piso marino en el Tremadociano inferior. Estas unidades intercalan con sedimentos epiclásticos finos en proporciones variables. En la mayoría de los depósitos sedex, localizados en los cinco continentes, resulta característica la granulometría muy fina como la respuesta más evidente a la rápida cristalización de las salmueras hidrotermales en el frío ambiente deposicional submarino. Pese al metamorfismo de contacto y a diferencia de la mina El Aguilar, la mina Esperanza no escapa a esta generalidad y muestra granulometrías promedio entre 150 y 300 micrómetros en el ensamble mineral dominante de esfalerita-pirita-baritina. Arsenopirita exhalativa con típico hábito acicular suele yacer junto a pirita en las superficies S_0 de las lutitas. Fenómenos de recristalización deutérica y removilización metamórfica, en especial con pirita idioblástica amarilla de segunda generación, permiten observar algunos cristales grandes, milimétricos. Es notable el gran tamaño y desarrollo relativo que muestran las micas en contacto o incluidas en los sulfuros metálicos, posiblemente por una mayor hidratación relativa, las cuales superan en 3 o 4 órdenes de magnitud los tamaños de esas mismas micas en pizarras o cornubianas de origen pelítico, características de la aureola de metamorfismo de contacto. En los niveles estratigráficos ubicados por encima del manto principal se han localizado delgados horizontes, submilimétricos, de turmalinitas. Estas exhalitas boríferas son de deposición singénica con estratos de lutitas y limopelitas grises. El sílex *(chert)* ferruginoso o manganesífero y las calizas de estructura bandeada o estromatolítica configuran otros componentes destacados en las exhalitas del yacimiento. Las litofacies calcáreas representan un 7% en volumen relativo al total de los depósitos sedex en la mina. La disposición del skarn, de una geometría muy poco definida, coincide con una ubicación central en el cuerpo principal. Esto se corresponde con los niveles bandeados de mayor proporción calcita-galena-calcopirita (menas Zn-Pb-Cu), en donde las paragénesis de skarn ocupan únicamente algunos sectores limitados a la presencia de protolitos calcáreos y son de distribución aleatoria (figuras 10, 11 y 7).

La figura 11 ilustra una sección tipo de los depósitos sedex en la mina Esperanza, identificando la composición mineral y las estructuras de la mineralización. La estructura bandeada (92%) es predominante y constituye la mayor parte del yacimiento. Incluye bandas de composición mineral contrastada y diferentes protolitos sedimentarios. Las paragénesis más típicas son: py + po + ma, esf + py + po + ft, ma + py + po, esf + py + po + ba + ca + gn + ft + (cpy), esf + py + po + ba + ca + gn + di + cpy. Las bandas representan los episodios sedimentarios menores y es posible seguir la sucesión temporal del depósito exhalativo-detrítico a lo largo de toda columna. Sólo en intervalos muy delimitados se superponen las estructuras en brechas (4%), macizas (3%) y diseminadas (1%) al patrón general bandeado. Los protolitos sedimentarios originales definen

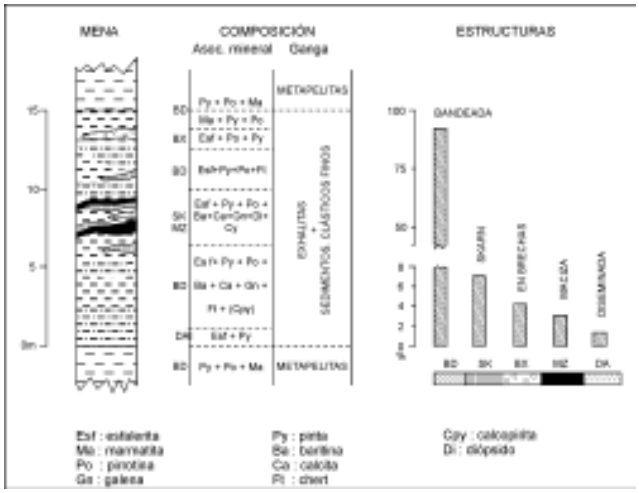


Figura 11. Sección esquematizada del manto sedex (Zn-Pb-Ba).

el sustrato lítico de las bandas en exhalita bárica, ftanita o sílex *(chert)* mangano-ferruginoso, limopelítico, calcáreo o skarn y en menor proporción grauwáckico (areniscas muy finas).

Una investigación geoquímica realizada sobre los laboreos existentes señala ciertas tendencias generales en correspondencia con el tipo de mena y su posición estratigráfica, lo cual revela una varianza vertical dominante. Existe una correlación positiva entre Pb-Ag-Cu-Ca-As-Sb-W y Te, acompañando los niveles medios del cuerpo principal y -muy especialmente- las paragénesis de skarn. La asociación estrecha entre Zn-Mn-Fe y Cd revela las afinidades geoquímicas de la esfalerita, mostrando una distribución generalizada en toda la sección y contenidos proporcionales a sus concentraciones relativas. Existe una correlación negativa entre las mayores leyes de metales de base con Mg-K-Li-Ti-V-La y Cr. Los contenidos en Ba y Sr se incrementan hacia el techo del depósito, en una típica zonación vertical ya reconocida en muchas otras yacencias sedex del mundo.

Investigaciones previas han reunido datos sobre geología isotópica y microtermometría a partir de muestras obtenidas en el manto principal de mina Esperanza. La isotopía del plomo sobre galena ha sido reportada tempranamente por Brown (1962), con abundancias de 1,398% para ^{204}Pb, 24,87% para ^{206}Pb, 21,42% para ^{207}Pb y 52,31% para ^{208}Pb. Las relaciones ^{206}Pb/^{204}Pb = 17,78, ^{207}Pb/^{204}Pb = 15,32 y ^{206}Pb/^{204}Pb = 37,40 corresponden a un plomo muy poco radiogénico, de afinidades mantélicas, que no parece para nada compatible con el significado de los otros datos isotópicos, la posición geológica y la plumbotectónica propia de la época (Zartman y Doe, 1981). Es conveniente obtener información adicional sobre el plomo de la mina Esperanza con técnicas y precisiones actualizadas. En este sentido son bien elocuentes las recientes correcciones logradas en la relación a los antiguos datos para la mina El Aguilar (Zentilli *et al.*, 1988), las cuales revelan la existencia de plomo radiogénico dentro de una corteza superior considerablemente evolucionada para los tiempos ordovícicos en la sierra de Aguilar. Estas correcciones ajustan mejor con el contexto geológico aceptado.

Los valores iniciales obtenidos sobre los isótopos del azufre a partir de galenas y esfaleritas en El Aguilar tienen una media de δ^{34}S = + 18 ‰ (Linares, 1968), de acuerdo con los datos reportados recientemente (Gemmell *et al.*, 1993), sobre galena, esfalerita, pirrotina, pirita y calcopirita de la misma mina, con promedios de δ^{34}S situados entre + 20,2 (± 3,9) + 21 (±3,4) ‰. Este último trabajo también proporciona los contenidos de mina Esperanza con δ^{34}S = + 20,5 (± 2,3) ‰ en galena, + 22,0 (±1,5) ‰ en esfalerita, + 25,4 (± 2,3) ‰ en pirita y + 33,2 (± 0,8) ‰ en baritina. Toda la información disponible indica un fraccionamiento definido dentro del ciclo geoquímico menor para las fuentes de azufre en el Ordovícico marino de la sierra de Aguilar, especialmente remarcable en el caso de la baritina exhalativa de mina Esperanza.

Los valores geotermométricos reportados para el par galena-esfalerita en mina Esperanza por Gemmell *et al.* (1993) son de 210° y 445°C, pero esta última temperatura es muy elevada para un sistema sedex. Este registro no responde sólo a la emisión de las salmueras metalíferas densas en el Tremadociano, sino también a la variación térmica en la aureola metamórfica del Granito Aguilar, variación que ha sido estimada entre 270° y 750°C.

Existe información sobre las relaciones isotópicas del estroncio en la baritina de la mina Esperanza, con valores ^{87}Sr/^{86}Sr entre 0,71129 (2σ = 3) y 0,71301 (2σ = 4). El agua de mar para la época se encuentra próxima a 0,7090 y las volcanitas ordovícicas del ciclo Famatiniano de 0,7308 a 0,7181, con fuerte signatura intracortical. Si se consideran las posibles fuentes mineralogenéticas desde la perspectiva del fraccionamiento isotópico del estroncio, se aprecia la naturaleza mixta, con influencia hipergénica, en la herencia geoquímica de esta baritina. Los datos actuales son consistentes con su filiación sedex, pues parece evidente que no es evaporítica y tampoco procede de fuente única hidrotermal magmática. Otras yacencias estratiformes de baritina en el Ordovícico de la sierra de Aguilar aparentan ser volcanogénicas, de fuente hipogénica exclusiva, como acontece en la quebrada Vilte donde baritina muestra un valor ^{87}Sr/^{86}Sr: 0,73315 (2σ = 2) (Barbieri *et al.*, 1989).

PROSPECTO RÍO GRANDE

En el prospecto Río Grande (figuras 12 y 13), la comarca de interés minero estuvo representada por un bloque estructural deprimido, de planta groseramente triangular y unos 17 km^2 de superficie, que yace inmediatamente al norte del Granito Aguilar. Limita al norte con el tramo medio de la quebrada de Iparaguirre, al este con la importante falla inversa Aguilar Este y al sur con la traza de la falla Pozo Bravo. El límite oeste, poco definido, coincide con un área de singular complicación tectónica donde convergen las fallas Aguilar

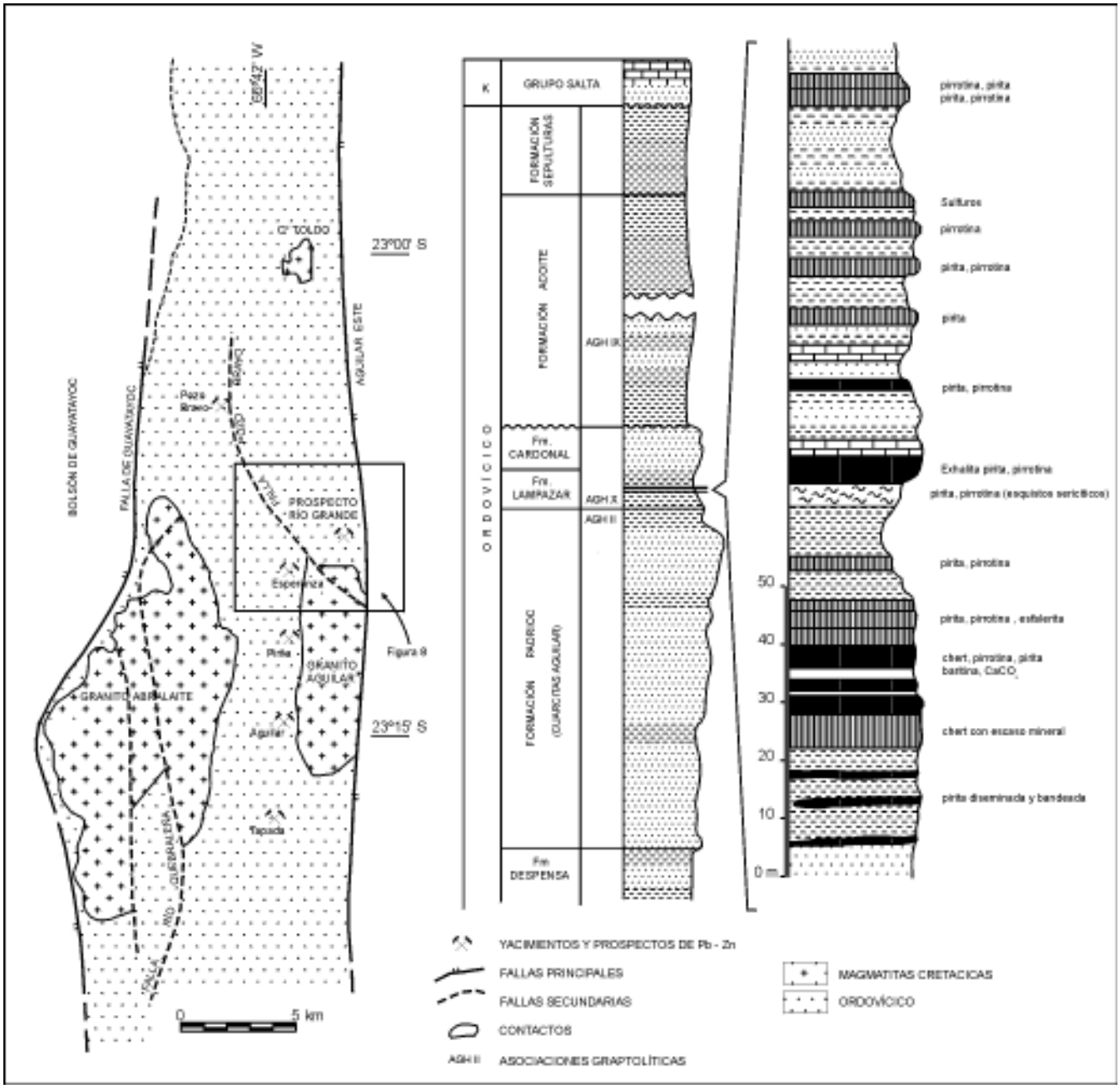


Figura 12. Estratigrafía del prospecto Río Grande.

Oeste, Alto Grande y Pozo Bravo. La situación estructural de la comarca en el braquianticlinal mayor de la sierra muestra el hundimiento hacia el norte del eje anticlinal de los terrenos paleozoicos. La proyección del manto mineralizado de la mina Esperanza sobre el bloque de prospección en Río Grande, representa un escalón topográfico superior a los 700 m de desnivel. La erosión ha descubierto las Formaciones Padrioc y Lampazar del Tremadociano inferior únicamente en el marco oriental de su perímetro y en unos pequeños asomos ubicados sobre la prolongación norte de las fallas Alto Grande y Aguilar Oeste, al oeste de la falla Pozo Bravo. La sucesión estratigráfica normal en la quebrada del Río Grande descubre las cuarcitas claras de la Formación Padrioc, en espesores decimétricos fuera de la escala de mapeo, junto a la falla Aguilar Este. Sobre ellas apoya la Formación Lampazar en concordancia y transición, con una potencia mínima de 130 metros. En esta quebrada y en su tributario menor, la quebrada Pirro, Lampazar muestra una litología característica de lutitas negras piritosas con abundante grafito, escasas intercalaciones de areniscas grises y bancos centimétricos de caliza oscura. La fauna fósil de graptolitos con *Rabdinopora flabelliformis flabelliformis* y *Clonograptus sp.* define al Tremadociano inferior basal. Se han recuperado conodontos de las calizas, los cuales también co-

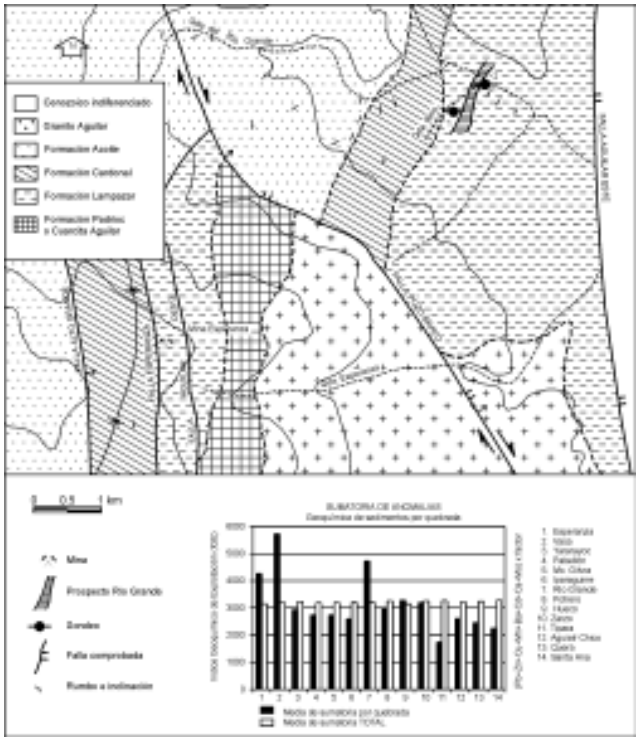


Figura 13. Mapa geológico del prospecto Río Grande.

inciden con esta edad. Gradualmente, hacia el techo de la unidad, se incrementa la fracción arena en las lutitas y en las ritmitas de pelita-arenisca-grauwacka. Apoyan en concordancia estratos de la Formación Cardonal, predominantemente areniscas de color gris verdoso, y luego sigue la litología turbidítica de la Formación Acoite, en espesores superiores a los 250 m, con predominio de areniscas gris verdosas. En la quebrada del Río Grande, los hallazgos de *Dictyonema yaconense* o *Araneograptus murrayi* en estratos que pertenecen a esta unidad litoestratigráfica, ya indican su sedimentación durante el Arenigiano inferior. La influencia metamórfica del Granito Aguilar en el área de prospección de la quebrada del Río Grande es mínima.

En el año 1992 aconteció el hallazgo de mineralización sedex en el prospecto Río Grande y se realizaron dos perforaciones exploratorias, un sondeo en la quebrada Pirro y otro sobre la margen derecha del Río Grande. La mineralización se encuentra intercalada en las lutitas negras piríticas de la Formación Lampazar y muestra niveles milimétricos a centimétricos de sílex ferruginoso y otras exhalitas que alcanzan un espesor máximo de 4 m en la cresta de una estructura anticlinal de segundo orden. Este afloramiento muestra pirita y pirrotina bandeadas, con esfalerita, baritina y delgados bancos de caliza en las quebradas Pirro y del Río Grande. El estrato sedex buza hacia el norte unos 10°, junto con el eje anticlinal. Sus espesores decrecen también en esa dirección, indicando posiciones relativas más australes para las posibles fuentes de emisión hidrotermal. La paragénesis mineral contiene un predominio de sulfuros de hierro (pirita, pirrotina, melnickovita, marcasita), con menores cantidades de esfalerita, escasa galena y calcopirita, en ganga de ftanita (*chert*), calcita, siderita, baritina y moscovita. El comportamiento geoquímico del prospecto sedex Río Grande se obtuvo de 135 muestras procedentes de dos perfiles sobre el manto aflorante y la sección de exhalitas cortada por el sondeo de la quebrada Pirro. La evaluación final determinó que el prospecto Río Grande tiene una mineralización sedex que intercala en el tercio superior de la Formación Lampazar y pertenece a un episodio metalogénico similar al responsable de los cuerpos de mena en la mina Esperanza. Sin embargo, la reserva mineral identificada no reune condiciones económicas para su explotación (Sureda *et al.*, 1994). Al presente, las consideraciones derivadas de los últimos estudios estructurales en la sierra de Aguilar, han aconsejado intensificar las tareas de exploración en la comarca de la mina Esperanza para identificar nuevos horizontes mineralizados con características aceptables (Marquina, 1999).

GEOQUÍMICA DEL DISTRITO

Los primeros antecedentes que existen sobre la geoquímica de los depósitos de plomo y zinc de El Aguilar datan del año 1972 y comprenden 420 análisis inéditos (Martín, 1985). Estos análisis se efectuaron sobre 21 muestras generales, extraídas en rozas verticales sobre el espesor completo del manto mineralizado, procedentes de frentes en explotación situados entre la superficie y el nivel 12, además de 40 muestras de diamantinas de exploración. Se analizaron Pb, Zn, Ag, Fe, Mn, Cu, Ba, Hg, Co, Ni, Cd, Sb, As, Bi, V, Ti, Cr, Mo, Sn, Zr y Be. Si bien el muestreo no permitió discriminar con claridad la litología o los tipos estructurales de mena, los resultados obtenidos han sido interesantes a los fines comparativos y en relación a otros yacimientos similares (Sureda y Martín, 1990).

Durante el año 1986, CMASA planificó y ejecutó un muestreo geoquímico que incluyó 222 muestras del distrito minero, de las cuales 181 muestras pertenecen al yacimiento El Aguilar. Se analizaron los elementos metálicos principales, varios oligoelementos y trazas, con indicación de litología, posición estratigráfica y tipos estructurales de la mineralización. La información analítica comprende 31 elementos químicos —Zn, Pb, Ag, Cu, Fe, Mn, Ba, Cd, Sb, As, Mo, W, Sn, Bi, Ca, Mg, Sr, Ti, Zr, Co,Ni, Cr, V, B, Be, Ga, La, Sc, Ge, Nb, Y— determinados en su conjunto mediante técnicas de emisión espectrográfica, de los cuales los seis primeros han sido controlados en forma independiente por métodos de absorción atómica y colorimetría. El estudio incorporó también 169 muestras generales *(composite)* de interior de mina en El Aguilar y Oriental, que representan cada una de ellas una unidad promediada —del piso al techo— de la sección mineralizada principal en la subunidad estratigráfica favorable de la Formación Cuarcitas Aguilar. Estas muestras comprenden

EST.	Pb (%)		Ag (ppm)		Cu (ppm)		Sb (ppm)		Zn (%)		Cd (ppm)		Mn (ppm)		Fe (%)	
	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ
Cr	0.19	0.13	11	28	142	299	<100	0	0.22	0.17	<50	0	1318	2665	4.01	0.64
Tr	3.78	2.94	98	81	278	225	133	47	7.72	6.84	130	102	3041	1446	4.08	2.18
Ea	1.96	1.23	35	34	632	1316	<100	0	11.18	4.88	224	116	4851	3258	11.93	3.28
Cg	2.72	0.81	54	34	215	28	<100	0	12.02	3.07	220	143	13560	4027	7.45	5.3
Mz	15.98	13.16	381	211	588	1069	523	211	17.1	7.31	592	493	7326	4944	4.88	3.76
Sk	16.33	11.55	309	207	1072	1603	496	591	9.44	7.51	610	1072	13647	17769	2.8	2.05
Vn	10.76	6.22	209	74	1072	576	325	153	3.77	2.11	115	50	8280	6218	1.9	1.32
Br	5.13	3.61	117	76	578	488	165	89	7.87	4.29	218	128	7412	6455	3.88	1.84
Di	4.07	4.05	118	154	474	424	190	164	5.79	4.13	166	133	5340	4500	3.81	2.64
Cu	0.34	0.33	10	11	166	147	<100	0	0.31	0.43	<50	0	3904	4505	1.2	0.67
*	7.59	4.3	165	67	605	517	<254	179	9.36	1.88	264	325	7932	4666	5.09	1.2

EST.	Ti (ppm)		Ba (ppm)		V (ppm)		Y (ppm)		Mg (%)		Sr (ppm)		Ca (%)		La (ppm)	
	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ
Cr	4425	1379	1270	629	107	49	30	10	0.35	0.12	122	49	0.123	0.066	43	16
Tr	2416	606	4116	3549	95	30	22	5	0.2	0.15	133	47	0.166	0.063	38	12
Ea	1727	578	2563	2488	50	38	13	6	0.06	0.04	<100	0	0.082	0.056	26	11
Cg	1300	509	1140	546	32	16	22	14	0.09	0.05	<100	0	0.250	0.133	28	11
Mz	1228	791	1651	2432	38	23	<10	o	0.13	0.02	<100	0	1.628	2.538	30	11
Sk	722	505	722	456	32	31	10	6	0.32	0.25	119	148	5.320	2.824	29	12
Vn	1202	839	1581	2838	28	13	12	4	0.23	0.15	<100	0	2.760	2.023	41	11
Br	1574	735	1267	1198	51	33	16	9	0.11	0.08	<100	0	0.808	1.560	32	13
Di	1919	1356	2196	2904	62	65	16	10	0.12	0.12	<100	0	0.381	0.606	29	13
Cu	1820	1049	1540	1925	31	19	12	5	0.13	0.07	125	52	0.635	0.785	28	11
*	1511	260	1877	1087	48	15	<15	4	0.15	0.06	<100	49	1.419	1.080	31	o

EST.	Sn (ppm)		Bi (ppm)		Be (ppm)		B (ppm)		Co (ppm)		Ni (ppm)		As (ppm)		Cr (ppm)		Mo (ppm)	
	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ	χ	σ
Cr	<10	0	<10	0	3	1.83	64	27	<5	0	24	11	<200	0	110	39	<2	0
Tr	<10	0	<10	0	4	1.21	46	28	19	14	20	8	266	110	128	42	8	6
Ea	<10	0	<10	0	<2	0	37	22	24	26	28	17	330	241	107	57	36	30
Cg	<10	0	<10	0	<2	0	20	15	20	17	20	6	740	697	190	156	9	8
Mz	<10	0	<10	0	<2	0	24	18	45	41	19	19	250	105	80	61	8	8
Sk	43	49	17	23	2	1.65	13	8	37	57	13	15	<200	0	66	62	7	9
Vn	28	41	24	23	3	5.37	10		25	28	16	13	210	30	145	35	7	6
Br	<10	0	<10	0	<2	0	43	40	43	43	18	13	475	520	131	91	10	9
Di	<10	0	<10	0	2	1.44	28	18	31	32	26	20	1273	2545	132	64	15	16
Cu	<10	0	<10	0	<2	0	26	22	<5	0	9	13	<200	0	182	93	<2	0
*	<16	19	<12	9		1.71	28	11	30	13	20	4	<468	795	122	35	12	7

* media y desviación estándar del horizonte mineralizado completo (Σ global de todas las unidades)
χ valores medios
σ desviación estándar

Tabla 4. Contenido de los diferentes elementos analizados en relación con las rocas portadoras y tipos estructurales de mineralización.

promedios de espesores que oscilan entre 101 y 2 m, sin considerar cambios litológicos o diferentes tipos de menas, e incluyen 1.014 muestras individuales. Se han analizado únicamente por Pb, Zn y Ag, con métodos de vía húmeda y a los fines de mostrar, mediante curvas de isovalores en contenidos metálicos, la tendencia de las concentraciones. Estos análisis se realizaron en el laboratorio de la Compañia Minera Aguilar. La distribución del muestreo en el yacimiento es amplia e implica todo el laboreo minero existente hasta el año 1988 —incluidas las diamantinas de exploración— con una extensión longitudinal de 2.200 m, entre la superficie y el nivel 24, lo cual equivale a 860 m de extensión vertical.

La tabla 4 muestra el contenido de los diferentes elementos analizados en relación con las rocas portadoras y los tipos estructurales de la mineralización. Se indican los valores medios y la desviación estándar. Es posible advertir la distribución preferente de los elementos en una columna generalizada, perteneciente a la sección favorable y mineralizada de la Formación Cuarcitas Aguilar o los niveles estratigráficos equivalentes de la Formación Padrioc. De la base al techo se considera: CU: cuarcita, DI: diseminada, BR: brechada, VN: venular, SK: skarn, MZ: maciza, CG: conglomerado (cementación), BA: bandeada, TR: transición (mixto entre bandeada y corneana), CR: corneana.

Un perfil detallado en la coordenada 2450 N de El Aguilar muestra la respuesta geoquímica a lo largo de una perforación exploratoria (diamantina) de los elementos químicos. La elección de este perfil obedece a la escasa deformación tectónica del sector y a la excelente sucesión litológica y de tipos de mena. Esta sucesión es muy característica

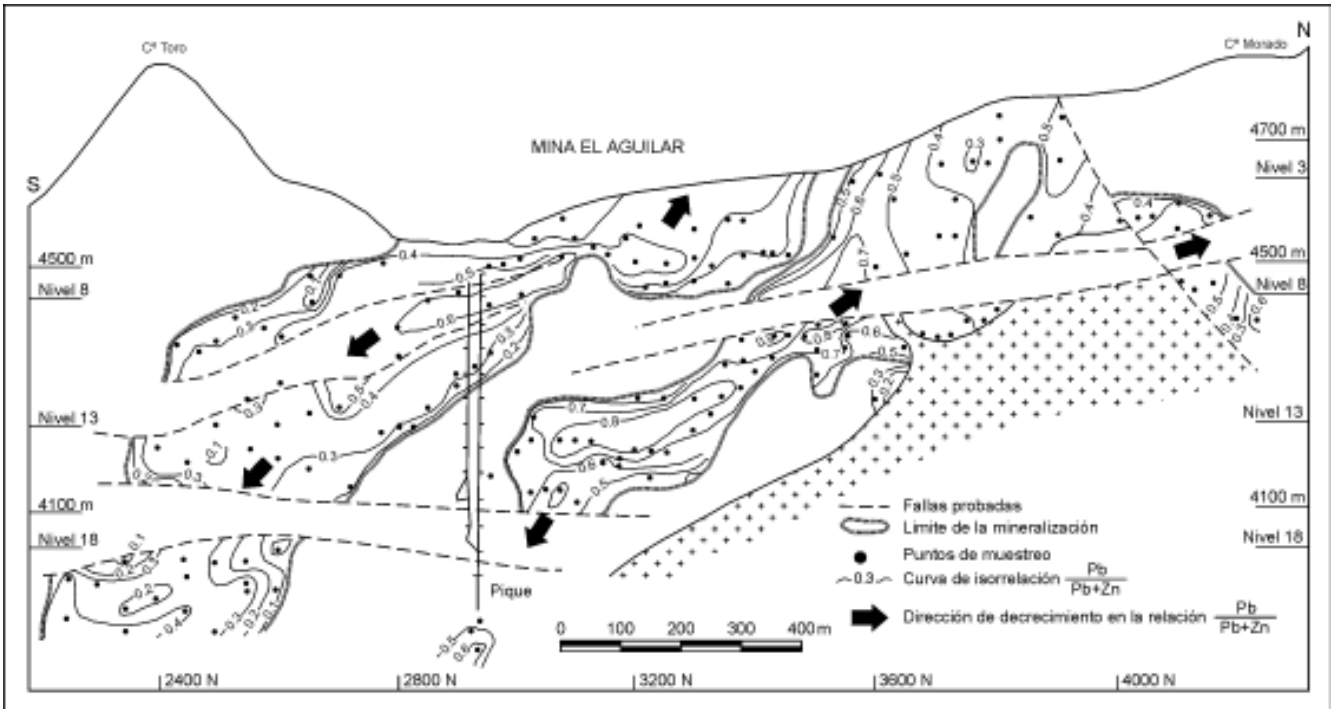


Figura 14. Relaciones porcentuales entre Pb y Zn.

del yacimiento y aquí se encuentra casi completa. Hacia el tope se aprecian las variaciones más notables de la sección mineralizada, con el incremento en los contenidos de Ba, Sr, Mn y Fe, en las proximidades del contacto con las corneanas. Estas corneanas manifiestan un enriquecimiento preferente en B, Sc, Ga Co, Ni, V, Y, Mg y Ti. El tramo central del perfil muestra una cuarcita calcárea con rodonita y mineralización metalífera de tipo diseminado, en donde es muy visible la anomalía en Ca, Mg, Cu, Ag, As, Sb y es menos acusado el amplio pico central de Mn. El arsénico tiene correlación positiva con la presencia de arsenopirita. Hacia la base, las menas de estructura maciza son compatibles con los elementos principales, propios de las lagunas sulfuradas densas, y presentan una adición notable de Ca, Mg, Be y Sn. Los conglomerados intraformacionales —tanto aquí como en el resto del yacimiento— muestran una correlación clara entre los contenidos químicos y la asociación mineral (esfalerita/zinc, pirrotina-pirita/hierro, galena/plomo y localmente, calcopirita/cobre).

La relación Co/Ni en las menas promedia 1,5, para el conjunto de los tipos estructurales de mineralización. En el perfil 2450 N, la variación es discontinua, con valores extremos de 0,08 y 1, y una media de 0,35. Al presente la información analítica no es la adecuada para valorar su significado (Mercer, 1976), pero en el futuro sería conveniente investigar estas relaciones sobre pirita, con la intención de poder asociar ciertas menas a uno de los tres episodios metasomáticos (Mn-Fe) conocidos en el distrito desde el Tremadociano al Cenozoico (Sureda y Martín, 1990).

La figura 14 ilustra las relaciones porcentuales entre Pb y Zn que vinculan las tendencias promedio de la producción histórica, con los recursos medidos actuales y el comportamiento por niveles de estas relaciones. Es posible apreciar el minado selectivo de las menas plumbo-argentíferas por sobre las zincíferas durante largos años de explotación, tendencia que se refleja de modo preferente en los niveles que albergan las menas bandeadas y macizas con altas relaciones de Pb/Pb+Zn.

La geoquímica general de las rocas en la sección estratigráfica mineralizada de la Formación Padrioc y su equivalente metamórfico cretácico Formación Cuarcitas Aguilar, para los depósitos de plomo y zinc de las minas El Aguilar y Oriental, muestra la correlación positiva que existe entre los elementos metálicos por un lado y los minerales portadores y las estructuras de la mineralización por el otro. En el distrito minero de la sierra de Aguilar, la valoración del comportamiento del manganeso sobre dos niveles de control en la Formación Padrioc y sus equivalentes metamórficos dentro del yacimiento destaca su importancia metalogénica y su pico máximo (15.000 ppm) revela la ubicación de las bocas de emisión hidrotermal en el fondo marino de la época (figura 15). Estos vertederos hidrotermales se encuentran también muy próximos a las más grandes lagunas de salmueras sulfuradas densas, lugares de sedimentación final de los fluidos portadores de las menas. Hoy están bien localizados por la posición de las estructuras mineralizadas estratiformes de los tipos bandeada y de cementación, estas últimas en coincidencia con los conglomerados acumulados en la subcuenca de

tercer orden de la Formación Padrioc en la sierra de Aguilar.

Los halos de Mn configuran una propiedad bien documentada en relación con varios depósitos estratiformes de Pb y Zn -Meggen (Gwosdz y Krebs, 1977), Tynagh (Russell, 1974)- en Europa Central y en Irlanda. Estudios mineralógicos orientados a delimitar su dispersión proceden de Sudáfrica y de los Alpes Orientales (Stumpfl, 1979). La presencia y la distribución de Mn es importante como indicador genético en la mayor parte de los sistemas hidrotermales asociados al volcanismo submarino. Destacados ejemplos proceden de los depósitos contemporáneos del Mar Rojo, en donde la emisión de soluciones hidrotermales sobre el fondo marino ha generado importantes acumulaciones de fango enriquecido en metales (Pb, Zn, Cu, Fe, Mn), bajo la forma de lagunas con salmueras sulfuradas densas alargadas paralelamente al eje del rift (Bischoff y Manheim, 1969). En los depósitos mayores —Atlantis II Deep— los halos manganesíferos se extienden hasta 10 km desde las bocas de emisión. Otras anomalías de Mn proceden de la dorsal centro-oceánica atlántica (Scott y Scott, 1974), del rift de las Galápagos (Lonsdale, 1977, Edmond *et al.*, 1979) y de los lagos del rift oriental africano (Degens y Stoffers, 1979).

Las curvas de isovalores para los contenidos metálicos principales de Pb y Zn (figura 14) revelan las mayores concentraciones de menas plumbíferas. La presencia dominante del Pb se corresponde también con otros metales (Cu, Sb, Ag) y refleja la estrecha correspondencia galena-calcopirita-bournonita-pirargirita-freibergita en los tipos de mena maciza, skarn y venular. En cambio, el Zn muestra una correlación positiva general con cadmio a través de esfalerita, sin dejar de tener correspondencia global con el plomo en la columna generalizada del yacimiento. La concentración de otros metales (Ba, Fe, Ti, Y), es compatible con su posición distal en los halos hidrotermales y en los perfiles verticales se concentran hacia el techo de la unidad mineralizada. Esta acumulación acontece en el sombrero de rocas pelíticas *(cap rock)* que protege del agua de mar los depósitos de metales sedex en la fase final del depósito metalogénico. La acumulación de Mg hacia el techo de la sección mineralizada en El Aguilar, puede interpretarse como un metasomatismo magnesiano deutérico de esta fase final, en régimen de mezcla, fenómeno también citado en el tope de varios depósitos hidrotermales ubicados sobre las dorsales submarinas en expansión actuales (Zierenberg *et al.*, 1993). Esta distribución geoquímica es utilizada en la exploración de sistemas mixtos de mineralización submarina (Whitehead y Govett, 1974, Goodfellow y Wahl, 1976, Adair, 1992).

El diseño de las envolventes de los isovalores Pb/Pb+Zn es consistente con la localización de las chimeneas de emisión en el tramo central del yacimiento, en correspondencia con la ubicación de las estructuras en brechas y venulares, anómalas por sus contenidos de Pb, Ag, Cu y Sb. A ello se suma la geometría y localización de los sistemas de fracturas tensionales oblicuas entre las coordenadas 3050 y 3100, especialmente en el nivel 14 de la mina. Smee y Bailes (1986) interpretan unos diseños similares al de mina El Aguilar y con curvas de máxima Pb/Pb+Zn = 0,8 en el depósito Jason (South Zone), Yukon, Canadá. El decrecimiento de la relación Pb/Zn a partir del foco de máxima concentración es un fenómeno común en ambos depósitos y concuerda con las previsiones del modelo (Large, 1983).

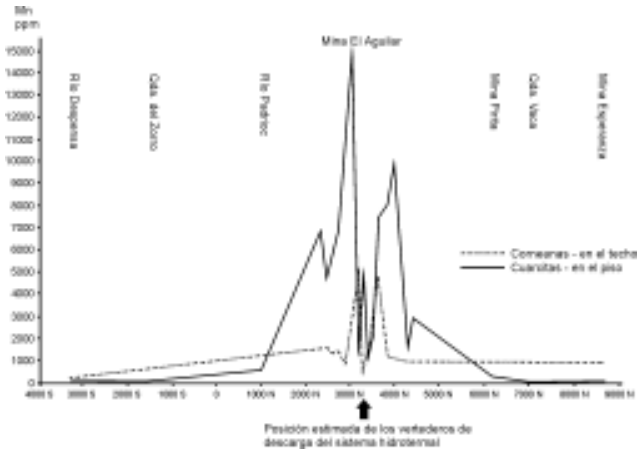


Figura 15. Contenido de Mn y posición estimada de las bocas de emisión hidrotermal en el fondo marino.

En cuatro de los más importantes yacimientos estratiformes australianos de plomo y zinc —McArthur, Mount Isa, Squirrel Hills y Broken Hill— se ha demostrado que el contenido de mercurio es independiente del metamorfismo regional posterior de los depósitos y de su intensidad (Ryall, 1981). Sin embargo, las concentraciones localizadas de Hg reflejan su volatilización a partir de los halos primarios y su enriquecimiento secundario en las menas removilizadas, según pautas propias de la historia evolutiva de cada depósito. En El Aguilar, un estudio por Hg en las diamantinas 707 y 709 (coordenadas 2700 N) se destaca con valores muy elevados, de 3 a 4 ppm, por sobre un tenor de fondo sedimentario de 0,4 ppm y una clásica correlación positiva con esfalerita (Zn). En este yacimiento no se descarta la influencia del metamorfismo de contacto y la tectónica en la migración del mercurio y su redistribución, pero los datos son insuficientes y el tema merece futuras investigaciones.

Con mucha frecuencia, los depósitos estratiformes de plomo y zinc del tipo sedex presentan zonas de distribución de metales. Esta zonación tiene arreglo vertical y horizontal, es decir se manifiesta a través y lateralmente en la pila estratigráfica (Large, 1977, van den Boom *et al.*, 1980). Su diseño geométrico se relaciona con el punto o boca de emisión de las soluciones hidrotermales metalíferas, a partir del cual los respectivos sulfuros precipitan en sentido periférico y en orden de solubilidades crecientes (Barnes, 1975). La sucesión lateral común es Cu $\Rightarrow$ Pb $\Rightarrow$ Zn $\Rightarrow$ Ba y la sucesión vertical Cu $\Rightarrow$ Zn $\Rightarrow$ Pb, en donde el

Fe suele ser variable a través del sistema zonal. Si bien esta zonalidad gruesa de sulfuros está controlada por el movimiento de los fluidos hidrotermales y no es exclusiva de los depósitos sedex, en estos últimos el Cu tiende a ocupar el área central y el Fe las zonas distales. Allí precipitó como pirita framboidal o sulfuros de hierro coloidales inestables (melnickovita y greigita) cuyas texturas características forman frecuentes palimpsestos en los sectores de bajo grado metamórfico y que evolucionan bajo la forma de pirita o pirrotina. La relación excéntrica decreciente de Pb/Zn reconocida en importantes depósitos —Rammelsberg, Silvermines, Tynagh, Mount Isa, McArthur River, Sullivan, Tom, entre otros— es una constante que avala esta regla. En mina El Aguilar, la zonación lateral marca una tendencia decreciente de la relación Pb/Pb+Zn hacia el sur y el norte de un área central delimitada entre las coordenadas 3000 y 3400 N (figura 14). De igual modo, las zonas centrales con mineralización maciza de calcopirita-pirrotina denotan la concentración inmediata de los sulfuros menos solubles. Cabe recordar que el Fe suele ocupar también el centro del sistema zonal en Sullivan y en Rammelsberg. El área central de El Aguilar presenta un contenido muy elevado Pb-Cu en los tipos venulares y en brechas de mineralización. En los extremos distales del sistema, el Fe y el Ba incrementan de modo visible al sur (C-18 y Blancaflor) o al norte (minas Pirita, Oriental y Esperanza). Es muy interesante señalar que algunas anomalías abiertas en las curvas de isovalores (Pb/Pb+Zn = 0,4 y 0,6) en coordenadas 2300 y 4300 N, hacen sospechar la existencia de otros centros de emisión o pozas de entrampamiento, satelitarios al sistema principal.

Ca y Mg se distribuyen en estrecha asociación con las menas del skarn. Parece evidente que existen, al menos, dos tipos de calizas sedimentarias paleozoicas, una biogénica en relación a matas algales y estructuras estromatolíticas (Sureda y Amstutz, 1981) y otra hidatogénica muy vinculada con exhalitas (ftanita, baritina, óxidos de manganeso y hierro) (Sureda y Martín, 1990 a). Esas dos diferentes poblaciones de calcita surgen también en los análisis isotópicos $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ (Gemmell *et al.*, 1992). En ambos casos, las calizas son siempre elementos litológicos menores en el ambiente deposicional de la Formación Padrioc y equivalentes. Sin embargo, son rocas muy receptivas frente a episodios metasomáticos, tanto en los halos hidrotermales paleozoicos como en el metamorfismo de contacto mesozoico. El límite del halo hidrotermal manganesífero sobre los protolitos calcáreos se destaca en la aureola metamórfica del Granito Aguilar bajo la forma de una paragénesis mineral contrastada. La asociación wollastonita, grosularia, diópsido, tremolita del skarn del cerro Toro está libre de manganeso y fuera de la influencia del halo. En cambio, el skarn del OCB-306 (rodonita, bustamita, marmatita, alabandina, espesartina, hedenbergita, johannsenita, actinolita, pirosmalita) denota su presencia y el pico geoquímico de Mn y Fe. La figura 15 ilustra la respuesta regional del manganeso desde un perfil norte-sur con 13 km de largo entre el río Despensa y la mina Esperanza. Las muestras se han tomado sobre dos líneas paralelas, coincidentes con los planos estratigráficos que, en El Aguilar, representan el techo (corneanas) y el piso (cuarcitas) de la subunidad mineralizada de la Formación Padrioc. Las curvas se cruzan, con valores muy altos cerca de las bocas de emisión hidrotermal y un fondo geoquímico casi normal para los tiempos iniciales del sistema geotérmico en el rift irúyico. Al término del episodio metalogénico, los valores han menguado cerca de las fuentes, pero la contaminación hipogénica ha incrementado el fondo geoquímico regional.

La influencia metasomática del Granito Aguilar es muy clara para Be, Bi y Sn, de fuerte correlación con las menas del skarn y el tipo venular. En cambio la situación del B, Mo y As es algo ambigua, con una amplia respuesta geoquímica asociada a las menas diseminadas, en brechas y bandeadas. Sin embargo, una mineralogía muy definida (turmalina, magnetita, molibdenita, ludwigita, arsenopirita, escapolita, vesubianita, helvina, axinita y wolframita) se circunscripta a la distribución espacial de los cuerpos magmáticos del Cretácico inferior. En el caso particular de molibdenita, el bajo valor isotópico del azufre ($\delta^{34}S$ = + 8 ‰) en relación a los sulfuros sedex paleozoicos, vincularía sus fuentes de origen a las rocas graníticas mesozoicas (Gemmell *et al.*, 1992). Según estos autores, algunas vesubianitas en El Aguilar tienen contenidos muy elevados de La, Ce, Nd, y Pr, con valores hasta el 20% en peso de óxidos de tierras raras para la variedad verde y zonada de este mineral. Ello coincide bien con el pico de La para los tipos venulares y de skarn de las estructuras mineralizadas. En este sentido, es muy conocida la asociación de las tierras raras con los granitos alcalinos y las carbonatitas del rift preandino en la Provincia Metalogénica del Bermejo (Sureda *et al.*, 1986, 1989, Lurgo y Zappettini, 1989), contexto geológico mayor al cual pertenece el Granito Aguilar.

La exploración minera en la sierra de Aguilar, durante la última década, tuvo como objetivo principal el hallazgo de nuevos depósitos sedex. Identificada la tipología de los yacimientos, sus características sedimentológicas y estructurales, el nivel estratigráfico óptimo y los ambientes deposicionales, ha sido posible circunscribir las áreas de exploración. Uno de los programas geoquímicos de CMASA ha seleccionado 14 quebradas en una extensión lineal de 8 km, cubriendo la red de drenaje en ambas vertientes del tramo central de la sierra de Aguilar con una geoquímica de sedimentos. Las quebradas elegidas cortan secciones estratigráficas del Ordovícico inferior y fueron: Esperanza, Vaca, Yararayoc, Pabellón, Mc. Gilvra, Iparaguirre, Río Grande, Potrero, Hueco, Zarzo, Tipara, Aguilar Chico, Quera y Santa Ana. La recolección de 314 muestras tuvo lugar en intervalos de 300 y 600 m. Se han obtenido 5.189 datos analíticos sobre 33 elementos (Pb, Zn, Cu, Mn, Ba, Cd, Ca, Mo, Ag, Fe, Ti, Mg, Sr, Y, La, Bi, As, Sb, Al, Na, K, Li, V, Cr, Co, Ni, Sn, W, Nb, Tl, Te, Zr) determinados por ICP. La distribución de los metales, el comportamiento geoquí-

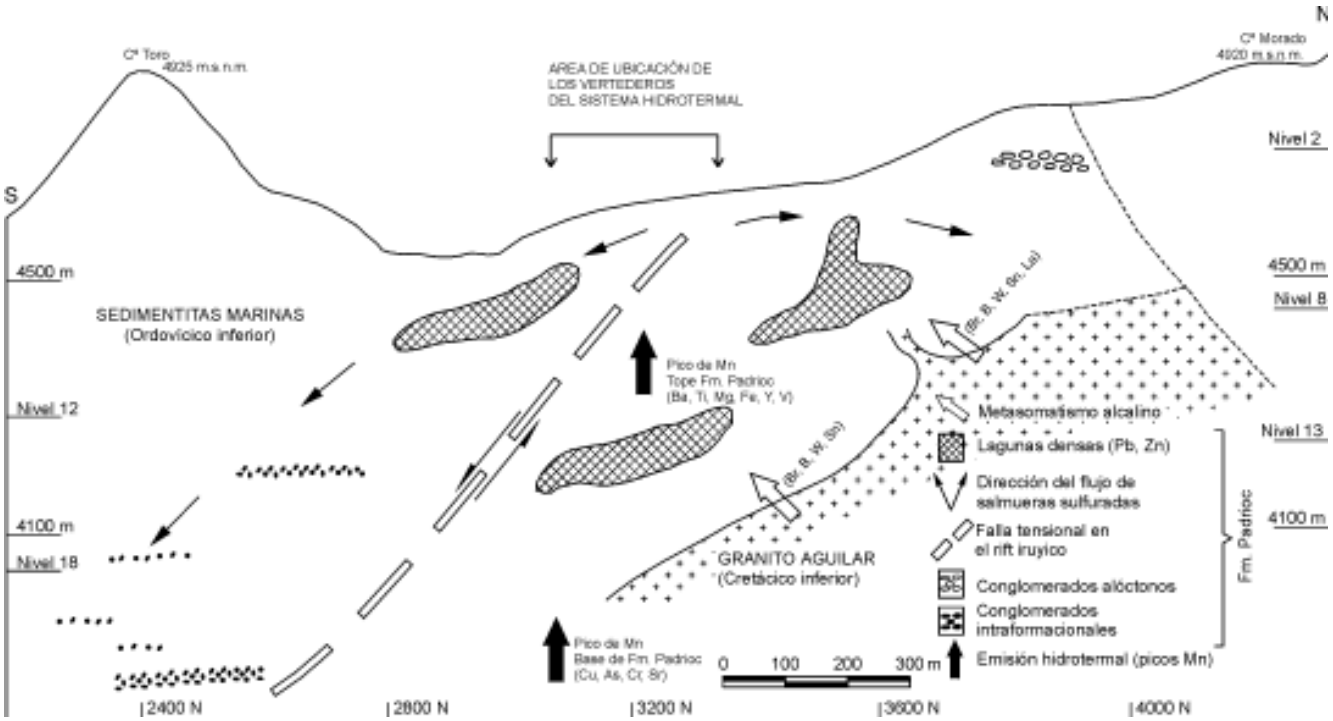


Figura 16. Esquema del movimiento de elementos químicos durante la historia geológica.

mico de los elementos en los depósitos sedex y las respuestas conocidas para la sierra de Aguilar, aconsejaron la selección de 8 elementos (Pb, Zn, Cu, Mn, Ba, Ca, Cd y Mo) para definir el índice geoquímico de exploración. Su tratamiento estadístico obtuvo los valores medios por elemento, por quebrada y por superficie de influencia. La interpretación de los resultados incluyó factores de corrección para equilibrar la representación en peso de los analitos en las sumatorias. La media general compuesta representa un fondo geoquímico alto y selecciona las quebradas o áreas que han incorporado una proporción relativa elevada de metales. Esta comparación ha favorecido a las quebradas Vaca, Esperanza y Río Grande. La influencia de los yacimientos sedex conocidos sobre las dos primeras ha orientado la exploración hacia el Bloque Río Grande (figuras 12 y 13).

MODELO GENÉTICO

Las minas El Aguilar y Esperanza contienen grandes depósitos estratiformes de plomo y zinc singenéticos con la sedimentación de la Formación Padrioc y Lampazar, respectivamente, depósitos compatibles con un origen sedimentario-exhalativo o sedex (Sureda y Martín, 1990a-b, Gemmell *et al.*, 1992, Sureda *et al.*, 1992). Los considerables volúmenes de mena existentes se pueden relacionar a fuentes geotermales, en parte exhalativas, que han derramado salmueras metalíferas densas en el fondo marino del Tremadociano inferior.

Los principales factores genéticos que influyen en los depósitos estratiformes de plomo y zinc de El Aguilar están sintetizados en la figura 16. La misma es un esquema del movimiento de elementos químicos durante la historia geológica del yacimiento, de acuerdo a los datos disponibles. En las comarcas ocupadas actualmente por la sierra de Aguilar, la paleogeografía del Cámbrico superior mostraba una línea costera muy próxima, con antepaís hacia el suroeste y un ambiente estable de plataforma submarina caracterizada por sedimentos clásticos maduros, en su mayor parte ortocuarcitas del Grupo Mesón. Las fuerzas extensivas del rift irúyico favorecieron el colapso de esta plataforma y el ingreso de elementos hipogénicos a las nuevas cuencas del Grupo Santa Victoria en el Ordovícico inferior. Fallas gravitacionales directas limitan cuencas menores de tercer orden, cuencas en rápida subsidencia y colmatadas por sedimentos de grano grueso, feldespáticos, con abundancia de conglomerados y trazas fósiles intramareales. El episodio metalogénico comenzó a lo largo de estas fracturas con emisiones hidrotermales submarinas acompañadas por un halo característico de manganeso. El piso de la columna estratigráfica mineralizada registra valores máximos para Mn, As, Cr y Sr. Durante este episodio, las bocas de emisión se han desplazado ligeramente hacia el norte actual y su derrame ha alimentado los sedimentos inconsolidados y las lagunas metalíferas densas con Pb, Zn, Cu, Ag, Sb y Cd. Al finalizar la actividad del sistema geotermal, la solución mineralizante se enriqueció comparativamente en Ba, Ti, Fe, Y, B y Mg. Un ambiente sedimentario trans-

gresivo, intramareal deltaico, avanza hacia el antepaís y cubre los depósitos metalíferos mayores con sedimentos finos, pelíticos, enriquecidos en estos elementos. Este sombrero de arcillas de sedimentación rápida protege los depósitos sedex de su disolución en el agua de mar. Tras un prolongado hiato, durante la fase Araucana el ciclo tectónico Andino, el aporte metasomático de los granitos cretácicos es claro para Be, Bi, Sn y tierras raras. La adición coetánea de Mo, As y B puede ser importante, pero no parece exclusiva de los episodios mesozoicos. Estos estudios geoquímicos, junto a detalladas investigaciones estructurales, han posibilitado la tarea de ampliar las reservas en el sector austral de la mina, por debajo del nivel 23 y sugieren nuevas líneas de investigación destinadas a precisar la relación de sucesos con significado metalogénico (Martín *et al.*, 1994).

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a la Compañía Minera Aguilar S.A. por las autorizaciones otorgadas para realizar y publicar los trabajos previos que aquí se resumen. El reconocimiento es extensivo al CONICET y al CIUNSa, Salta, por el respaldo institucional brindado.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G., 1968. Geología estratigráfica de la región de la sierra de Cajas, departamento Humahuaca, provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 23 (3): 207-222. Buenos Aires.

Aceñolaza, F. G., 1992. El Sistema Ordovícico en Latinoamérica. En: Gutiérrez Marcó J.G., J. Saavedra, I. Rábano (Eds.), *Paleozoico Inferior de Latinoamérica*, 1: 85-118. Extremadura.

Adair, R. N., 1992. Stratigraphy, structure and geochemistry of the Halfmile Leke massive-sulfide deposit, New Brusnwick. *Exploration and Mining Geology,* 1 (2): 151-156.

Ahlfeld, F., 1955. Geologie del Blei-Zinklagerstätte Aguilar, Argentinien. *Zeit. Erzb. Met.,* 8 (12): 1-6. Stuttgart.

Alonso, R. N., S. Malanca y R. J. Sureda, 1982. Consideraciones sobre el Ordovícico en la sierra de Aguilar, Jujuy, Argentina. *Instituto de Ciencias Geológicas, Revista,* (5): 15-37. San Salvador de Jujuy.

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Ciencias Geológicas, Revista,* 2: 1-543. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1971. Geología de los yacimientos metalíferos argentinos. *1º Simposio Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 141-150. San Juan.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de *Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires,* 1 y 2, 704 pag. La Plata.

Angelelli, V., M. K. de Brodtkorb, H. B. Nicolli y I. B. Schalamuk, 1973. Estudios sobre blendas argentinas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 28 (3): 275-291. Buenos Aires.

Barbieri, M., R. J. Sureda y P. Argañaraz, 1989. Datos isotópicos preliminares 87Sr/86Sr sobre baritinas del tramo central de la provincia metalogénica Quiaqueña (Paleozoico Inferior - República Argentina). *10º Congreso Geológico Argentino, Actas, Simposio Procesos Metalogénicos (1987), Serie Correlación Geológica,* (3): 109-122. San Miguel de Tucumán.

Barnes, H. L., 1975. Zoning of ore deposits: types and causes. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* (69): 295-311. Edinburgh.

Bischoff, J. L. y F. T. Manheim, 1969. Economic potential of the Red Sea heavy metal deposits. En: Degens E.T., D.A. Ross (Eds.), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea,* 535-541. New York.

Boll, A. y R. M. Hernández, 1986. Interpretación estructural del área de Tres Cruces, provincia de Jujuy, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras,* 3 (7): 2-14. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K., J. J. Lanfranco y R. J. Sureda, 1978. Asociaciones minerales y litología del yacimiento Aguilar, provincia de Jujuy, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (4): 277-298. Buenos Aires.

Brown, J. S., 1932. Geological report on the Aguilar mining district, Argentina. *CMASA,* 23 pag., inédito. El Aguilar.

Brown, J. S., 1941. Factors of composition and porosity in lead-zinc replacements of metamorphosed limestone. *Am. Inst. Min. Met.,* 144: 250-263. New York.

Brown, J. S., 1962. Ore leads and isotopes. *Economic Geology*, 57: 673-720. Lancaster.

Cheney, E. S., 1991. Structure and age of the Cerro de Pasco Cu-Zn-Pb-Ag deposit, Peru. *Mineralium Deposita,* 26 (1): 2-10. Heidelberg.

Coira, B. L., 1973. Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite, Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (1): 85-88. Buenos Aires.

Coira, B. L., 1975. Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, Provincia de Jujuy, Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas,* 1: 37-56. Buenos Aires.

Cortez, J. M., M. R. Franchi y A. G. Busteros, 1987. Estratigrafía del Paleozoico inferior en los Altos del Despensa, sierra de Aguilar, Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 69-72. San Miguel de Tucumán.

Degens, E. T. y P. Stoffers, 1977. Phase boundaries as an instrument for metal concentration in geological systems. En: Klemm D.D. y H.J. Schneider (Eds.), *Time and Strata-bound Ore Deposits,* 25-45, Springer Verlag. Berlin.

Edmond, J. M., 1979. The chemistry of hot spring on the Galapagos spreading ridge: metallogenesis in and on new oceanic crust. *Proced. LAVCEI-Ophiolite Symposium.* Nicosia.

Edmond, J. M., K. von Demm y R. McDuff, 1982. The chemistry of the hot spring on the East Pacific Rise and the dispersal of their effluents. *Nature*, 297: 187-191. London.

Garavilla, R. y C. H. Maragoto, 1972. Informes de exploración en el distrito minero El Aguilar. CMASA, 20 pag., inédito. *El Aguilar.*

Gay, H. D., 1960. Diópsido de Mina Aguilar. *Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Revista,* 21 (5-6) 45: 1-10. Córdoba.

Gay, H. D. y R. J. Sureda, 1972. Hallazgo de pirosmalita en Mina Aguilar, Jujuy. *Asociación Geológica de Córdoba, Boletín,* 1 (3): 133-134. Córdoba.

Gay, H. D. y C. E. Gordillo, 1979. Rodanita y bustamita de Mina Aguilar, Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 53 (1-2): 203-207. Córdoba.

Galliski, M. A. y J. G. Viramonte, 1988. Cretaceous paleoriftin northwestern Argentina. Petrological approach. *Jour. South Amer. Earth Sci.,* 1 (4): 329-342. Columbia.

Goodfellow, W. D. y J. L. Wahl, 1976. Waters extracts on volcanic rock detection of anomalous halos at Brunswick N° 12 and Heath Steele B-zone massive sulphide deposits. *Journal of Geochemical Exploration,* (6): 35-56.

Gustafson, I. B. y N. Williams, 1981. Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc. Economic Geology. 75th Anniversary Volume; 1905-190 Skinner B. J. (Ed.) *Economic Geology Publications,* 139-178, Lancaster.

Gemmell, J. B., H. Zantop y L. D. Meinert, 1992. Genesis of the Aguilar zinc-lead-silver deposit, Argentina: contact metasomatic vs. sedimentary exhalative. *Economic Geology,* 87 (8): 2085-2112. Lancaster.

Gwosdz, W. y W. Krebs, 1977. Manganese halo sourrounding Meggen ore deposit, Germany. *Trans. Inst. Min. Metall.,* (86):B73- B77. Melbourne.

Halpern, M. y C. O. Latorre, 1973. Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 28 (2): 195-205. Buenos Aires.

Harrington, H. J., 1937. On some Ordovician fossils form Northern Argentina. *Geological Magazine,* 74 (3)..

Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *University of Kansas Press, Special Publication,* (1): 261.

Hopwood, P. J., 1973. Broad ideas on Aguilar area exploration. *CMASA,* 4 pág., inédito. El Aguilar.

Large, D., 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology,* 72: 549-572. Lancaster.

Large, D., 1983. Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an empirical model. En: Sangster (Ed.), *Sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits, M.A.C.,* 1-29. Victoria.

Lea, E. R., 1953. A structural study of the Esperanza Mine, Aguilar District. *CMASA*, 7 pag., inédito. El Aguilar.

Lea, E. R., 1954. A structural study of the Esperanza North and South surface areas. *CMASA,* 4 pag., inédito. El Aguilar.

Linares, E., 1968. Geología isotópica del azufre del yacimiento Aguilar, provincia de Jujuy. *3º Jornadas de Geología Argentina, Actas,* 2: 191-199. Buenos Aires.

Linares, E. y C. O. Latorre, 1975. La edad del granito Aguilar, Provincia de Jujuy, Argentina. *2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica,* 1: 91-98. Buenos Aires.

Lonsdale, P., 1977. Deep-tow observations at the mounds abyssal hydrothermal field, Galapagos Rift. *Earth y Planetary Science Letters,* (36):92-110.

Lurgo, C. S. y E. O. Zappettini, 1989. Hallazgo de carbonatitas en el área de Castro Tolay, provincia de Jujuy. *Asociación Argentina de Geología Económica, Revista,* 7: 37-39. Buenos Aires.

Lydon, J. W., 1983. Chemical parameters controlling the origin and deposition of sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits. En: S.C. Handbook, Sangster D.F. (Eds.), *Sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits,* (1): 175-250. Victoria.

Marquina, E., 1999. Geology of the Sierra de Aguilar. Compañía *Minera Aguilar S.A., Internal Report,* 10 pag., 49 figures. El Aguilar.

Martín, J. L., 1989. Estudio geológico en los depósitos metalíferos de la sierra de Aguilar, departamento de Humahuaca, provincia de Jujuy, Argentina. *Universidad Nacional de Salta, tesis de doctorado en Ciencias Geológicas*, inédita, 242 pág. y anexos. Salta.

Martín, J. L., S. Malanca y R. J. Sureda, 1987. La fauna graptolítica de la sierra de Aguilar, Jujuy, Argentina. Algunos comentarios sobre las formaciones ordovícicas. *4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas,* 2: 599-619. Santa Cruz.

Martín, J. L., S. Malanca y R. J. Sureda, 1989. Nuevos hallazgos paleontológicos en el Ordovícico de la sierra de Aguilar, Jujuy, Argentina. Implicancias estratigráficas y consideraciones geológicas. *8º Congreso Geológico Boliviano, Bodas de Plata S.G.B. (1986), Actas*, 1: 32-58. La Paz.

Martín, J. L., F. J. Flores y R. J. Sureda, 1994. Investigación geoquímica en un yacimiento sedex del Ordovícico Inferior: Mina El Aguilar, Jujuy, Argentina (23°12' S). *Revista Geológica de Chile,* 21 (1):71-90. Santiago.

Méndez, V., 1973. Geología de la comarca de Mina Aguilar y alrededores, departamento de Humahuaca, provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 28 (4): 319-330. Buenos Aires.

Mercer, W., 1976. Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks: a review of the recent literature. En: Wolf, K.W. (Ed.) *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits Elsevier,* 2: 1-27. Amsterdam.

Moya, M. C., 1997. La fase Tumbaya (Ordovícico Inferior) en los Andes del norte argentino. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 185-189. Antofagasta.

Moya, M. C., 1998. El Paleozoico Inferior en la sierra de Mojotoro, Salta - Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 53 (2): 219-238. Buenos Aires.

Moya, M. C., S. Malanca, J. A. Monteros y A. Cuerda. 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental argentina. *Revista Española de Paleontología,* 9 (1):91-104. Madrid.

Omarini, R. H. y B. Baldis, 1984. Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del norte argentino. En: *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 383-398. San Miguel de Tucumán.

Omarini, R. H., R. J. Sureda, H. J. Götze, A. Seilacher y F. Pflüger, 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *Geologische Rundschau,* 88 (1): 76-97. Stuttgart.

Ramos, V. A., 1986. el diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste argentino. *Instituto de Geología y Minería, Revista,* 6: 13-28. San Salvador de Jujuy.

Russell, M. J., 1974. Manganese halo sourrounding the Tynagh ore deposit, Ireland: a preliminary note. *Trans. Inst. Mining Metall.,* (83): B65-B66. Melbourne.

Ryall, W. R., 1981 The forma of mercury in some Australian stratiform Pb-Zn-Ag deposits of different regional metamorphic grades. *Mineralium Deposita,* 16: 425-435. Heidelberg.

Salfity, J. A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico). *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 1: 11-26. Buenos Aires.

Salfity, J. A., R. H. Omarini, B. Baldis y W. Gutiérrez, 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y el Paleozoico del norte argentino. *2º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas*, 4: 341-362. Buenos Aires.

Salfity, J. A., S. Malanca, M. Brandán, C. R. Monaldi y M. C. Moya, 1984. La fase Guandacol en el norte de la Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 555-567.

Sangster, A. L. y M. Zentilli, 1998. Paralell development of geology and mineralization in the Lower Paleozoic of the Andes and the Appalachian orogen: Implications for the discovery of mineralization in Northwestern Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología,* 2: 393. Buenos Aires.

Schwab, K., 1971. Neue Erkenntnisse zur Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari und ihre Bedeutung für die erdgeschichtliche Entwicklung der argentinischen Puna. *Habilitationsschrift Univ. Mainz.* Mainz.

Scott, M. R. y R. B. Scott, 1974. Rapidly accumulating manganese deposit from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge. *Am. Geophys. Union, Geophys. Res. Lett.,* (1): 355-358. Washington.

Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento de la minería del noroeste argentino. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 53: 1-180. 24 lám., 3 mapas. Buenos Aires.

Smee, B. W. y R. J. Bailes, 1986. The use of litogeochemical patterns in wall rock as a guide exploration drilling at the Jason lead-zinc-silver-barium deposits, Yukon Territory. *Journ. of Geoch. Expl.,* 25: 217-230. Amsterdam.

Spencer, F. N., 1950. The geology of the Aguilar lead-zinc mine, Argentine. *Economic Geology,* 45 (5): 405-433. Lancaster.

Stanton, R. L., 1984. Investigations of Appalachian-Caledonide Ore Province and their influence on the development on stratiform ore genesis theory: short historical review. *Economic Geology,* 78: 1428-1441. Lancaster.

Stumpfl, E. F., 1979. Manganese haloes sourrounding metamorphic stratabound base metal deposits. *Min. Deposita,* 14: 207-217. Berlin.

Sureda, R. J., 1988. La provincia metalogénica Quiaqueña: reseña de sus depósitos minerales en el Ordovícico de los Andes Centrales. *1º Simposio Nac. Peru. Yac. Min. Petr. y Fuentes de Energía Res., Actas,* (1): 73. Arequipa.

Sureda, R. J., 1994. Ullmannita, NiSbS, en las coronas de reacción de la interfase breithauptita-pirrotina, mina El Aguilar, Jujuy. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia INREMI Publicación,* 3: 463-468. La Plata.

Sureda, R. J., 1997. Actualidad minera de la República Argentina. *Asociación Argentina de Geología Económica, Revista,* 11: 46-83. Buenos Aires.

Sureda, R. J. y G. C. Amstutz, 1981. Neue Untersuchungen über die schichgebundenen Pb-Zn-Lagerstätten in der Sierra de Aguilar Provinz Jujuy, Argentinien. *Zbl. Geol. Paläont.,* 1 (3/4): 494-504. Stuttgart.

Sureda, R. J. y J. L. Martín, 1990 a. El Aguilar mine: an Ordovician sediment-hosted stratiform lead-zinc deposit in the Central Andes. En: Fontbote L *et al.* (Ed.), *Stratabound ore deposits in the Andes, Springer Verlag, Special Publication,* 8: 161-174. Berlin.

Sureda, R. J. y J. L. Martín, 1990b. Mina El Aguilar, Jujuy, Argentina: un depósito sedex ordovícico, con metamorfismo de contacto sobreimpuesto, en la Provincia Metalogénica Quiaqueña. *AAGE Revista. Publicación Especial. Homenaje al 80th Aniv. Prof. Ing. V. Angelelli,* (1): 78-92. Buenos Aires.

Sureda, R. J. y R. H. Omarini, 1999. Evolución geológica y nomenclatura pre-godwánica en el noroeste de Argentina (1.800-160 Ma). *Acta Geológica Hispánica,* Vol. Esp. Geología del NOA, Quaralt I. y Colombo F., Eds., (en prensa). Barcelona.

Sureda, R. J., W. Ávila Salinas y R. A. Marquillas, 1989. La Provincia Metalogénica del Bermejo: un análisis preliminar de sus depósitos minerales en Argentina y Bolivia. En: Brodtkorb y Schalamuk (Eds.), *Depósitos Minerales del Cretácico de América Latina, Simposios sobre el Cretácico de América Latina.* Proy. IGCP 242. IGA (1): B25-B48. Buenos Aires.

Sureda, R. J., M. A. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogénicos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Capricornio* 1 (1): 39-96, Salta.

Tosdal, R. M., 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, (15): 827-842. Amsterdam.

Tosdal, R. M., F. Munizaga, W.C. Williamsy y J. S. Bettencourt, 1994. Middle Proterozoic crystalline basement in the central Andes, western Bolivia and northern Chile: a U-Pb and Pb isotope perspective. *7º Congreso Geológico Chileno,* 2: 1464-1467. Concepción.

Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 41 (2): 161-196. Córdoba.

Turner, J. C. M. y J. A. Salfity, 1977. Perfil geológico Humahuaca-Pueblo Abralaite, Jujuy, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 32 (2): 111-121. Buenos Aires.

Van den Boom, G., T. Finlow-Bates, W. Klau, G. Kottrup, D. Large y S. Rehder, 1980. Stratiform Cu-Pb-Zn Deposits. *Geol. Jahr.* D40, S:1-205. Hannover.

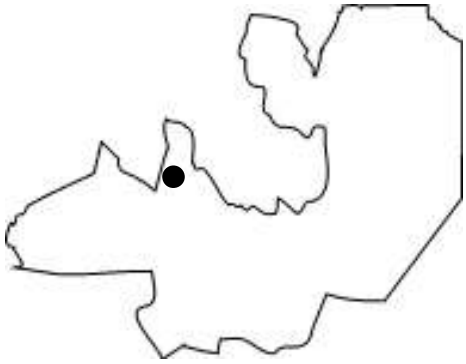
Whitehead, R. E. S. y G. L. S. Govet, 1974. Exploration rock geochemistry-detection of trace element halos at Heath Steele mines (N.B. Canada) by discriminant analysis. *Journ. Geochem. Explor.,* 3: 371-386. Toronto.

Zartman, R. E. y B. R. Doe, 1981. Plumbotectonics - the model. In: R.E. Zartman y S.R. Taylor (eds.) Evolution of the Upper Mantle. *Tectonophysics*, 75: 135-162. Amsterdam.

Zentilli, M., B. R. Doe, C. E. Hedge, O. Alvarez, E. Tidy y J. R. Daroca, 1988. Isótopos de plomo en yacimientos de tipo pórfido cuprífero comparados con otros depósitos metalíferos en los Andes del norte de Chile y Argentina. *5º Congreso Geológico Chileno,* 1: B331-B369. Santiago.

Zierenberg, R. A., R. A. Koski, J. L. Morton, R. M. Bouse y W. C. Shanks, 1993. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge. *Economic Geology,* 88 (8):2069-2098. El Paso.

Lurgo Mayón, C. S., S. J. Segal y E. O. Zappettini, 1999. El yacimiento de sulfuros masivos La Colorada, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 487-492, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE SULFUROS MASIVOS LA COLORADA, SALTA

Carlos S. Lurgo Mayón[1], Susana J. Segal[1] y Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

La mina La Colorada se encuentra ubicada en la localidad de Cobres, 68 km al norte de San Antonio de los Cobres, a 3.600 m s.n.m., en la intersección de las coordenadas 66°17' longitud oeste y 23°38' latitud sur.

Se accede por la Ruta Nacional 51 y la Ruta Nacional 40, a partir de Salta, de la que dista 160 kilómetros.

LEYES Y RESERVAS

La cubicación del cuerpo de sulfuros masivos, evaluado a partir de perforaciones y geofísica (Lurgo y Zappettini, 1990) comprende 12,5 Mt de reservas probables + posibles. Dada la distribución irregular de la mineralización en el cuerpo de sulfuros masivos, constituyendo bandas de hasta 10% de Zn y 7% de Pb no pueden establecerse leyes medias, estimándose valores de Fe: 33-50%, S: 20-30%, Cu: 0,5%, Zn: 0,9-1%, Pb: 0,1-1% y Ag: 7-10 g por tonelada. Hay perspectivas de sectores ricos en Pb-Zn así como niveles con contenidos de interés en Au, que algunas intersecciones alcanza 0,7 g por tonelada.

Una nueva etapa de exploración, iniciada en 1998, corresponde a la empresa Pacific Rim Resources Inc., actual concesionaria del depósito que, con la identificación de dos cuerpos estratiformes y niveles de sulfuros masivos que también presentan leyes y espesores variables y cuya morfología permite esperar un incremento sustancial de reservas. Los niveles mineralizados interceptados, de 2,5 a 10,8 m de potencia prsentan leyes entre 0,14 y 2,11% de Cu, 0,02 y 1,95% de Pb, 0,6 y 4,13% de Zn, 0,04 y 0,23 g/t de Au y 4,1 a 12,9 g/t de Ag.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La mina La Colorada registra antecedentes de explotación intermitente a muy pequeña escala desde fines del siglo XIX, aunque, a juzgar por restos arqueológicos del lugar, es posible que haya sido explotado precariamente con anterioridad por los jesuitas y por culturas nativas.

La explotación del yacimiento fue discontinua y caracterizada por períodos de extracción breves desde 1932, con alguna mecanización de la actividad hacia 1955. Hubo etapas de beneficio para la extracción de óxidos de hierro para su aplicación como ocres, así como para la siderurgia, esta última de ínfima significación, con extracción de esos cientos de toneladas.

Las labores consisten en rajos a cielo abierto y galerías cortas con socavones bajos, que sólo reflejan la explotación del sistema vetiforme. Se agrupan en tres sectores denominados Este, Oeste y Centro Oeste y que reflejan la disposición de los juegos de filones aflorantes.

El primer trabajo que se conoce sobre manifestaciones vetiformes en la zona pertenece a Hausen (1925). Posteriormente Sgrosso (1943) estudiando la geología de la puna salteña-jujeña describe los filones de 3 m de potencia y supone un yacimiento hidrotermal de edad permotriásica.

Este último autor realizó análisis por Fe (58,4%) y cobre y se consideró que el mineral sería útil a los fines metalúrgicos.

Con posterioridad las vetas fueron exploradas por la Dirección General de Fabricaciones Militares (González

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

Amorín, 1953; Cayo,1954) con fines siderúrgicos y se realizaron 80 m de perforaciones en dos pozos. Elizalde y González Laguinge (1956) realizaron trabajos de geofísica también para la DGFM, definiendo anomalías en profundidad.

Whiting (1957) efectuó estudios de geofísica, laboreo y perforaciones para la Compañía Minera Aguilar.

Otros estudios corresponden a Lurgo (1974).

Los trabajos que permitieron identificar la mineralización de sulfuros masivos corresponden a Lurgo y Zappettini (1990) y Zappettini, Lurgo y Garavilla (1991). Las tareas de exploración incluyeron mapeo de superficie, estudios geoquímicos, geofísicos (polarización inducida, Turam, magnetometría de campo vertical y total) y perforaciones.

En 1992 los derechos fueron adquiridos por Pacific Rim Mining Corporation, que entre 1998 y 1999 realizó nuevos estudios geológicos, geofísicos (EM, magnetometría y CSAMT) y 1.000 m de perforaciones con lo que se perfeccionó el modelo geométrico de la mineralización y se ampliaron las reservas geológicas del yacimiento. Actualmente la propiedad ha sido ampliada y es designada por el concesionario como Sol Brillante.

GEOLOGÍA REGIONAL

El yacimiento se localiza en la Sierra de Cobres, que constituye el primer escalón de la Puna oriental.

Al sur del yacimiento, en dirección a San Antonio de los Cobres aflora el basamento precámbrico superior representado por metasedimentitas de la Formación Puncoviscana, a la que suprayacen en discordancia cuarcitas del Grupo Mesón y una potente secuencia de sedimentitas que Schwab (1970) identifica como Formación Chiqueros. La ausencia de niveles de origen volcánico, así como la presencia de delgados niveles de caliza y la identificación al norte del yacimiento, en la región de Castro Tolay de fósiles identificados como *Dyctionema yaconensis*, certifica la edad ordovícica inferior y su asignación a un ambiente de plataforma. Esta secuencia se encuentra intruida por rocas de diversa edad: el batolito granodiorítico identificado como Granodiorita Cobres (Zappettini, 1990), de edad ordovícica superior-silúrica, unidad perteneciente a la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.,* 1973). Se identificaron asimismo pequeños cuerpos dioríticos y leucograníticos asignados al Paleozoico superior (Zappettini, 1990). Al este del yacimiento se localiza el Lacolito Compuesto de Rangel (Zappettini, 1990), constituido por sienitas y granitos alcalinos y un complejo de diques (andesitas, bostonitas, riolitas, carbonatitas, lamprófiros), algunos de los cuales afectan al depósito.

El cuadro estratigráfico se completa con depósitos aterrazados, depósitos de probable origen glaciario y depósitos recientes constituidos por material coluvial y aluvial del Cuaternario.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La roca de caja del depósito está integrada por grauvacas, pelitas y niveles delgados de calizas asignados a la Formación Chiqueros, afectadas por un metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de la Granodiorita Cobres que dio lugar al desarrollo de esquistos biotítico-cordieríticos con preservación parcial de la estratificación original. Intercalados se encuentran esquistos clorítico-granatíferos y niveles de skarn originados a partir de las calizas originales (figura 1).

Intercaladas en la secuencia metasedimentaria hacia el este hay ortoanfibolitas espilíticas constituídas por hornblenda verde que pasa a tremolita - actinolita acicular, andesina, parches de carbonato y apatita, cuyo origen se vincula a la presencia de un conjunto ofiolítico de edad ordovícica inferior en la parte basal.

En las cercanías del yacimiento se identificaron diques de andesita de rumbo estenoroeste-oestesureste y diques de bostonita con corrida de hasta 300 metros. En algunas labores superficiales se presentan diques de cuarzo lechoso, de riolita, dacita y de lamprófiros. El conjunto de diques se vincula al magmatismo cretácico representado por el Lacolito Compuesto de Rangel, así como probables fases hipabisales terciarias (Lurgo y Zappettini, 1990). En una de las labores del sector oeste es posible constatar la precedencia de las venas de cuarzo al sistema vetiforme de La Colorada.

Estructura local

La mineralización está localizada en el flanco oriental de una gran antiforma en cuyo núcleo está emplazada la Granodiorita Cobres. Localmente la secuencia muestra plegamientos de diverso orden.

En el área de Cobres domina una secuencia de anticlinales y sinclinales cuyos ejes tienen rumbo noreste-suroeste que tienden a ser norte-sur hacia el noroeste del depósito, con longitud de onda entre 50 y 100 m, que corresponden a pliegues de segundo orden. Se identificaron asimismo pliegues de tercer orden con longitud de onda decimétricas, especialmente inferibles en los testigos de perforación.

La estructura responde a los plegamientos caledónicos-fase tacónica.

Varias fracturas atraviesan al sector y se pueden vincular a la implantación de un sistema de cizalla.

Morfología

A partir de los resultados detallados en Lurgo y Zappettini (1990) y de los nuevos datos presentados por Pacific Rim Mining Corporation (Infomine, 1999) se ha definido que la mineralización constituye un cuerpo tabular que comprende horizontes masivos y semimasivos entre los cuales hay niveles con mineralización en stockwork, alcanzando

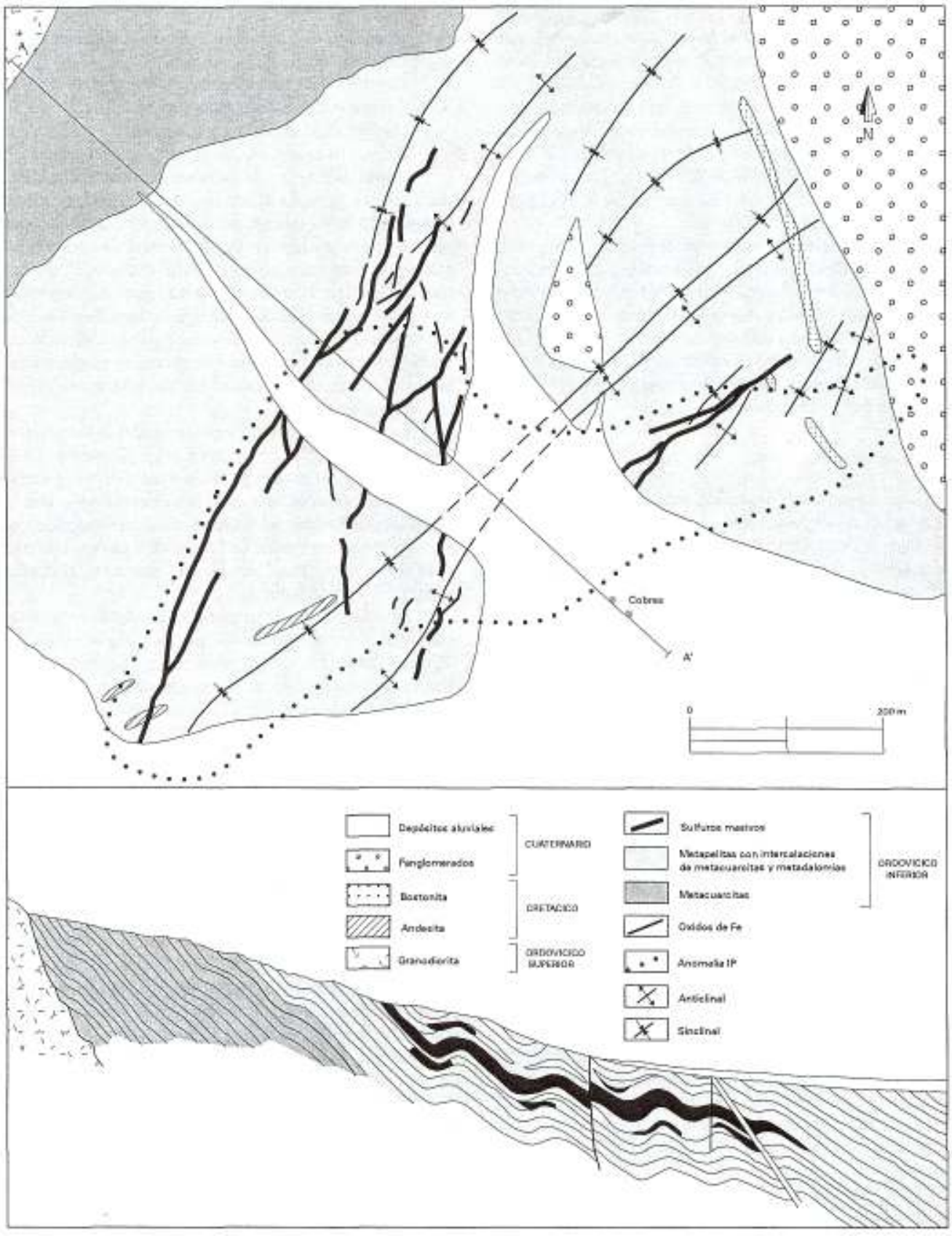


Figura 1. Geología del yacimiento La Colorada.

el conjunto 40 m de espesor. El cuerpo que en los primeros trabajos fue definido como de forma elipsoidal de 900 m en sentido noreste-suroeste por 200 m en su parte más ancha con su techo localizado entre 20 y 70 m de profundidad, por efecto del intenso plegamiento y fallamiento que lo ha afectado. Las nuevas perforaciones permitieron confirmar la continuidad de la mineralzación en 425 de longitud y 385 m de ancho, hasta profundidades de 225 metros. La inclinación general del cuerpo varía entre 30° y 65° al sureste y el espesor verdadero entre 12 y 52 metros.

La mineralización de óxidos de hierro y cobre aflorante en superficie, a la que originalmente se asignó un origen vinculado a removilización mediante aguas meteóricas de los metales de base y hierro en ambiente oxidante (Zappettini *et al.*, 1991) ha sido reinterpretada y asignada a horizontes de sulfuros masivos aflorantes completamente oxidados que se disponen conformando una estructura plegada de rumbo norte-sur (Infomine, 1998).

Alteración hidrotermal

En superficie la alteración más importante y abundante es la argilitización que se presenta en las rocas esquistosas y altera desde el feldespato a toda la roca de manera gradual. Se presenta como un fenómeno masivo en general, registrándose en lo particular guías argilíticas penetrantes, habiéndose identificado tipos caolínicos, localmente dickita. Se extiende más allá de las manifestaciones ferríferas hasta algunas decenas de metros en ambos hastiales. En partes, es tan intensa, que origina bancos de caolín puro.

La silicificación representada por sílice amorfa a criptocristalina se presenta en forma masiva y es posterior a la arcillitización.

El resto de las alteraciones como cloritización, epidotización, zeolitización y carbonatización afectan de manera más reducida a la roca de caja y a diques cretácicos. En los cuerpos alcalinos es especialmente importante la epidotización y carbonatización.

Hay alunitización de tipo supergénico.

Mineralogía

La mineralización de óxidos en superficie corresponde a una asociación de limonitas y hematita. La hematita es masiva, con estructura botrioidal compacta. Presenta color rojo oscuro casi negro. Localmente tiene estructura cavernosa. La limonita se asocia a la hematita y forma agregados de estructura botrioidal y masivos. Es parcialmente coloforme, apareciendo también con estructura porosa.

Se observa jaspe, de fractura concoidea y colores transicionales entre ocres y rojos.

Los minerales oxidados de cobre son crisocola predominante, con malaquita y azurita subordinadas. La crisocola ocurre como relleno de fisuras en la masa de óxidos de hierro, con espesores menores a 1 centímetro.

Los sulfuros primarios, reconocidos en muestras de perforaciones se distribuyen de acuerdo al siguiente orden de abundancia en:

Mayoritarios: pirrotina monoclínica y hexagonal, blenda, arsenopirita, calcopirita y galena.

Minoritarios: magnetita y lollingita

Trazas: Bi nativo, casiterita, tetraedrita,electrum

La pirrotina es uno de los minerales opacos más abundantes en el cuerpo. La acción moderada del metamorfismo dinámico en el yacimiento produjo en este mineral deformación de sus texturas desarrollando otras de tipo caótico, como por ejemplo, agregados granulares irregulares con intercrecimiento de cristales monoclínicos y hexagonales exsueltos mostrando texturas de tipo *kinkbanding*. También se la observa formando lamelas de presión, exhibiendo extinción ondulatoria. En algunas muestras la pirrotina contiene inclusiones de calcopirita, blenda, galena, arsenopirita y löllingita.

La blenda predomina como agregados subidiomorfos diseminados de manera intersticial entre pirrotina y calcopirita. Conserva la textura primaria a pesar de haber actuado un leve metamorfismo durante su depositación que se manifiesta en variaciones químicas en su composición, especialmente en los valores de Fe (9 a 10% en peso), lo cual es coincidente con otras blendas que ocurren en el mundo en este tipo de yacimientos.

La arsenopirita se presenta como cristales rómbicos diseminados o constituyendo pequeños agregados subidiomorfos diseminados entre los minerales transparentes; o con textura cataclástica originada por depositación tardía de la arsenopirita respecto al orden de aparición de los otros sulfuros.

El porcentaje de As varía entre 34 y 35% y es coincidente con una temperatura de depositación de 310 a 350ºC, lo cual no limita el metamorfismo a este rango sino que implica que el reequilibrio al enfriarse se interrumpe en el intervalo antes mencionado.

Algunos cristales de arsenopirita tienen granos muy pequeños asociados de löllingita y chispas de electrum incluidas.

La calcopirita presenta texturas primarias y otras producto de metamorfismo. Entre las primeras, la calcopirita reemplaza a blenda en forma de venillas. Respecto al segundo tipo de texturas, se asocia a blenda formando lentes o pequeñas bandas paralelas y se la encuentra como *blebs* dispuestos de manera desordenada o no en el sulfuro de cinc y en pirrotina constituyendo textura *disease*.

La magnetita, galena y löllingita se presentan en escasa cantidad.

Los minerales accesorios y trazas se observan rellenando fisuras (Bi nativo), como inclusiones (casiterita y electrum) o intercrecidos (tetraedrita). Como mineral supergénico se ha identificado covelina.

Se interpreta el siguiente orden de depositación de la mena: magnetita, casiterita, pirrotina (pirita), blenda, calcopirita, galena y arsenopirita. La löllingita, las pequeñas inclusiones de bismuto nativo, los escasos granos de tetrae-

drita y electrum son originados por procesos de los últimos estadios metamórficos. En parte esta paragénesis está enmascarada por el metamorfismo sobreimpuesto.

Geoquímica

La geoquímica de roca permite circunscribir la mineralización mediante la curva isovalor de 6% en Fe. Este aumento en el contenido en Fe define una silueta circular que constituye asimismo una anomalía de color centrada en Cobres.

El cobre y el zinc muestran claras anomalías con valores que quintuplican el fondo regional, dispuestas en correspondencia con la mineralización, en tanto el plomo exhibe una distribución errática, con valores anómalos pero escasa dispersión.

En la mineralización aflorante se destacan los contenidos anómalos en Au, que alcanza hasta 4,29 g por tonelada. La Ag, si bien no muestra contenidos de interés económico, supera fuertemente el fondo regional de 0,15 ppm y muestra correlación positiva con el plomo.

El Sb muestra valores muy notables en pocas muestras que se corresponden con anomalías fuertes de oro y plata.

El Cu, el Pb y el Zn presentan valores anómalos, siendo notable el caso del plomo, que alcanza en una muestra 14,77%, correspondiente a mineralización de tipo oxidada primaria.

El As alcanza hasta 6% y tampoco se corresponde con la presencia de mineralización de sulfuros, suponiéndose corresponda mineralógicamente a escorodita.

El Hg es asimismo anómalo con valores de hasta 1,1 ppm que superan un fondo del orden de 0,8 partes por millón.

El contenido de S en superficie varía entre 0,1 y 0,58% y el de Ti entre 280 y 2.800 partes por millón.

Entre los elementos traza el boro alcanza 800 ppm y el Ga 47 ppm. No se ha detectadoTa, Se ni Te.

En los niveles de sulfuros se observa que Pb, Zn y Ag muestran fuerte correlación y que el Cu es ubicuo en el sistema. El Au parece vincularse con los intervalos ricos en Zn (Infomine, 1999).

Estudios isotópicos

Se analizaron cuatro muestras de galena obtenidas de testigos de perforación.

Todas las muestras tienen una fuente cortical muy evolucionada (corteza continental superior) y no son típicos de sulfuros volcanogénicos. En todos los casos el plomo puede ser clasificado como anómalo (Zappettini y Segal, 1998).

Si se utiliza el modelo de dos etapas de Stacey y Kramer (1975) sobre la población se obtiene una edad de 1 Ga. Correspondiente a la edad del basamento que subyace a mina La Colorada y que constituyó el reservorio de donde fue extraído el plomo.

La diferencia entre los valores obtenidos en mina La Colorada y los registrados en Mina Aguilar (Brown, 1962) sugieren una escasa profundidad de la fuente de donde se extrajo el plomo, lo que conllevó una escasa a nula contaminación al atravesar la columna precámbrica superior-cámbrica.

MODELO GENÉTICO

La mineralización de La Colorada fue originalmente descripta como un cuerpo de sulfuros masivos exhalativos de afinidades volcanogénicas (Zappettini *et al.*, 1991). Los estudios posteriores indican mayores afinidades con el modelo sedimentario-exhalativo, es decir formado a partir de fluidos hidrotermales exhalados en el fondo marino, canalizados por conductos controlados por fallamiento, con una mineralogía que se corresponde con el tipo proximal (Zappettini y Segal, 1998). Una asignación similar consta en Sureda *et al.* (1991) y en informes de la empresa concesionaria (Pacific Rim Mining, 1998). La ausencia de volcanismo submarino ácido significativo concomitante con la mineralización, la posición estratigráfica del cuerpo, equivalente a los niveles superiores del distrito Aguilar, el ambiente de formación y las características isotópicas de la mineralización sostienen esta asignación.

BIBLIOGRAFÍA

Brown, J. S., 1962. Ore leads and isotopes. *Economic Geology,* 57: 673-720.

Cayo, R., 1954. Mina La Colorada (Salta). Informe inédito. *Dirección General de Fabricaciones Militares, Biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

González Amorín, R., 1953. Informe sobre mina La Colorada, provincia de Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares, Biblioteca SEGEMAR,* inédito. Buenos Aires.

Hausen, J., 1925. Sobre un perfil geológico del Borde Oriental de Puna de Atacama. *Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina, Boletín.* Córdoba.

Infomine, 1998. La Colorada Infomine http://www.pacrim-mining.com/lacolorada.html *Report Robertson Info-Data Inc* (13/12/1998)

Infomine, 1999. Sol Brillante (La Colorada) Infomine. http://www.pacrim-mining.com/lacolorada.html *Report Robertson Info-Data Inc* (05/06/1999)

Lurgo, C., 1974. Informe sobre la prospección de recursos ferríferos en el área del Plan NOA (provincias de Salta y Jujuy). *Dirección General de Fabricaciones Militares, Biblioteca SEGEMAR,* informe inédito. Buenos Aires.

Lurgo, C. y E. O. Zappettini, 1990. Proyecto Mina La Colorada, Cobres, departamento La Poma, provincia de Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares, Biblioteca SEGEMAR,* inédito. Buenos Aires.

Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza y V. Viera, 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 6: 89-100. Buenos Aires.

Pacific Rim Mining, 1998. Hard Rock Analyst. 05/01/ 1997. http://www.stockgroup.com/PFG/thirdpary2.htm

Schwab, K., 1971. Informe geológico: Hojas 5ª, Paso de Huaytiquina y 5b, Salar de Cauchari. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 176. Buenos Aires.

Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino. *Dirección de Minas y Geología. Boletín,* 53. Buenos Aires.

Stacey, J. S. y J. D. Kramer, 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters,* 26: 207-221.

Sureda, R. J., P. Arganñaraz y A. Castillo, 1991. Depósitos auríferos del distrito Santa Victoria, Salta, Argentina, y sus relaciones con la Provincia Metalogénica Quiaqueña. *Simposio Internacional sobre yacimientos aluviales de oro, Actas:* 7-16. La Paz.

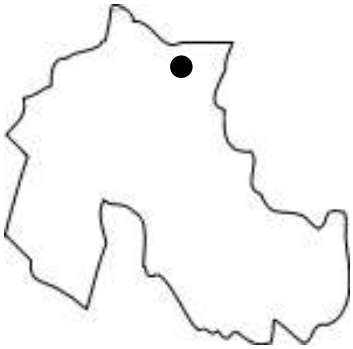
Whiting, F., 1957. Los Cobres, Salta. Final Report. Informe inédito, *Compañía Minera Aguilar.*

Zappettini, E. O., 1990. Geología y metalogénesis de la Puna Oriental entre los 23° y 23°45' de latitud sur, provincias de Jujuy y Salta. República Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación Especial:* 120-127. Buenos Aires.

Zappettini, E. O., C. Lurgo y R. Garavilla, 1991. Hallazgo de un sulfuro masivo en el Paleozoico del Noroeste de la República Argentina.. El yacimiento polimetálico «La Colorada», Cobres, provincia de Salta. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Revista,* 8 (8): 37-41. Buenos Aires.

Zappettini, E. O. y S. J. Segal, 1998.El depósito polimetálico La Colorada (Salta, Argentina): un cuerpo de sulfuros masivos de filiación Sedex. *10º Congreso Latinoamericano de geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: 200-206.

Segal, S., M. Godeas, N. Pezzutti y E. O. Zappettini, 1999. Distrito de plomo, cinc y plata, Pumahuasi, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 493-497, Buenos Aires.



DISTRITO POLIMETÁLICO PUMAHUASI, JUJUY

Susana J. Segal[1], Marta C. Godeas[1], Norma Pezzutti[1] y Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito se localiza en el departamento Yavi, 20 km al sur de La Quiaca, a una altura comprendida entre 3.560 y 3.800 m sobre el nivel del mar.

La minas que componen el distrito se distribuyen en una faja de 15 km en sentido norte-sur con un ancho de aproximadamente 3 kilómetros. Se agrupan en dos sectores separados por unos 4 km de cubierta cuaternaria: septentrional y austral. El primero comprende las minas Isabel, Pumahuasi, Chaussette, Matadero y Sol de Mayo, y el austral Cerro Colorado, Leman, Bélgica, Pulpera, Luisito, San Marcial, Perla, Washington y Cangrejillos.

Leyes, reservas y producción

El distrito Pumahuasi tiene reservas geológicas totales del orden de las 0,15 Mt con leyes entre 8-35% Pb, 8-35% Zn y 53-100 g/t Ag.

La producción para la mina Pumahuasi entre 1914-1921 y 1927-1937 fue de 80.000 t de concentrados, y para Bélgica y Sol de Mayo 18.000 t cada una.

HISTORIA DEL DISTRITO

Los antecedentes mineros del distrito se remontan a principios del siglo XX. La zona se conocía desde entonces como distritos mineros Pumahuasi, La Pulpera y Cangrejillos. En 1928 la compañía Minera Metalúrgica Sudamericana S.A. inicia sus labores en estos yacimientos hasta alcanzar una producción considerable, la que en 1938 comienza a declinar.

En los últimos años fue frecuente la explotación de escombreras por mineral de Pb y Zn.

En la mina Pumahuasi desde 1975 (Bassi, 1990) una empresa minera efectuó diversos estudios geofísicos, un muestreo geoquímico y 12 sondeos con 2.000 m perforados, desconociéndose los resultados.

Existen varios trabajos geológico-mineros del distrito, entre ellos: Beder (1928), Sgrosso (1943), Ahlfeld (1948), Turner (1964), Cosentino (1975), Pancetti (1980), Garavilla (1983), Lyons (1983), Angelelli (1984) y Bassi (1990).

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito se emplaza en ambiente de Cordillera Oriental. La secuencia comienza con la Formación Acoite (Ordovícico), de rumbo general norte-sur, constituida por lutitas, areniscas y areniscas lutíticas con leve metamorfismo regional de bajo grado. Esta formación aloja la mineralización de Pb-Ag-Zn (figura 1).

En discordancia se apoyan sedimentitas cretácicas que integran la Formación Pirgua, representada por un conglomerado brechado, areniscas y piroclastitas. La secuencia finaliza con sedimentos cuaternarios no consolidados que conforman planicies areno-arcillosas con rocas volcánicas (tobas y tufitas) interestratificadas.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Las rocas que contienen la mineralización consisten en lutitas y areniscas interestratificadas de la Formación Acoite, con metamorfismo regional de bajo grado.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR*

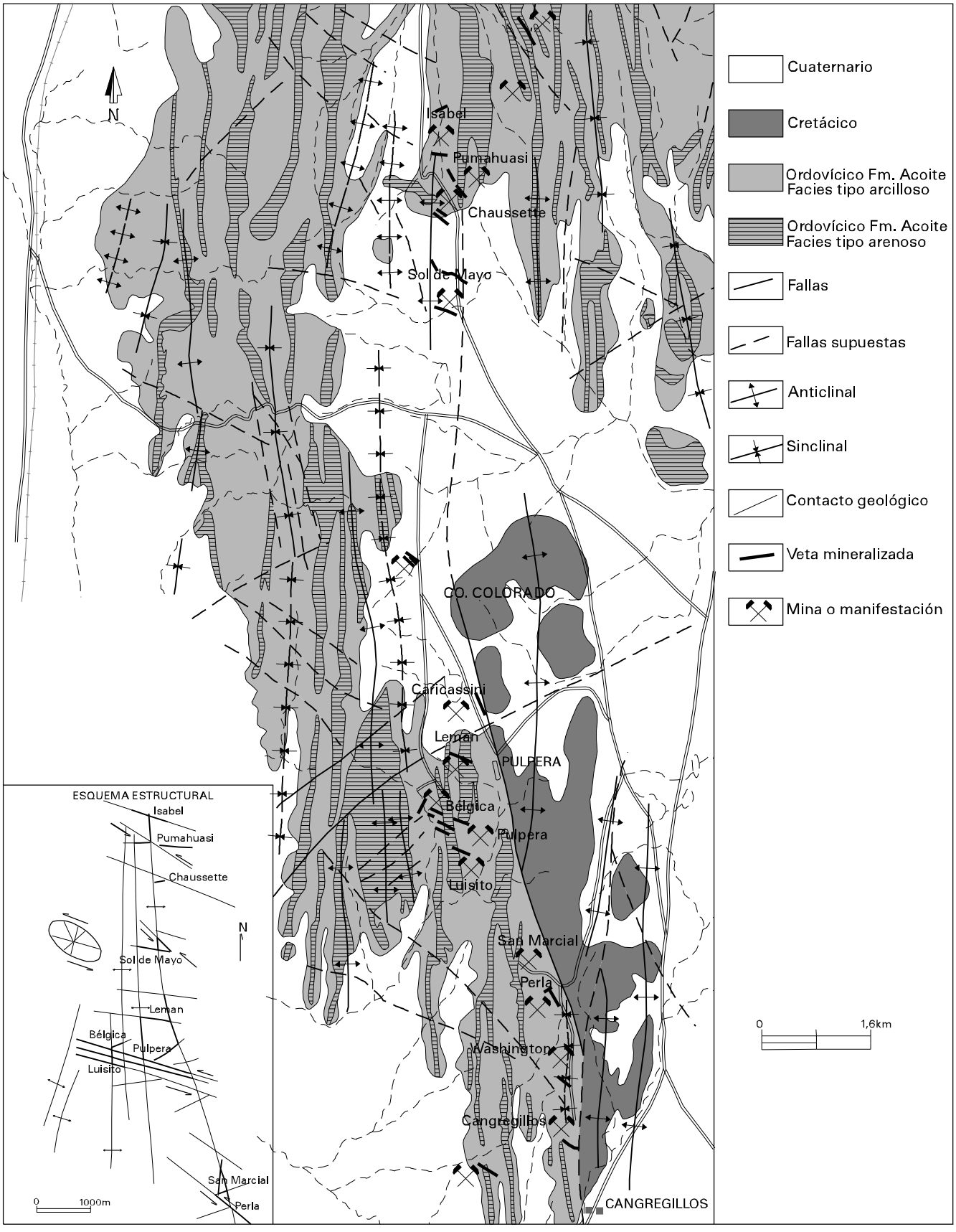


Figura 1. Geología general del distrito Pumahuasi (de Pancetti, 1980 y Bassi, 1990).

Las lutitas, de textura lepidoblástica, están integradas por sericita-moscovita acompañada por proporciones variables de carbonato y cuarzo. Estos dos últimos forman también venillas de orientación diversa. Se observan bandas dadas por concentración diferencial de mica y cuarzo.

Las areniscas son de grano fino a mediano y tienen textura blastopsamítica. Los clastos sedimentarios relícticos (95% de la roca) están representados por cuarzo, plagioclasa y micas (moscovita y en casos biotita, ambas ligeramente orientadas). Hay también escasos litoclastos de esquistos finos. Los minerales accesorios son turmalina, circón, rutilo y apatita. La exigua matriz ha recristalizado en sericita. Hay venillas rellenas con: 1) baritina con escaso o nulo minerales opacos; 2) baritina, carbonato y mineral opaco y 3) cuarzo, carbonato y minerales opacos.

Estructura

La Formación Acoite está plegada uniformemente dando lugar a estructuras orientadas en sentido norte-sur. Las ondas de plegamiento son amplias (Lyons, 1983), indicando una intensidad tenue en los esfuezos compresivos de orientación oeste-este de la región.

Con respecto a la estructura Cosentino (1974) reconoció tres sistemas de vetas. El sistema principal se orienta con un rumbo N55º-80ºO, y es el portador de las mejores estructuras productivas del distrito. El segundo sistema está dado por escasas vetas de rumbo N40º-65ºE siempre asociadas al anteriormente mencionado; son de carácter tensional y la mayoría de ellas de escasas dimensiones. El tercero está formado por una veta de rumbo N5ºE que corresponde a la mina San Marcial y no muestra similitudes en el área. Lyons (1983) mencionó que la geometría de estas estructuras indica que la resolución del mayor esfuerzo se encuentra en el primer sistema descripto; en él las estrías de deslizamiento, los pliegues de arrastre y otras evidencias sugieren que existe un movimiento de cizalla de tipo siniestral.

Alteración hidrotermal

Cosentino (1974) determinó varios tipos de alteración hidrotermal: pirítica, arcillosa, silícea, sericítica y clorítica. La pirítica tiene distribución areal importante aunque siempre restringida a las sedimentitas ordovícicas. La arcillosa presenta su mejor desarrollo en la mina San Marcial, en cuya roca de caja a ambos lados de la veta se han formado illita y cuarzo, en fajas de espesor variable entre 0,5 y 1 m; esta alteración sólo aparece en aquellas fracturas de cizalla en las que ha existido brechamiento. La alteración silícea se encuentra como relleno de microfractuas hasta venillas de algunos centímetros de potencia; es importante en el conglomerado brechado de la Formación Pirgua. Las alteraciones sericítica y clorítica aumentan gradualmente en la cercanía de las vetas. La clorita forma parches o agregados de hasta 2 mm en aquellas fracturas que muestran un brechamiento de la roca de caja. La sericita se comporta de igual manera que la clorita, incrementándose marcadamente su cantidad y tamaño a medida que disminuye la distancia con las zonas mineralizadas.

Morfología

Los cuerpos mineralizados son vetas emplazadas como relleno de fallas y fracturas (figura 1). La potencia de las vetas es poco variable y oscila entre 20 y 40 cm, ocasionalmente la mena se concentra en bolsones y clavos. Los rumbos de las vetas son N90º a N130º, predominando la dirección este-oeste y buzamientos verticales a casi verticales.

Mineralización

La mineralogía es sencilla y con relativa variación en los diferentes yacimientos que constituyen el distrito.

Se caracteriza por una marcada zonación vertical de Pb-Zn con enriquecimiento de valores de Zn en profundidad. (36% Pb-8% Zn en superficie y 8%Pb-32%Zn en el nivel –350 m de mina Pumahuasi) (Bassi, 1990).

De acuerdo al orden de abundancia los minerales primarios son: galena-blenda-calcopirita-pirita-arsenopirita-sulfosales del grupo tetraedrita-tennantita y covelina-digenita.

Los minerales de ganga encontrados son: cuarzo, carbonatos de Pb-Zn, baritina, siderita y limonitas.

Los sulfuros desarrollan agregados policristalinos de moderado a gran tamaño (1 a 3 mm) dispersos en la roca de caja; cuando ocurren como relleno de fracturas indican textura masiva de galena, blenda, calcopirita y pirita intercrecida con carbonatos. En algunas muestras de la mina Sol de Mayo, Chaussette y Pumahuasi se observan agregados granulares de pirita y blenda con notable presencia de material de ganga, preferentemente cuarzo y carbonatos. Es muy importante la presencia de tetradrita incluida como *blebs* en galena y/o blenda.

El enriquecimiento secundario está evidenciado por la existencia de covelina y digenita reemplazando a galena y calcopirita como bordes y venillas entre los minerales primarios, así como la de carbonatos y sulfatos asociados a los sulfuros en los bordes de los cristales.

Datos isotópicos

Se analizaron los contenidos en $\delta^{34}S‰$ en muestras de galena de cuatro vetas, Pumahuasi, Chaussette, La Bélgica y La Pulpera. Los valores obtenidos varían entre - 4,5 ± 0,5 y + 0,2 ± 0,5‰, evidenciando que en promedio hay una depresión en ^{34}S.

Los resultados implican una activa participación de aguas circulantes en la precipitación de la mineralización y son comparables con los de yacimientos de génesis similar,

pudiendo especularse que la fuente de azufre ha sido la secuencia sedimentaria que aloja a los depósitos.

Las composiciones isotópicas del Pb de las galenas del distrito varían entre 15,659 y 15,646 para $^{207}Pb/^{204}Pb$, entre 18,534 y 18,136 para $^{206}Pb/^{204}Pb$ y entre 38,363 y 38,696 para $^{208}Pb/^{206}Pb$. Los datos se disponen según arreglos lineales característicos.

Los valores $^{207}Pb/^{206}Pb$ y $^{206}Pb/^{204}Pb$ se ubican entre las curvas de orógeno y corteza superior del modelo de Zartman y Doe (1981). Esto sugiere que el plomo deriva de una mezcla de fuentes: rocas de la corteza superior y rocas formadas y deformadas en ciclos orogénicos repetidos (Beaudoin y Sangster, 1992). La relaciones $^{208}Pb/^{206}Pb$ y $^{206}Pb/^{204}Pb$ se agrupan por encima de la curva del orógeno, dato que, para otros yacimientos de génesis similar se interpreta están originados por mezcla de rocas del orógeno con composiciones de Pb diferentes de la curva modelo.

DESCRIPCIÓN DE LAS MINAS

MINA PUMAHUASI

Es la más importante del distrito. Está constituida por un pique de 350 m de profundidad siete niveles con una longitud total de 800 metros.

Existen dos vetas prácticamente verticales, una al sur (Pumahuasi) y otra al norte (Pumahuasi Nueva) con dirección este-oeste y noroeste respectivamente. Las características mineralógicas de ambas vetas es diferente, notándose un mayor enriquecimiento en Fe (hematita) en el cuarzo de Pumahuasi Nueva. En cambio, en Pumahuasi es mayor la cantidad de galena y blenda con una casi inexistente zona de oxidación.

Las corridas de ambas vetas son similares, pero Pumahuasi presenta un desmonte mayor que Pumahuasi Nueva alcanzando las 100.000 t (Bassi, 1990).

La mina Pumahuasi fue abandonada por disminución de valores de Pb en profundidad.

MINA CHAUSSETTE

Se encuentra entre 300 a 500 m al sur de la mina Pumahuasi. Existen dos vetas, de las cuales la veta sur es la más importante desde el punto de vista mineralógico. Esta última tiene un rumbo de 100-130º y buza 60-80º al noreste.

Los minerales que componen ambas vetas son: galena, blenda, pirita, calcopirita, covelina y ankerita.

MINA SOL DE MAYO

Se comenzó la explotación en 1920. Está ubicada a 1,7 km al sur de la mina Pumahuasi. Se distinguen dos vetas paralelas: Matadero y Sol de Mayo.

La primera tiene una corrida de 120 m y el pique principal es de una profundidad de 150 m alcanzando la zona de transición de galena a blenda (Pancetti, 1980).

La mineralización más abundante es de blenda y galena con calcopirita subordinada.

La veta Sol de Mayo tuvo un pique de 280 m de profundidad, actualmente derrumbado. La producción se paralizó en el nivel 250 m, probablemente en el pasaje de galena a blenda. Es abundante la presencia de pirita, calcopirita, cerusita en ganga de baritina, ankerita y limonitas.

La producción de esta mina fue de 18.000 t de concentrados de Pb durante los principales períodos de explotación (Ahlfeld, 1948)

MINA CERRO COLORADO

Este yacimiento se encuentra a 3,5 km al sur de la mina Sol de Mayo. La veta principal con 22 m de longitud y 5 m de profundidad tien escasa mineralización de galena diseminada en baritina.

MINA CARICASINI

Está ubicada a 7,5 km de la mina Pumahuasi. Se presentan varios destapes y trincheras con escasa mineralización de Pb en baritina sin importancia económica.

MINA GENERAL LEMAN

La mina se ubica a 650 m al oeste-suroeste del pueblo Pulpera. Se trata de una sola veta explotada a cielo abierto y mediante laboreo subterráneo a lo largo de 200 metros.

La veta tiene un buzamiento entre 65-75º en dirección suroeste. La mineralización se constituye de galena, blenda, cerusita y anglesita.

MATADERO

Es la veta norte de la mina Sol de Mayo. Tiene un rumbo en forma de "S" de 110º-130º y buza 75º-85º al suroeste, su potencia media es de 80 centímetros. Tiene la misma mineralización que la Sol de Mayo.

PULPERA

Esta mina se encuentra a 1 km al sur de la localidad La Pulpera. Consta de dos vetas: la norte llamada Piss y La Pulpera 80 m al sur de la anterior.

Presentan una mineralización de galena,blenda, ankerita, baritina, calcedonia, cerusita, anglesita, limonitas, escasa pirita y calcopirita.

La producción correspondiente al perído comprendido entre los años 1914-1921 y 1927-1937 totalizó 18.000 t de concentrados de plomo (Ahlfeld, 1948).

BÉLGICA Y ALEJANDRO

Están ubicadas a 12 km al sur de la mina Pumahuasi. Ambas son importantes desde el punto de vista mineralógico. La veta principal de la mina La Bélgica tiene un pique con 116 m de profundidad que marca el extremo este de las labores mineras. Tiene un rumbo de 70º y un buzamiento de 80-85º al noroeste. Se explotó a lo largo de 150 metros. El mineral más abundante es galena que termina en profundidad en capas muy ricas en sílice.

Alejandro consta de una veta de rumbo 110º-140º y un buzamiento casi vertical en dirección suroeste y/o estenorte, su potencia varía entre 0,20-0,40 metros.

Existen otras manifestaciones (San Marcial, Perla, Washington) que por su menor importancia económica no se describen en este capítulo.

MODELO GENÉTICO

El distrito Pumahuasi constituye un sistema vetiforme polimetálico simple de Pb-Ag-Zn. Se asigna a depósitos asociados a zonas de fallas en secuencias clásticas metasedimentarias de la Formación Acoite (Ordovícico) en áreas orogénicas. El modelo genético, a la luz de los datos mineralógicos, estructurales, isotópicos, y de ambiente de emplazamiento se corresponde con el de vetas en terrenos metasedimentarios clásticos (Beaudoin y Sansgster, 1992). En su génesis las fallas corticales y los eventos metamórficos y deformativos regionales juegan un rol esencial.

BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy. *Universidad Nacional de Tucumán, Publicación,* 455. Jujuy.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires,* 1 y 2. La Plata.

Bassi, H. G. L., 1990. Evaluación geológico-minera del yacimiento plumbo-zincífero Pumahuasi. Jujuy. *2º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 386-389. San Juan.

Beaudoin, G. y D. F. Sangster, 1992. A Descriptive Model for Silver-Lead-Zinc Veins in Clastic Metasedimentary Terranes. *Economic Geology,* 87: 1005-1021.

Beder, R., 1928. Los yacimientos de minerales de plomo en Yavi, Jujuy. *Publicación de la Dirección General de Minas e Hidrología,* 38. Buenos Aires.

Cosentino, J. M., 1974. Distrito minero Pumahuasi-Cangrejillos, departamento de Yavi, provincia de Jujuy. *Revista Minería,* 144: 35-44. Buenos Aires.

Lyons, W. A., 1983. Estructuras vetiformes en algunos depósitos epigenéticos. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 91-105. San Juan.

Pancetti, N., 1980. Informe final Área de Reserva Nº 30-Pumahuasi, provincia de Jujuy. *Centro de Exploración Geológico-Minera, Dirección General de Fabricaciones Militares,* Carpeta 345- I, inédito. Buenos Aires.

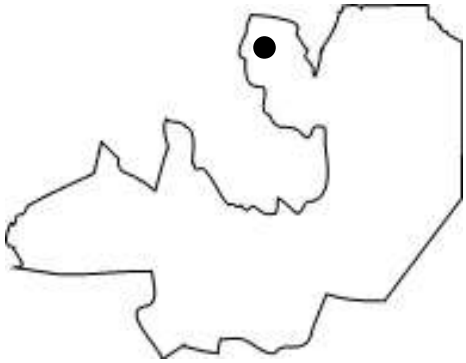
Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento geológico minero del noroeste argentino. *Boletín de la Dirección General de Minas y Geología,* 53. Buenos Aires.

Turner, J. C. M., 1964. Hoja Geológica 2b, La Quiaca. *Instituto Geológico Minero, Boletín,* 103. Buenos Aires.

Zappettini, E., (Ed.) 1998. Mapa metalogenético de la República Argentina, versión preliminar. *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR.*

Zartman, R. E. y B. R. Doe, 1981. Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.

Castillo, A. L., 1999. Depósitos de baritina de Cordillera Oriental, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 499-503, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE BARITINA DE CORDILLERA ORIENTAL, SALTA

Alfredo L. Castillo[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los distritos de baritina de Cordillera Oriental se localizan en las Sierras de Santa Victoria y Zenta. El acceso a los diversos distritos se detalla en cada caso (Meilán, 1980).

Leyes, reservas y producción

En la provincia de Salta los antecedentes referidos a la explotación de yacimientos de baritina encuentran en la mina Mono Abra los mayores valores de producción (20.000 t entre 1985 y 1990); como referencia mencionamos que en la provincia de Jujuy la producción de la mina Noemí Antonina durante 1989-1990 fue de 11.000 t de baritina con cantidades subordinadas de galena.

Trabajos exploratorios realizados en la región han permitido determinar recursos potenciales, diferenciados en bloques, para los que se calcularon las siguientes reservas de mineral en bruto (Castillo *et al.*, 1992, 1994 y 1996): Bloque mina Mono Abra, 118.000 t (baritina esencial-galena accesoria); bloque mina Poscaya, 53.000 t (principalmente baritina) y bloque mina San Martín, 105.000 t (baritina esencial, galena accesoria).

[1] *Secretaría de Minería, Industria y Recursos Energéticos de la provincia de Salta.*

Universidad Nacional de Salta, Cátedra de Yacimientos Minerales y Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Salta.

HISTORIA DE LOS DISTRITOS

Los estudios se iniciaron con el control y depuración de las distintas figuras mineras concedentes, referidas al recurso baritina en las provincias de Salta y Jujuy, lo cual permite constatar el estado legal actual y ubicación geográfica de las manifestaciones de baritina denunciadas oficialmente.

Como fuente de información se ha tomado el padrón minero de la provincia de Salta, en éste se detalla la nómina de propiedades mineras, estado legal, concesionario y ubicación, vigentes a una determinada fecha; si bien estas figuras continuamente varían en el tiempo, son útiles para la localización geográfica y relevamiento estadístico del recurso estudiado.

El padrón minero de la provincia de Salta, discrimina el detalle de minas de baritina, agrupadas en manifestaciones (denuncios de lugar de extracción de la muestra), minas registradas (concesión del espacio sin petición de mensura), minas concedidas (las que tienen mensura aprobada) y minas vacantes (por falta de prosecución de trámites).

Se tiene en cuenta que la baritina también se emplaza como mineral de ganga, en menas metalíferas, principalmente de plomo, cinc, cobre, oro y plata. Numerosos antiguos depósitos de plomo, ubicados en la región de estudio, han reactivado sus tareas de exploración-explotación, en vías de lograr el aprovechamiento de la baritina factible de concentrarse, a partir de las menas metalíferas detalladas. Por esta razón el estudio de la mena contempla la investigación de la paragénesis mineral que incluye a la baritina.

Mineralización

La baritina de las minas que conforman los distritos se presentan constituyendo vetas propias de elevada pureza e integrando la ganga en menas metalíferas de plomo, zinc,

cobre, oro y plata. En la tabla 1 se sintetizan los datos analíticos obtenidos en laboratorio y las determinaciones de densidad de la baritina, para los distritos Santa Victoria, Iruya y Sierra de Zenta.

En las menas estudiadas, la baritina es por lo general el componente esencial, en común asociación con cuarzo y galena, siendo blenda, pirita, calcopirita, óxidos de hierro-manganeso y oxidados de cobre, constituyentes accesorios. Se la encuentra tanto en cristales de hábito prismático, disposición fibro-radial característica y colores blanco crema a rosado pálido, como también finamente intercrecida con los componentes accesorios y fragmentos de roca de caja.

A escala microscópica, la baritina se manifiesta en agregados cristalinos de hábito prismático, normalmente asociada con cuarzo y fragmentos líticos de las sedimentitas de caja. En los sectores de mayor deformación, la vinculación es estrecha, observando finos intercrecimientos en micromosaicos y venillas de cuarzo, lo que resulta perjudicial no sólo como contaminante en la calidad, sino por dificultar el grado de liberación de la baritina en la mena. En algunos casos, la deformación es acompañada por recristalización, conformando mosaicos granoblásticos y transformando las sedimentitas incluídas en fragmentos de blastomilonitas isorientadas según la dirección de máximo esfuerzo.

Los valores determinados de densidad de la baritina varían entre 3,90 g/cm^3 y 4,58 g/cm^3, debido al grado de liberación y a las asociaciones baritina- cuarzo-fragmentos de roca (valores mínimos) y baritina-galena (valores máximos). Se indican los datos analíticos de los depósitos en la tabla 1.

DISTRITOS BARÍTICOS

En la Cordillera Oriental, los depósitos de baritina se emplazan en sedimentitas, del tipo areniscas, lutitas y areniscas cuarzosas, asignadas en sentido amplio al Ordovícico y observan controles estructurales bien marcados, en la localización de la mineralización. Las relaciones litoestratigráficas y estructurales pueden observarse en el mapa geológico correspondiente (figura 1).

Se reconocieron asociaciones minerales que caracterizan a las manifestaciones mineras vetiformes emplazadas en la Formación Puncoviscana, Grupo Mesón y Grupo Santa Victoria. Las vetas del basamento incluyen minerales esenciales de Fe y Cu y menor participación de los de Ba y Pb; detectan anomalías auríferas. Las escasas manifestaciones que afectan a las secuencias cámbricas desarrollan paragénesis de Pb, Cu y Fe. Las manifestaciones alojadas en rocas ordovícicas presentan minerales esenciales de Ba y Pb y proporciones variables de minerales de Ag, Zn, Cu, Fe y Mn, con anomalías auríferas.

En todos los casos, los cuerpos mineralizados tienen clara vinculación estructural, conformando vetas controladas por fallas. En Cordillera Oriental, sector nororiental, no se advierten vinculaciones con rocas magmáticas.

Sector nororiental: Distrito Santa Victoria, distrito Iruya, distrito Sierra de Zenta.

Sector suroriental: Grupo Minero El Toro.

DISTRITO SANTA VICTORIA

El distrito se encuentra ubicado en la región norte de Salta, en el departamento de Santa Victoria y comprende principalmente, el sector oriental de la Sierra homónima. Se accede desde La Quiaca (450 km de la ciudad de Salta) o por la localidad de la Intermedia, desde Ruta 9, hasta el Paraje de Cóndor. Pasando el abra de Cóndor se puede llegar, entre otras, a Vizcachani, La Ciénaga y Mono Abra; esta última situada a 160 km de La Quiaca.

En este distrito, las manifestaciones de baritina constituyen cuerpos vetiformes, principalmente emplazados en rocas lutíticas de edad ordovícica; también en rocas precámbricas de la Formación Puncoviscana y en cámbricas del Grupo Mesón. La baritina esencialmente se asocia con cuarzo, galena y blenda, en proporciones variables, que van desde exiguas venillas sin mayores perspectivas, hasta cantidades apreciables, con interesantes expectativas para su aprovechamiento económico, tal el caso de mina Mono Abra.

Los principales depósitos que componen este distrito son: mina Mono Abra, mina Don José, mina San Juan, mina Jaime Alberto, mina Santa Rosa 10, mina Dana, mina El Nazareno, mina Julia, mina Poscaya, mina María Gabriela, mina La Ciénaga, mina Lopiara, mina Misquero, mina San Felipe y mina La Esperanza.

DISTRITO IRUYA

En este distrito se localizan grupos de manifestaciones mineras tales como las minas Las Tolderías de baritina, Viejito y Toroyoc de galena y baritina y Esperanza de cobre y uranio. Desde la ciudad de Salta se accede por la localidad de Iturbe (a 260 km) y luego hacia el cerro Minero-abra de la Cruz (66 km) o hasta la localidad de Iruya (45 km).

Se destaca la mina Las Tolderías, que se ubica al sur de la localidad de Iruya. La mineralización de baritina, con cuarzo y galena accesorios y óxidos de hierro asociados, es vetiforme, alcanza los 0.60 m de espesor promedio y tiene como particularidad que la roca de caja, que atraviesa, corresponde a una lutita gris verdosa de la Formación Puncoviscana de edad precámbrica-eocámbrica.

DISTRITO SIERRA DE ZENTA

Se ubica al sur de los distritos Iruya y Santa Victoria, comprende parte de la Sierra de Zenta y Sierra de Cañas y sectores limítrofes de los departamentos Humahuaca (Jujuy), Iruya (Salta) y Orán (Salta). Se accede a la zona, desde la localidad de Humahuaca (a 310 km de la ciudad de Salta), hacia el este pasando por Palca de Aparzo, Palca de Varas hasta cerro El Gigante (mina Noemí Antonina), en recorrido de 60 kilómetros.

Los depósitos predominantes son del tipo vetiforme; se emplazan en lutitas, areniscas y areniscas cuarzosas y cuarcitas tremadocianas de la Formación Santa Rositas.

Distrito/Depósitos	SO_4Ba %	SiO_2 %	Fe %	Pb %	Ag ppm	Au ppm	OBSERVACIONES
SANTA VICTORIA							
Mono Abra	86,10	1,80	0,17	0,50	-	-	Con baritina d=4,16
Mono Abra	-	-	-	-	-	0,5	En sector Ba-Cu
La Ciénaga						0,8	Oligisto esencial
La Ciénega						0,2	Lutita de hastial
Santa Rosa 10	82,11	1,9	0,16	0,11	-	-	Con baritina d=3,91
Santa Rosa 10	84,48	1,4	0,14	0,11	-	-	Con baritina d=4,15
Poscaya	79,63	7,8	0,25	0,48	-	-	Con baritina d=4,45
Poscaya	95,35	1,6	0,21	0,37	-	-	Con baritina d=4,48
Lopiara	59,92	7,31	-	32,49	230	N.D.	Galena-hematita-baritina-Cuarzo.
Lopiara	95,36	2,88	-	0,45	250	N.D.	Con baritina d=4,26
IRUYA							
Tolderías	98,66	0,67	-	0,15	-	-	Baritina cristalina
Tolderías	92,29	2,70	-	0,15	-	-	Con baritina d=4,28
Tolderías	89,32	8,98	-	0,25	N.D.	N.D.	Con óxido Fe
Tolderías	41,28	10,38	1,87	27,96	23	2	Galena-cuarzo-óx.Fe.-baritina
Tolderías	-	-	-	-	7	< de 0,1	Lutita de hastial.
Tolderías	41,28	10,88	1,31	0,40	N.D	N.D.	Lutita de hastial.
Juanita	-	-	-	-	N.D	N.D.	Cuarzo-py-cpy.
San Isidro	-	-	-	-	15,6	0,1	Cuarzo-py-cpy.
San Isidro	-	-	-	-	N.D.	N.D.	Pelita de hastial
Soledad	-	-	14,87	-	N.D.	N.D.	Expresado- Fe_20_3
Esperanza	-	-	-	-	49	N.D.	Con 3,54% de Cu
Toroyoc				16,61	150	4	Con 1,77 % de Cu
Viejito (Huasi)	-	-	-	-	85	< de 0,1	
ZENTA	SO_4Ba	SiO_2	Fe	Pb	Ag	Au	OBSERVACIONES
Causillar	-	-	-	-	N.D.	0,1-0,5	Cuarzo-calcopirita - oxidados de Cu - Fe
San Andrés (Incahuasi-Orán)	-	-	-	-	N.D.	0,1	En cuarzo-calcopir.-óx. Fe.
San Martín	81,00	2,30	-	0,85	-	-	Con Baritina d=3,91
San Martín	-	-	-	-	N.D.	0,1 y 0,5	Zonación baritina-calcopirita
Noemí Antonina	52,17	811,30	-	8,88	-	-	Con baritina d=4,45
Toruma	-	-	-	-	N.D.	N.D.	Con baritina d=4,50
Quirusillar Chico (Molino - Zenta)	80,12	9,20	2,87	1,82	N.D.	N.D.	En sector de baritina esencial.
Quirusillar Chico	72,19	7,42	4,04	1,12	93	0,8	En sector de baritina-galena, esenciales.
Quirusillar Chico	14,10	1,7	0,67	56,16	-	-	En sector de galena esencial.

Tabla 1. Datos analíticos.

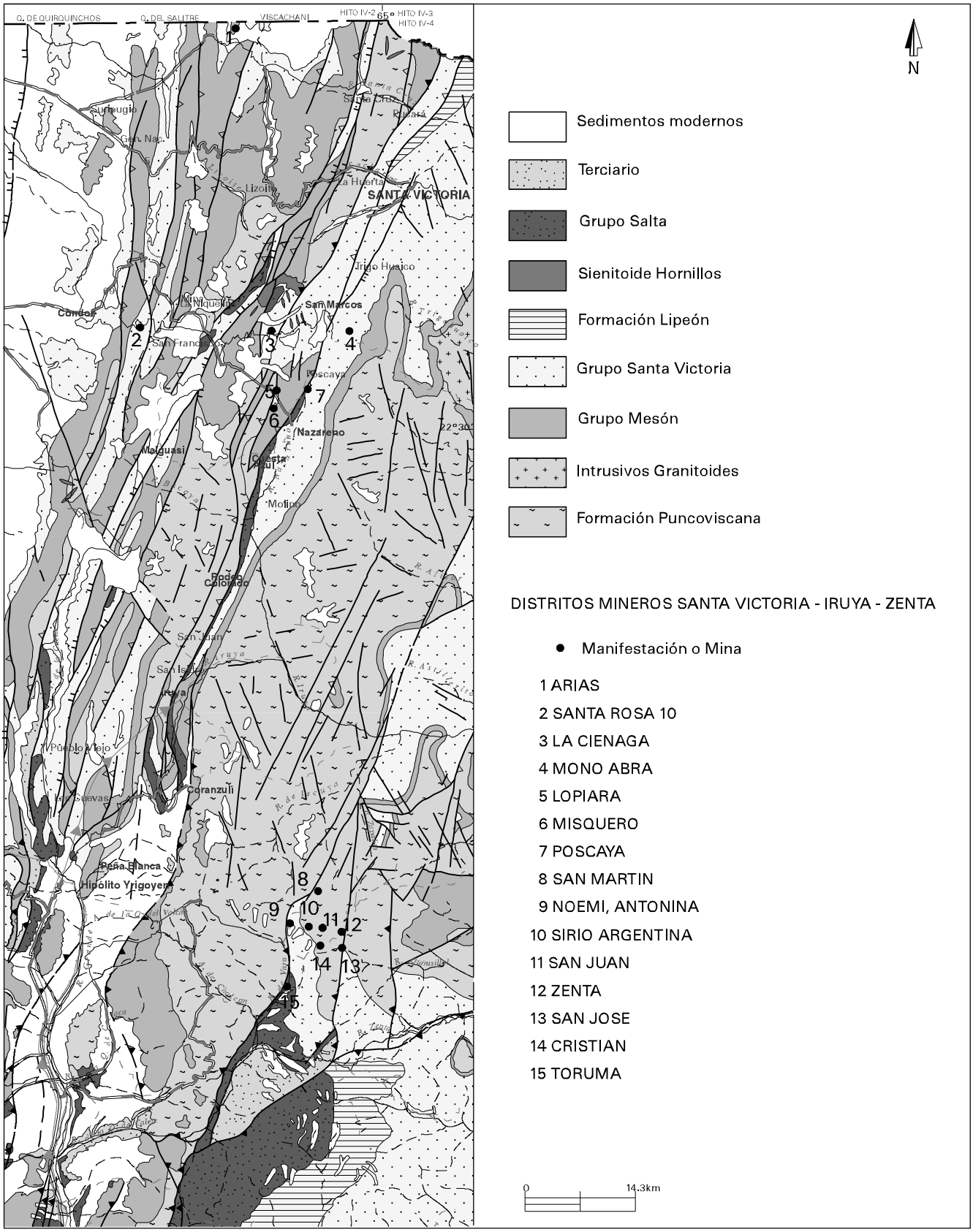


Figura 1. Mapa geológico con ubicación de las diferentes minas (modificado de Rubiolo, 1998).

Presentan espesores variables que van desde venillas centimétricas hasta los tres metros de potencia. La baritina y la galena, son esenciales y se encuentran asociadas con cuarzo y blenda en menor proporción. También se reconocen sectores con óxidos de hierro, manganeso y cobre concurrentes con la mineralización principal.

Las principales minas que forman parte de este distrito son: Noemí, Antonina, Cristian, San Juan, San Andrés y Agarayo, San José, Molino, Zenta, La Argentina, Toruma.

DISTRITO (GRUPO MINERO) EL TORO

Esta zona comprende el sector septentrional del departamento de Rosario de Lerma, Salta, próximo al límite con el departamento La Poma. Se accede desde los parajes, Puerta de Tastil (sobre FF.CC. y Ruta 51, a 85 km de la ciudad de Salta) y Las Cuevas (sobre Ruta 51, a 115 km de la ciudad de Salta) y hacia finca El Toro ubicada, a 20 km. y a 30 km. de los parajes mencionados, respectivamente.

La mineralización de baritina, conforma cuerpos vetiformes, de relleno de fracturas, irregulares y discontinuos, con espesores del orden de los 0,30 a 0,40 m, que se emplazan en lutitas asignadas en sentido amplio al Ordovícico localizadas en las inmediaciones del batolito granitoide de Santa Rosa de Tastil de edad precámbrica-eocámbrica. La paragénesis baritina, cuarzo, galena es esencial; en sectores también se observa la presencia de malaquita y azurita y óxidos de hierro y manganeso, en menor proporción. Los valores medios de densidad de la baritina son de 3,6 a 3,8. En esta área, los laboreos de exploración y esporádica explotación, son reducidos.

Las principales minas que integran este grupo minero, son las siguientes: Maurice, Peca, Peca 6, María, San Roque, San Francisco y Señor del Milagro.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos de baritina están comprendidos en la Provincia Metalogénica Quiaqueña y presentan yacencias estratiformes o en vetas y filones dentro de rocas ordovícicas portadoras de mineralización.

La distribución espacial de los depósitos y las semejanzas de emplazamiento litológico, localización estratigráfica y vinculación estructural permiten establecer un modelo genético regional con dos etapas principales: una primera relacionada a la paleogeografía de la cuenca ordovícica y la depositación de sulfatos (Ba) en sedimentitas de plataforma y una segunda concentración mecánico-metamórfica, controlada por patrones estructurales, donde la compresión juega un importante rol en la distribución de los fluidos mineralizantes hacia lugares propicios para su acumulación.

BIBLIOGRAFÍA

Castillo, A. L., 1992. Depósitos de baritina en la región NOA, Provincias de Salta y Jujuy, R. Argentina. *4º Congreso Nacional y 1º Latinoamericano de Geología Económica, Acta:* 262-271. Huerta Grande. Córdoba.

Castillo, A., R. Battaglia y P. Argañaraz, 1994. Mineralizaciones en el Paleozoico Inferior del sector nororiental de Cordillera Oriental, R. Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno,* 5 (2): 761-765. Concepción.

Castillo, A., R. Battaglia y C. Moya, 1996. Depósitos Minerales en los distritos Santa Victoria, Zenta e Iruya (Precámbrico-Paleozoico Inferior), Salta, Argentina. *7º Congreso Geológico de Bolivia,* 3: 1241-1252.

Meilán, D., 1980. Informe técnico sobre la mina de baritina Mono Abra. *Banco Nacional de Desarrollo*, inédito. Buenos Aires.

Rubiolo, D., 1998. Hoja geológica 2366-II La Quiaca, Jujuy y Salta. *IGRM - SEGEMAR, Boletín* 246.

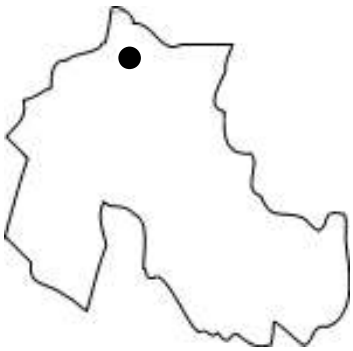


PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

ORDOVÍCICO:
Secuencias de talud

Depósitos vetiformes
Los depósitos auríferos vetiformes de la sierra de Rinconada, Jujuy
Mina Incahuasi, Catamarca

Zappettini, E. O. y S. J. Segal, 1999. Los depósitos auríferos vetiformes de la Sierra de Rinconada, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 507-514, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS AURÍFEROS VETIFORMES DE LA SIERRA DE RINCONADA, JUJUY

Eduardo O. Zappettini[1] y Susana J. Segal[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito Rinconada se ubica en la sierra del mismo nombre, que se dispone desde el límite con Bolivia hasta el paralelo 23°00' de latitud sur en territorio argentino, con una orientación nornoreste-sursuroeste coincidente con la estructura regional (figura 1).

El área es accesible durante todo el año desde Abra Pampa, siguiendo la Ruta Nacional 40 hasta Rinconada y desde La Quiaca, siguiendo la Ruta Provincial 5 hasta Santa Catalina.

Desde la primera hay caminos y huellas que conectan con las minas del sector sur (Farillón, Carmen, San José de la Rinconada, etc.) en tanto desde la segunda se puede acceder a las minas del sector norte (Palca-Torno, Eureka, Los Azules, Pueblo Viejo, etc.).

HISTORIA DEL DISTRITO

Descripciones del distrito aurífero Rinconada corresponden a Bodenbender (1902), Kittl (1925), Hausen (1925), Sgrosso (1943) y Ahlfeld (1948). Síntesis de las informaciones anteriores se encuentran en Angelelli (1984) y Turner (1964). Este último autor asigna la mineralización al Paleozoico.

Una segunda etapa de estudios corresponde a la efectuada por la Direccción General de Fabricaciones Militares (DGFM), durante la ejecución del Plan NOA I Geológico Minero. Como resultado de la misma se tienen las descripciones de Wippern (1971), Lurgo (1971), Wippern y Zeidler (1973), Norris (1974) y Daroca (1975). Wippern (1971) sugiere un proceso de formación completamente diferente al aceptado previamente: considera el nivel de cuarzo aurífero constituido por sílice que cementó fragmentos de cuarzo originados a su vez por erosión de vetas más antiguas, hacia el límite Llanvirniano inferior y superior, con posteriores procesos de removilización, que dieron lugar a venillas discordantes.

Las investigaciones de la DGFM se centraron en la evaluación de un paleocauce en el área de la mina El Cóndor (Daroca, 1975).

En el marco del Programa de Evaluación del Potencial Minero Regional encarado por el Servicio Geológico Minero Argentino, se decidió efectuar un estudio de las mineralizaciones de las diferentes minas del distrito con el fin de establecer un modelo metalogenético regional que permitiera estimar la potencialidad del distrito en cuanto a su mineralización primaria (Zappettini y Segal, 1994; Craig *et al.,* 1995). Otros trabajos se refieren a la mineralogía de los aluviones auríferos (Zappettini y Mutti, 1997).

Leyes y reservas

No existen datos fidedignos sobre leyes y reservas, ya que las minas del distrito fueron explotadas en el pasado por métodos rudimentarios y sin control técnico. Se ha estimado que hasta los años '50, la producción del área era entre 28 y 40 kg/Au anuales (Daroca, 1978), siendo la Mina El Torno la más importante para ese período.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Sierra de Rinconada está constituida por una secuencia sedimentaria turbidítica integrada por sedimentos

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

marinos leptometamorfizados de edad ordovícica localmente cubiertos por sedimentos continentales, rocas porfíricas y volcánicas de edad terciaria y sedimentos cuaternarios (figura 2).

La secuencia sedimentaria ordovícica (Formación Acoyte) se depositó en el Areginiano-Llanvirniano y está integrada por dos secciones, siguiendo el criterio de Wippern (1971). La sección inferior se constituye de lutitas, grauvacas y cuarcitas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado. Hacia la parte superior de la sección inferior existen lutitas negras que marcan la presencia de un ambiente euxínico con abundante contenido de pirita y marcasita y con un contenido fosilífero restringido a graptolites. La sección superior de la formación es litológicamente similar a la anterior con predominio de lutitas con tonalidades grises y verdosas.

El límite entre ambas secciones está indicado por un horizonte regional de cuarzo masivo constituido por venillas paralelas a la estratificación.

La secuencia ordovícica está intruída por escasos cuerpos subvolcánicos de composición dacítica de edad miocena.

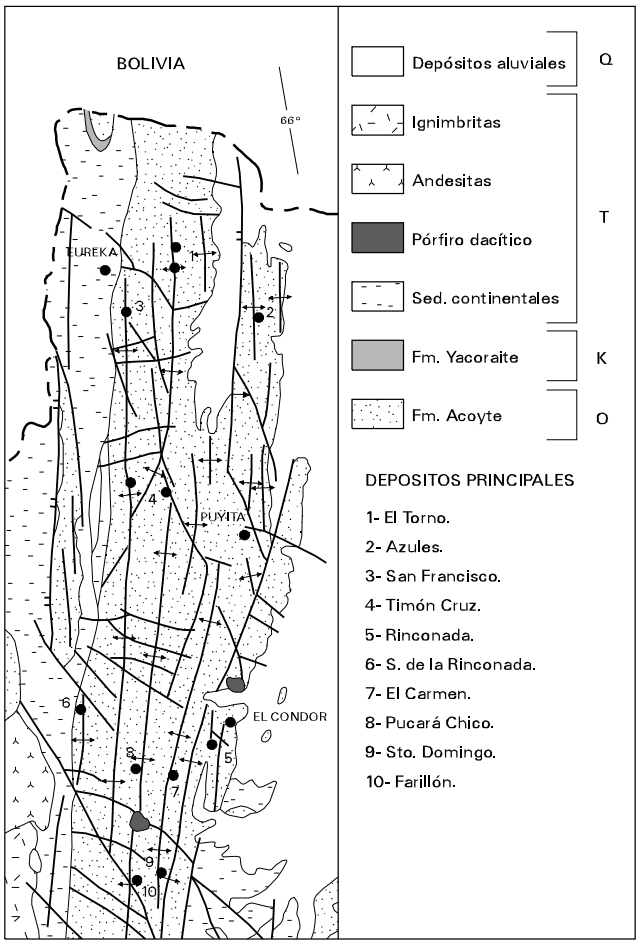


Figura 1. Mapa geológico del distrito Rinconada y depósitos minerales principales.

La estructura de la región corresponde a una sucesión de anticlinales y sinclinales con buzamiento al norte originados por movimientos oclóyicos.

El conjunto está afectado por una fracturación vinculada con la tectónica andina que generó el levantamiento de la sierra.

La secuencia sedimentaria ordovícica es un constituyente dominante del basamento paleozoico en la Puna argentina. Tiene una amplia distribución en el noroeste de la región. Los elementos positivos que delimitan el basamento ordovícico corresponden al extremo norte del Cratógeno central precámbrico que actúa como bloque positivo durante el Cámbrico y el Ordovícico.

Las áreas de plataforma están indicadas por la presencia de facies calcáreas con faunas de bivalvos.

Las zonas más profundas del basamento caracterizadas por fauna de graptolites se distribuyen aproximadamente a lo largo de la faja nornoreste-sursuroeste e incluye la sierra de Rinconada. Comprende dos ambientes: uno con notable presencia de rocas volcánicas constituidas por asociaciones espilítica-queratofírica (Coira y Koukharsky, 1994), riodacíticas a dacíticas y otro en la zona axial donde se observa un complejo máfico-ultramáfico (gabro estratificado-serpentina) (Blasco *et al*., 1996) de edad tremadociana.

La existencia de estos eventos magmáticos indican el desarrollo de un *rift* oceánico temprano en el borde de un margen continental.

Al período de *rifting* sigue un proceso tectónico compresivo que generó un ambiente de subducción con el desarrollo de un arco volcánico.

El otro ambiente, en la parte central de la cuenca, con sedimentación turbidítica y sin actividad magmática está representado por la secuencia de la Sierra de Rinconada y hacia el sur, por la Sierra de Olaroz (Jujuy) y Sierra de Aguas Calientes (Catamarca).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Las descripciones que siguen sintetizan las observaciones de los autores y las síntesis previas de Angelelli (1984), Wippern (1971) y Daroca (1975).

Las vetas con mineralización de oro primario fueron estudiadas por varios autores, entre ellos Angelelli, 1984; Wippern, 1971 quienes describieron en detalle los aspectos estructurales de los depósitos.

Sintéticamente se establece que en Minas Azules, El Torno y Farillón, las venas se localizan en los ejes de los anticlinales, aparecen en ambos flancos y también se distribuyen paralelas a la secuencia sedimentaria, constituyendo una estructura tipo *saddle reef*.

En otros depósitos, tales como El Carmen y Timón Cruz, las vetas concordantes se disponen en secuencias homoclinales que corresponden estructuralmente a los flancos de los grandes anticlinales.

Se encuentran otras dos generaciones de venas discordantes junto a lentes paralelas a la estratificación de los sedimentos del Ordovícico.

Se describen a continuación de manera individual los depósitos cuya localización se indica en la figura 1.

MINA FARILLÓN

Se encuentra situada a unos 46 km hacia el suroeste de la localidad de Rinconada y a una altura aproximada de 4.000 m s.n.m. (Angelelli,1984).

Consiste en una serie de pequeñas labores y piques inclinados con lutitas y venillas de cuarzo expuestas de varios centímetros de espesor.

La masa principal de cuarzo aparece como una vena subhorizontal de 2-3 m de espesor intercalada con lutitas grafíticas con textura tipo *ribbon* irregular. El origen de esta textura es el resultado de una múltiple precipitación de generaciones de cuarzo diseminado con el material grafítico originado como resultado de un metamorfismo regional de bajo grado o como resultado postdeposicional a causa de un *stress* tangencial (McKinstry y Ohle, 1949).

Una generación posterior de venillas de cuarzo de 1-2 cm de espesor cortan las lutitas y contienen muy escasa cantidad de pirita e hidróxidos de Fe pseudomorfos de pirita.

Los afloramientos fueron trabajados superficialmente y hasta 10 m de profundidad extrayendo oro que se encontraba como pequeñísimas láminas en el cuarzo intercalado con la roca de caja (Wippern, 1971).

Se han determinado valores de hasta 150 gramos por tonelada.

SANTO DOMINGO

Esta mina se situa 25 km al sursuroeste de la población de Rinconada, sobre la margen derecha de la quebrada de Santo Domingo a una altura aproximada de 3.800 m s.n.m. (Angelelli, 1984).

El depósito consiste en una corrida de 100 m de largo que corta la quebrada. La veta es concordante con la lutita y los esquistos arcillosos. Se observa cuarzo masivo y en venillas que cortan la lutita. Al finalizar la corrida existe una vena de cuarzo de 1-2 m de potencia que finaliza en *shear-zone* (Craig *et al.,* 1995).

La mineralización metalífera predominante es la pirita y arsenopirita subordinada. En las lutitas se encuentran numerosas cavidades (*box- work*) con forma cúbica que fueron ocupadas anteriormente por pirita.

RINCONADA O FRAY BARTOLOMÉ DE LAS CASAS

La mina se encuentra en el borde norte de la localidad de Rinconada y a 3.550 m sobre el nivel del mar.

Existen una serie de pequeñas trincheras y zonas con cuarzo blanco masivo con variable cantidad de impregnaciones de óxidos de hierro. Algunas partes del cuarzo exhiben agujeros que sugieren la presencia de expiritas o carbonatos que fueron disueltos posteriormente (Craig *et al.,* 1995). Algunas venas de cuarzo masivo

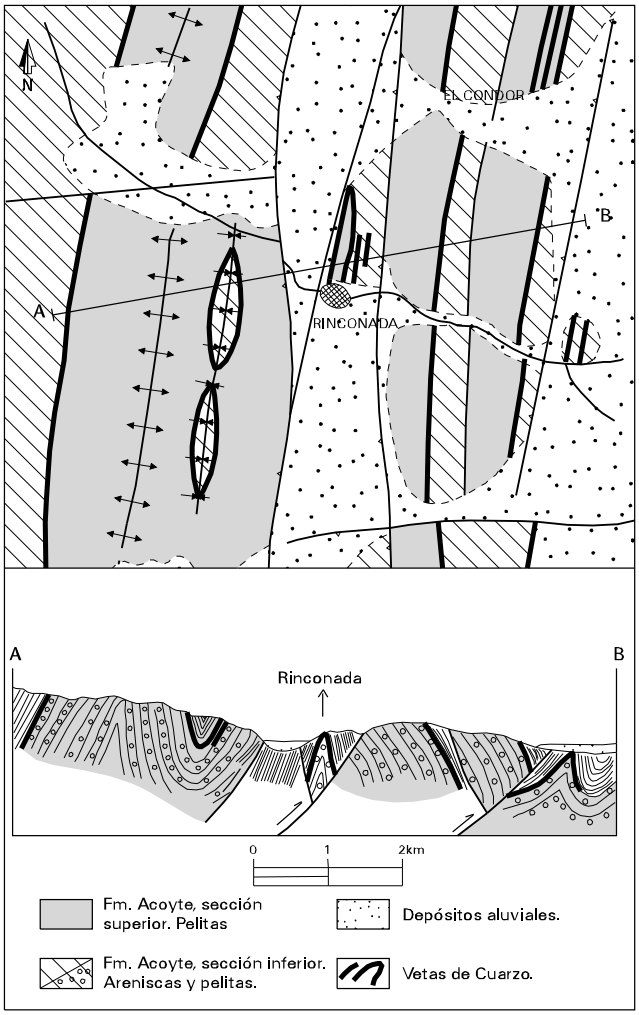


Figura 2. Mapa geológico y perfil transversal de la Sierra de Rinconada.

subparalelas a las lutitas fueron explotadas en el pasado por oro con valores que alcanzaron los 120 g/t (Ahlfeld, 1948).

Los dos tipos de cuarzo que se observan en el afloramiento tienen las siguientes características:

1. Veta concordante con la roca con espesores variables entre centimétricas y métricas, estructura *ribbon* con grado de deformación variable, mineralogía constituida por cuarzo con oro, trazas de sulfuros, carbonatos, clorita.

2. Veta discordante con estructura macizas y textura *vuggy* y cristales de cuarzo con *blebs* de pirita y blenda.

MINA AZULES

Está localizada 4 km al sureste de Santa Catalina. Se trata de una veta de cuarzo emplazada en ambos flancos de un anticlinal de rumbo aproximado norte-sur (Wippern, 1971). El buzamiento de la veta a ambos lados oscila entre 60 y 90. La labor principal se sitúa en el flanco que buza hacia el oeste, allí aparecen valores de Au de hasta 20 gra-

mos por tonelada. El resto de mineralización es pirita y limonitas.

MINA PALCA-EL TORNO

Esta mina está situada 17 km hacia el noroeste de Santa Catalina, y a una altura de 4.200 m sobre el nivel del mar. Palca Ingenio, sitio de la planta de concentración, dista 7 km al oestesuroeste de la mina (Angelelli, 1984).

El depósito consiste en un pozo de aproximadamente 50 m de profundidad, y en zonas con labores de alrededor de 2 km a lo largo del banco de cuarzo.

Se observa cuarzo masivo blanco alternante con esquistos negros que cortan venas de 0,5 a 2 cm de espesor de pirita y arsenopirita. Estas venas son paralelas o subparalelas a la estratificación y contienen intercrecimiento de cristales de pirita y arsenopirita. Hay una última generación de venas de cuarzo que cortan la estratificación de la roca (Craig *et al.,* 1995).

El mineral extraído fue transportado a la planta de concentración donde recuperaban antiguamente oro libre y pirita aurífera con valores que alcanzaron los 9.000 g (Angelelli, 1984).

La Mina Palca-El Torno contiene una variada y abundante mineralización primaria en las vetas. Investigaciones por microsonda electrónica permitieron definir nuevos minerales opacos para el distrito localizados en esta mina.

En la descripción de la mineralización y paragénesis se detalla la mena de este yacimiento.

OTRAS MANIFESTACIONES MENORES

MINA CARMEN

Situada en la parte alta del cerro homónimo a una altura de 4.600 m s.n.m. dista 40 km por caminos del suroeste de Rinconada.

Se trata de pequeñas labores a cielo abierto y pequeños bancos cuarcíferos de color blanco a blanco grisáceo teñidos en sectores por hidróxidos de hierro. Se efectuaron escasos trabajos que consistieron en chiflones, galerías y trincheras (Wippern, 1971).

MINA PUCARÁ CHICO

Se encuentra situada a 1,2 km al sursureste del pueblo de Oratorio y 22 km al sur de Santa Catalina a una altura de 3.900 m sobre el nivel del mar. Se trata de vetas de cuarzo de reducidas dimensiones limonitizadas con insignificante contenido en oro y valores de hasta 10% de arsenopirita (Wippern, 1971).

TIMÓN CRUZ

La mina se encuentra a 3,5 km al nornoroeste de la localidad del mismo nombre a unos 28 km de Santa Catalina y a 4.100 m sobre el nivel del mar.

Se encuentran dos vetas de cuarzo explotadas mediante piques y galerías con algunos decímetros de potencia. Aparecen grandes cubos de pirita en el cuarzo y en la zona se explotaron aluviones mediante pozos de hasta 5 m con valores en el concentrado de hasta 0,1 g/t de oro (Daroca,1975).

SAN JOSÉ DE LA RINCONADA

Se ubica a una distancia de 12 km al oeste-noroeste de Rinconada a 4.300 m de altura.

Aflora una veta de cuarzo de 2 a 15 cm de potencia explorada mediante labores a cielo abierto y también algunos piques inclinados, correspondientes estos últimos a explotaciones rudimentarias de la mena, quealcanzó valores de oro de hasta 120 g/t (Wippern,1971).

VITELLA O CASA BLANCA

Se encuentra sobre el camino que une las localidades de Santa Catalina y El Angosto, a 27 km de la primera.

Se observa la mina sobre el sector oriental de un anticlinal adosado a la fractura regional inversa del río Grande.

Se muestrearon una serie de vetas donde no se obtuvieron valores de Au , sólo se determinaron anomalías geoquímicas de Cu y Pb.

SAN FRANCISCO

Se localiza en un valle secundario al norte del arroyo San Francisco a 4.200 m sobre el nivel del mar.

Sobre un anticlinal asimétrico se emplaza un sistema de vetas de 700 m de longitud y potencia de 0,70 a 1,50 m con típica disposición en rosario. La mineralización consiste en oro libre, arsenopirita y antimonita en ganga de cuarzo.

El interior mina posee 90 m de galerías y se obtuvieron valores de 0,8 g/ hasta 5 g/t en muestras de interior mina. En el cuarzo de veta se registraron valores de 0,5 g/t de Au y hasta 4,3 g/t de Ag (Daroca,1975).

PUEBLO VIEJO

Se encuentra en una senda de mulas hacia el sureste de la población Pueblo Viejo.El yacimiento está constituido por una veta de cuarzo de 300 m de longitud y potencia entre los 0,30 a 1,20 metros. Se obtuvieron valores de hasta 0,85 g/t de Au en la veta de cuarzo.

VETAS ANTIMONÍFERAS

PUYITA

La mina se encuentra a 5 km de Timón Cruz, en el valle del curso superior este del río Santa Catalina. La labor principal consiste en una galería de aproximadamente 50 m de longitud. En superficie la veta de cuarzo muestra asomos escasos y de poca potencia. La roca predominante es cuarcita levemente metamorfizada.

Se observan dos tipos de vetas de cuarzo. Uno es un cuarzo masivo de color blanco muy parecido al de la mina Farillón, Santo Domingo y Rinconada.

El cuarzo que fue explotado de la mina no es el masivo sino el correspondiente a venillas o bandas paralelas y subparalelas a la roca, portadoras de pirita y abundante cantidad de antimonita.

Puyita contiene dos estadios de mineralización diferente, con presencia de cuarzo en ambos.

El primer estadio consiste de cuarzo con pirita y el segundo cuarzo con antimonita. No se encontró oro asociado a la antimonita (Craig *et al.*, 1995).

La presencia de antimonita es característica de depósitos mesotermales formados por aguas meteóricas recicladas. Berger (1993) sugiere que los depósitos de Au-Sb que se emplazan en cinturones metamórficos deformados tienen una correlación negativa de antimonio respecto al oro. Por lo tanto esta mina está relacionada con una leve actividad hidrotermal en un ambiente metamórfico con temperaturas del rango mesotermal bajo.

En Bolivia, en la Cordillera Real, la mina Kharma contiene una notable cantidad de antimonita con un bajo valor en oro y tiene rasgos comparables con mina Puyita.

PABELLÓN

Esta mina ubicada en el extremo noroeste del departamento Rinconada a unos 12 km de la frontera boliviana se encuentra a 4.400 m sobre el nivel del mar. A pesar de estar fuera de la zona de estudio, se emplaza en el mismo ambiente geológico que las minas del Distrito.

Afloran en el área sedimentitas ordovícicas en los que se emplaza la veta principal que constituye el yacimiento. Actualmente no está en actividad pero se obtuvieron 15.000 t de mena con una ley media de 60% de Sb (Sureda *et al*., 1986).

Morfología

Las estruacturas mineralizadas relativamente continuas presentan una geometría paralela a la de la roca encajante conformando mantos portadores de oro, sulfuros de As, Fe, Cu, Pb, Zn, Sb y sulfosales de Ag. En algunas minas del distrito los mantos son discontinuos y alternan con lentes de cuarzo.

Mineralogía

La mena (Zappettini y Segal, 1994) y (Craig y Segal, 1996) consiste en oro y electrum, abundante arsenopirita, y pirita, moderada presencia de marcasita, galena, blenda, calcoprita, pirrotina y escasas mackinawita, andorita, bournonita, casiterita y grafito.

La secuencia paragenética definida para el distrito Rinconada muestra un estadio temprano de depositación de arsenopirita, oro, pirita y ganga (cuarzo, mica, clorita, ankerita, calcita y grafito); un estadio intermedio donde se depositan oro, sulfuros y sulfosales (mina El Torno) y un estadio tardío, con presencia de oro nativo y una nueva generación de minerales de ganga.

Oro. En las minas Rinconada (Fray Bartolomé de las Casas), El Torno, Farillón y Azules las venas con oro se localizan en los ejes de los anticlinales, aparecen en ambos flancos y también se distribuyen paralelamente a la secuencia sedimentaria (*saddle reef*).

En otros depósitos como mina El Carmen y Timón Cruz, las vetas concordantes portadoras de oro en cuarzo se localizan en secuencias homoclinales que corresponden a los flancos de los grandes anticlinales.

Asociada a las venas anteriores se localizan vetas transversales a la estratificación del Ordovícico.

La mina El Torno es la que contiene mayor cantidad de oro primario en venas y venilllas. Estas cortan, se asocian y se alojan en las fracturas de los cristales de arsenopirita. Las venillas que cortan los granos de arsenopirita señalan una precipitación posterior o producto de alguna removilización de fluídos tempranos portadores de oro posteriores al episodio de formación de la mena primaria con sulfuros.

De acuerdo a los estudios de campo y determinaciones ópticas, el oro de Rinconada se presenta en tres generaciones: en lentes de cuarzo subparalelas a la esquistosidad de la roca, dispuesto en venillas y como venas alternantes con arsenopirita o íntimamente asociadas con ella.

El estudio de la distribución del Au en los cristales de arsenopirita indica:

a) distribución homogénea de crecimiento bandeado entre Au y arsenopirita;

b) distribución homogénea en la última zona de crecimiento del cristal

c) Au en venillas en el cristal de arsenopirita como se presenta en las muestras de mina El Torno

d) distribución heterogénea de Au en la periferia del cristal de arsenopirita

e) distribución heterogénea de Au a lo largo de un enrejado de venillas que afectan previamente el cristal de arsenopirita

f) aspecto común de distribución de Au en el cristal de arsenopirita exhibiendo los casos a, b, c, d y e indicados por Cathelineau *et al.* (1988).

La presencia del oro es errática y se observa como:

a) granos milimétricos o en venillas dispuestas en los intersticios de cuarzo masivo.

b) oro libre en venas de cuarzo localizadas en las fracturas de esquistos subsecuente a la fase «manto». Se interpretaría como una pulsación tardía.

c) oro removilizado con un tamaño de grano de 15 a 40 μ en zonas oxidadas de mena.

Arsenopirita. El primer mineral depositado en la sucesión paragenética es la arsenopirita. Ocurre como cristales individuales de 1-2 cm de tamaño y como masas compactas de cristales euhedrales o subhedrales conformando lentes y venas.

Estos granos tienen un considerable fracturamiento y corrosión alrededor de sus bordes y a lo largo de sus fracturas, así como también forman bordes afilados y rugosos cuando están intercrecidos o incluídos en pirita (Craig y Vaughn 1994).

En la mina El Torno existen horizontes masivos de facies de arsenopirita que aparecen como cristales automorfos de tamaño moderado cementados por laminillas de clorita a modo de porfiroblastos rotados por esfuerzos y con orientación regular.

También se la observa constituyendo cristales euhedrales de hasta 3 cm de dimensión en las areniscas inferiores a las vetas.

La arsenopirita de mina El Torno contiene S= 39,79%; Fe= 29,84% y As= 30,11%.

Teniendo en cuenta la asociación paragenética presente (arsenopirita-pirita-pirrotina) en equilibrio y considerando que en la arsenopirita el % atómico es de 30,11, la temperatura de formación del mineral es de aproximadamente 300° C.

Pirita. La pirita, que también se encuentra en moderada cantidad pero en menor proporción que arsenopirita se infiltra entre los cristales de arsenopirita, blenda y ocasionalmente calcipirita. Asimismo se presenta en bandas paralelas a la estratificación asociada con granos de arsenopirita.

Algunos granos de pirita muestran una deformación incipiente como producto de un metamorfismo leve.

Pirrotina. La pirrotina se localiza de manera intersticial entre granos de arsenopirita con un tamaño variable entre 50 y 80 µ, asociada a blenda y calcopirita a lo largo de fracturas en rocas esquistosas formadas bajo condiciones metamórficas y como inclusiones en arsenopirita.

Calcopirita. La calcopirita, con un tamaño de grano entre 30 y 50 µ se observa como inclusiones en blenda, arsenopirita y pirita. Su tiempo de depositación es contemporáneo con la pirita y la pirrotina.

Otros minerales menores. La blenda muestra dos tipos de texturas: diseminada en el cuarzo y carbonatos preferentemente en la mina El Torno, y asociada a galena y arsenopirita

La abundante cantidad de reflejos internos claros en la blenda señalan un enriquecimiento en Cd (hasta 4%) y un empobrecimiento en Fe (1%).

La galena se encuentra en escasa cantidad siempre asociada a blenda y algunos carbonatos y muestra leve deformación evidenciada en sus triángulos de clivaje.

Hay escasa marcasita como reemplazo en los bordes de los granos de pirita, esencialmente en las minas Rinconada y Farillón.

La mackinawita identificada en mina El Torno se encuentra como inclusiones en calcopirita que al mismo tiempo está incluída en pirita fracturada.

La andorita se presenta como pequeñas inclusiones en pirita.

La bournonita se halla en escasa cantidad como inclusiones de reducido tamaño (30-40 µ) en la arsenopirita. Los análisis efectuados por microsonda electrónica señalan los siguientes valores en peso atómico para este mineral: S= 31,92%, Ag= 0,93%; Sb= 25,68%; Pb= 41,47%.

Se indentificó casiterita en mina El Torno.

El grafito localizado asimismo en mina El Torno se determinó disperso a manera de láminas en la roca de caja (lutitas) y su origen se interpreta como resultado del metamorfismo de la roca de caja.

Quimismo

Daroca (1975) indica los valores umbrales geoquímicos establecidos para la mineralización primaria: Cu: 100 ppm, Pb: 100 ppm, Zn: 120 ppm, Sb: 100 ppm, As: 1000 ppm, Ag: 5 g/t, Au: 0,1 gramos por tonelada.

Los resultados analíticos en la secuencia sedimentaria ordovícica corroboran desde un punto de vista geoquímico el diferente comportamiento de la sección inferior al nivel de cuarzo respecto de la sección superior.

La sección inferior contiene incluso leyes minables de oro, lo que corrobora las observaciones de Bodenbender (1902). Los valores indican anomalías en Au y As.

El nivel ordovícico inmediatamente adyacente a las vetas es anómalo en Au, As, Cu y Pb, en tanto la sección superior no muestra ninguna anomalía.

Los valores en las vetas son compatibles con los obtenidos tanto en la sección inferior como en la roca inmediatamente vecina a los cuerpos mineralizados.

En general se observan anomalías de Au, Ag, Pb y As. Los elementos, pese a la dispersión de valores, muestran una correlación positiva, excepto para el caso del Ba, cuyos valores más altos se registran en la secuencia superior. La relación media Ag/Au en las vetas es de 6/1. Daroca (1975) interpreta este valor como debido a un nivel de exposición alto de las vetas.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos primarios de la sierra de la Rinconada corresponden a vetas de cuarzo hidrotermal subhorizontales o transversales a la roca de caja que contienen moderadas cantidades de pirita y contenidos variables de oro nativo.

En cuanto al origen y edad de la mineralización los primeros autores que investigaron el distrito propusieron una edad terciaria (Hausen, 1925; Ahlfeld, 1948) en tanto Kittl (1925) y Turner (1964) la vincularon con la actividad magmática paleozoica.

Wippern (1971) sugiere que las unidades de cuarzo concordantes portadoras de mineralización son producto de erosión y transporte de venillas de cuarzo discordantes. Posteriormente se produce el proceso de cementación de este material mediante soluciones silíceas que provienen de los

domos dacíticos porfíricos que el autor los señala como de edad posible ordovícica.

Más recientemente Sureda *et al.* (1986) los vinculan a fenómenos de exudación o secreción lateral en un campo diagenético avanzado.

La mineralización aurífera es de edad ordovícica, si se tiene en cuenta que los procesos de deformación y metamorfismo incipiente que afectan a la secuencia sedimentaria y a la mineralización corresponden a la orogenia oclóyica.

La ausencia de alteración hidrotermal extensiva en la roca de caja en la que se alojan las mineralizaciones, el desarrollo de éstas en vinculación con el proceso de deformación, la temperatura de las soluciones hidrotermales cercanas a 300°C, favorecen el modelo de transporte del oro por fluídos metamórficos ascendentes. En efecto, la concentración de oro en niveles favorables de la roca de caja se observa por debajo de los niveles de cuarzo; el contenido en carbono en la secuencia sedimentaria favorecería la fijación del oro. Los procesos de acortamiento cortical vinculados al intenso plegamiento observado en la Sierra de Rinconada pueden explicar a su vez el origen del cuarzo, vinculado a disolución, como fue propuesto para depósitos similares en Australia (Sharpe y MacGeehan, 1990).

Los resultados aeromagnéticos de la Sierra de la Rinconada, permiten definirla como un subdominio específico, diferenciable de los otros cordones montañosos ordovícicos (Rankin, 1996). Es característica la ausencia de anomalías vinculables con procesos magmáticos, excepto puntualmente las relacionadas con los cuerpos de Chinchillas y los del área de la depresión de Pozuelos. Esto está de acuerdo con el modelo de mineralización aurífera no vinculada a cuerpos ígneos.

En cuanto a la fuente primaria de este elemento puede relacionarse al magmatismo representado por la actividad volcánica-exhalativa de magnitud regional que se manifiesta al este de Rinconada, como domos e intercalaciones lávicas (Coira y Koukharsky, 1994).

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G., 1992. El Sistema Ordovícico de Latinoamérica.Paleozoico inferior de Ibero-América. *Universidad de Extremadura,* pág. 86-118.

Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy, parte I.N 455 *Universidad Nacional de Tucumán.*

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina.Vol.II. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Instituto de Geología Aplicada.* pp. 412- 418

Berger, V. I., 1993. Descriptive and grade tonnage model for gold antimony deposits. U.S. *Geological Survey. Open File Report,* 93-194. 14 pp.

Blasco, G., L. Villar y O. Zappettini, 1996. El Complejo Ofiolítico desmembrado de la Puna Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino,* 653-668. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1902. Comunicaciones mineras y mineralógicas: VII, Criaderos auríferos de la Rinconada. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 17: 375-378. Córdoba.

Brathwaite, R. L. y F. Pirajno, 1993. Metallogenic Map of New Zealand. *Institute of Geological and Nuclear Sciences, Monograph,* 3.

Brito, J. R. y R. Sureda.1992. Exploración del Prospecto polimetálico Cerro Redondo, Rinconada, Jujuy. *4º Congreso Nacional de Geología Económica, Huerta Grande,* 183-194. Córdoba.

Cathelineau, M., M. C. Boiron, P. Hollinger y M. Denis, 1988. Gold in arsenopyrites: crystal chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition. In *Economic Geology Monograph 6, Gold and gold deposits: perspective in 1988,* 328-241 (3).

Coira, B. y M. Koukharsky, 1994. Complejos submarinos dómicos-lávicos silíceos de edad ordovícica en el sector oriental de Puna Jujeña (22-23º45'S), sus implicancias. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1000-1004. Concepción.

Craig, J. R. y Vaughan,1994. Ore microscopy and ore petrography, 2nd. edition. *John Wiley and Sons.* New York.434 pp.

Craig, J. R., S. J. Segal y E. Zappettini, 1995. El Distrito Aurífero Rinconada, provincia de Jujuy, República Argentina. *9º Congreso Latinoamericano de Geología*. Caracas.

Craig, J. R. y S. J. Segal, 1996. Final Report on Field Excursion and Examination of the Rinconada Type Mineralization in Jujuy province, Argentina. *Dirección de Recursos Geológico-Mineros de SEGEMAR,* informe inédito.

Daroca, J. R., 1975. Informe parcial Area de Reserva Nº 3, Rinconada, provincia de Jujuy. *Dirección General de Fabricaciones Militares.*

Daroca, J. R., 1978. Informe final del Area de Reserva Nº 3, Rinconada, provincia de Jujuy. *Dirección General de Fabricaciones Militares.*

Hausen, J., 1925. Sobre un perfil geológico del borde oriental de la Puna de Atacama. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 28. Córdoba.

Herail, G., 1988. Los yacimientos de oro de Bolivia: contexto geológico y genético. *2º Simposio de Investigación Francesa en Bolivia, Actas,* 10-15. La Paz.

Kittl, E., 1925. Los yacimientos auríferos de la Sierra de Rinconada (provincia de Jujuy). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 18 (2). Córdoba.

Kontak, D. y P. K. Smith, 1993. A metaturbidite - hosted lode gold deposit: the Beaver Dam Deposit, Nova Scotia. *1º Vein Mineralogist,* 31: 471-522.

Lurgo, C., 1971. Informe de Area de Reserva Nº 3. Rinconada. Jujuy. Provincia de Jujuy.

McKinstry, H. E. y E. L. Ohle, 1949. Ribbon structure in gold quartz veins. *Economic Geology,* 44: 87-109.

Norris, D., 1974. Report on the Rinconada Alluvial Gold Deposits in the province of Jujuy, Argentina. United Nations.

Ritcey, D. H., M. R. Wilson y G. R. Dunning, 1995. Gold mineralization in the Paleozoic Appalachian orogenic:constraints from geologic U/Pb and stable isotope studies of the Hammer Down Prospect, Newfoundland. *Economic Geology,* 90: 1955-1965.

Rankin, L., 1996. Unidades Tectónicas identificadas en el Mapa Aeromagnético de la Puna Septentrional. En Interpretación Geológica del Relevamiento Aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones Técnicas, Geofísica,* 1.

Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino. *Dirección de Minas y Geología, Boletín,* 53. Buenos Aires.

Sharpe, E. N. y P. J. MaGeehan, 1990. Bendigo Goldfield in Geology of the Mineral Deposits of Austria and Papua New Guinea. *Published by the Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Monograph,* 14: 1287-1296.

Sureda, R., M. A. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos Metalogénicos del Noroeste Argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Universidad Nacional de Salta, Revista Capricornio*, 1 (1): 39-95.

Turner, C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 2b La Quiaca (provincia de Jujuy). *Ministerio de Economía de la Nación, Boletín,* 103. Buenos Aires.

Wippern, J., 1971. Investigaciones de yacimientos en la zona de las viejas explotaciones auríferas en los Departamentos de Santa Catalina y Rinconada, provincia de Jujuy.

Wippern, J . y H. Zeidler, 1973. Informe (n.j.I -3) Prospección preliminar por oro en Rinconada. *Grupo Asesor Minero Alemán.*

Zappettini, E. O. y S. J. Segal, 1994. Metallogeny Gold in Sierra of Rinconada, province of Jujuy, Argentina. *9 th. IAGOD Symposium Beijing, China.* Abstract Vol. I.

Zappettini, E y D. Mutti, 1997. Zafiros de la Puna Argentina: un potencial recurso minero. *SEGEMAR, Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales* 2. Buenos Aires.

González, O. E., 1999. Mina Incahuasi, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 515-520, Buenos Aires.



MINA INCAHUASI, CATAMARCA

Osvaldo E. González[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La mina Incahuasi se ubica en el borde suroeste del Salar del Hombre Muerto, en el departamento de Antofagasta de la Sierra, a 300 m al sur del punto astronómico 109 (YPF) cuyas coordenadas son 25°25´26" de latitud sur y 67°11´04" de longitud oeste.

La altura es de 3.970 m en el borde del salar,y superiores a 4.100 m s.n.m. en los filos al este de la mina.

Se puede acceder desde la ciudad de Salta, recorriendo una distancia de 397 kilómetros. Desde está ciudad se debe tomar por la Ruta Nacional 51 hasta el Salar de los Pocitos, distante 267 km, luego por la Ruta Provincial 43 hasta el cruce de la mina (kilómetro 128) y finalmente por una huella que bordea el sur del Salar del Hombre Muerto hasta las instalaciones abandonadas de la mina con un recorrido de 1,6 kilómetros.

La otra vía es desde El Eje, provincia de Catamarca, por la Ruta 43 cruzando la parte sur de la Puna y pasando por Antofagasta de La Sierra.

Leyes, reservas y producción

Un muestreo efectuado en el año 1939, en la explotación (nivel 0) sobre la veta principal (24 muestras) revela un amplio rango de contenidos de oro y plata, con leyes que van desde 1 a 300 g/t Au y un máximo de 62 g/t Ag. (Sgrosso, 1943).La explotación se baso al principio, en encontrar zonas de alta ley, las que mezcladas con sectores pobres obtuvieron valores promedios de 20 a 25 g/t Au (Sgrosso, 1946).

En el año 1947, en una corrida de 150 m con un espesor de 0,5 m, ubicado en el nivel IV entre los chiflones 343 y 309, que estaban en explotación, se obtuvo una ley de 43 g/t Au.

El mineral tratado en la planta de beneficio tenía un promedio de 14,21 g/t Au, siendo la ley para el mineral de la mina de 17,6 g/t Au. Cabe agregar que la planta trataba 1.200 t/mes, de las cuales 400 t provenían de la mina y el resto de las colas que se reprocesaban con valores de 8 a 10g/t Au (Monchablon, 1947).

En el nivel V, 9.000 t de reservas positivas y probables (alta ley) dieron una ley promedio de l7 g/t Au (Chirila, l951). Actualmente, como reservas posibles se consideran las vetas ubicadas al oeste de las principales (vetas D y E, González, 1991), que fueron atravesadas por los cortavetas de los niveles II y III, exploradas en tramos cortos, en donde Chirila (1954) cita varios puntos con chispas de oro y valores de 12 a 15 g/t Au.

La producción registrada por la Estadística Minera de la Nación para el periodo 1938-1954, última actividad de la mina, fue de 1.273 kg de Au. Cabe señalar que los primeros años de explotación fueron los más productivos, en los cuales se trabajaron los niveles superiores con alta ley. La producción total de este yacimiento no debió ser mayor de 2.000 kg de oro.

Sistema de explotación

En el último período de exploración-explotación de las vetas de Incahuasi, entre los años 1936 y 1954, por parte de la empresa Nueva Compañía Minera Incahuasi desa-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación NOA.*

rrollo un laboreo subterráneo sobre las vetas con extracción de bloques mediante sistema de realce con relleno de saca.

El laboreo consistió en galerías, cortaveta, chiflones, piques y chimeneas. Por debajo del nivel II de extracción se desarrollaron cuatro niveles sobre la veta principal, distanciados unos 30 m, uno de otro, y unidos mediante chiflones y piques.

A continuación se indican las labores realizadas por la Compañía Minera Incahuasi.

En el nivel I extrajeron mineralmediante rajos entre las antiguas explotaciones. Este nivel se encuentra a unos 38 m debajo del plano horizontal de la Iglesia Jesuítica, y tiene una extensión de 240 metros.

El nivel II es el que posee mayor desarrollo horizontal con 2.150 m de galerías, con una extensión de 500 m en el sentido de las vetas por otro 550 m en el sentido opuesto, donde se efectuaron dos cortavetas de exploración (González, 1991). El nivel permanece inundado desde el abandono de la explotación.

El nivel III le sigue en importancia al anterior por su desarrollo de galerías y se extiende hacia el sur, unos 150 m más que el nivel II. Las galerías alcanzaron a los 1.100 m sobre la veta principal y dos cortavetas.

El nivel IV realizado sobre vetas tiene una extensión de 500 metros. La comunicación con los niveles superiores fue mediante chiflones.

El nivel V fue efectuado a lo largo de la veta con una extensión de 300 metros. No se posee mayor información sobre la misma.

El nivel VI, el más profundo, fue abandonado a causa de las filtraciones de agua. El mismo tiene un desarrollo de 60 m y se comunicaba con el nivel V mediante un chiflón.

Lo realizado por la nueva compañía no sólo involucra laboreo subterráneo, si no también laboreos superficiales y varios chiflones en el sector occidental, y posiblemente la explotación intensiva al noreste del abra. En el faldeo nororiental realizaron elcortaveta este,numerosos chiflones y destapes exploratorios donde afloran las vetas de cuarzo.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La zona aurífera fue conocida y trabajada por los incas (Bertagni, 1938). A estos trabajos le sucedieron los realizados por los padres de la Compañía de Jesús hasta su expulsión en 1777. La explotación jesuítica se realizó desde el abra, al este de la gruta, hacia el sur abarcando lo que actualmente es el pueblo Jesuítico. El laboreo sobre la veta Blanca es posible que sea de esa época por las características. Posteriormente, continuó la explotación el Sr. Isasmendi de Salta hasta el año 1810.

Un nuevo período de exploración y explotación se inicia en l936,por parte de la Nueva Compañía Minera Incahuasi, que además instala una planta de cianuración y amalgamación con una capacidad de 40 t por día.

Estos trabajos comienzan al norte del portezuelo en una zona abrupta y mas baja que las explotaciones antiguas, con los cortavetas I y II, de dirección sureste , para alcanzar las vetas ya trabajadas en profundidad.

Entre noviembre de 1990 y febrero de 1991, la DNG y M, Cooperación Minera Argentino-Alemana efectuaron tareas de exploración con el fin de verificar un potencial mínimo de mineral de baja ley (Au), para lo cual se realizaron tareas de mapeo geológico, muestreos geoquímicos (esquirlas de roca, escombreras, colas, etc.) y labores superficiales de poca magnitud. Lo cual reveló valores muy bajos de Au o sin registro, con excepción de algún valor puntual mayor (González, 1991).

En 1997 el área fue explorada nuevamente por una empresa minera con perforaciones, sistema de aire reverso, sin lograr mejores resultados.

La concesión actual del Grupo Minero Incahuasi, que posee cuatro minas declaradas, fue otorgada a los Sres. Luis Alvares y Pinto Kramer.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región de Incahuasi está ubicada en la subprovincia Geológica de la Puna Austral, constituida por unidades litoestratigráficas que corresponden al Ciclo Pampeano representada por la Faja de Puncoviscana de edad proterozoica superior-eocámbrica, que aflora al este del borde oriental del Salar del Hombre Muerto y del Cerro Overo. Esta faja está intruida por granitoides del Ciclo Famatiniano reconocido como Faja Eruptiva Oriental de edad ordovícica-silúrica.

En la sierra de Incahuasi afloran sedimentitas marinas de tipo clástico con edades del Llanvirniano-Llandeiliano que se desarrollan en la parte central de la Puna. En discordancia se apoyan sedimentitas continentales del Paleógeno y Neógeno. Cubriendo grandes superficies en este sector existen potentes acumulaciones volcánicas de tipo lávico ypiroclástico correspondiente a unidades del Terciario superior y Cuaternario.

Al oeste, en la zona del Salar de Antofalla, afloran fundamentalmente unidades metamórficas y granitoides de la Faja Eruptiva Occidental, asignadas al Ciclo Famatiniano. En el borde este del salar se destacan acumulaciones Neógenas de sedimentitas continentales que son cubiertas regionalmente por grandes estratovolcanes Neógenos y Cuaternarios como los Volcanes de Antofalla y Tebenquicho.

La estructura regional se caracteriza por fallas meridianas antiguas, reactivadas y fallas ándicas como la de Acazoque de rumbo noreste-suroeste. También se reconocen fracturas noroeste-sureste, reactivadas en el Cenozoico.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La geología del área de la mina es simple (figura 1), está representada por una secuencia sedimentaria marina

compuesta por predominio de pelitas y grauvacas de la Formación Falda Ciénega. Los miembros arenosos están integrados por grauvacas, metagrauvacas y filonitas de colores gris claro, gris verdoso y pardo rojizo a pardo amarillento claro, en paquetes de escasos centímetros hasta decenas de metros (González, 1991).

Los procesos diagenéticos metamórficos e hidrotermales produjeron modificaciones composicionales y texturales. Los cambiomás importantes de verificaron en la matriz. Se formaron metagrauvacas y filonitas como los productos resultantes del metamorfismo dinámico.

Los miembros pelíticos están compuestos por argilitas, metapelitas, metalimolitas y filonitas de colores gris claro, gris verdoso, y pardo rojizo claro. Ocupan sobre todo la parte oeste del área o bien se encuentran como intercalaciones dentro de las fracciones arenosas.

Las variaciones texturales y composicionales originales determinaron un comportamiento diferente frente a la acción de los procesos metamórficos e hidrotermales posteriores. Los miembros psamíticos fueron más receptivos a los fluidos hidrotermales mientras que los pelíticos resultaron más susceptibles a ser dinamometamorfizados.

La Formación Falda Ciénega, de edad ordovícica, corresponde a los niveles del Llanvirniano superior-Llandeilliano por el hallazgo de fósiles en Falda Ciénega (Aceñolaza *et al.*, 1975). La localidad tipo se ubica a unos 20 km al sur de la mina en la sierra de Incahuasi.

Estructura

La estructura del área está caracterizada por fallas y fracturas en varias direcciones, en donde se distinguen dos sistemas predominantes: norte-sur y noreste-suroeste (figura 1).

En el sector nororiental, las fallas norte-sur se la observa por tramos en los distintos bloques, desplazada por el sistema noreste-suroeste que sucesivamente la traslada al oeste de norte a sur. Se ha establecido que la fractura tiene en su parte norte una tendencia a un rumbo N3°E mientras que hacia el sur se observan datos de hasta N5°O con un plano que inclina al este con valores de 60° o más (González, 1991).

En este sector se observan zonas con cataclasis relacionadas a las vetas de cuarzo, zonas silíceas y la zona de explotación jesuítica, lo que indica una reactivación posterior a la mineralización. Estas fracturas han servido de canales a las soluciones hidrotermales con aporte de sílice ymetalización, cuestión que hacia el norte no se manifiesta desarrollada.

Otro sistema de fallamiento es el oestenoroeste-estesureste que se observa en la bocamina del cortaveta este. Es posterior a laalteración hidrotermal y resulta difícil establecer sus características e implicancias estructurales.

El sistema más reciente posee dirección noreste-suroeste y se loobserva en el nivel I afectando al cuerpo alterado central y al oeste del nivel II donde conforma una franja de 15 m de ancho con un grado de alteración mayor que las rocas vecinas,ydonde las vetas de cuarzo del oeste terminan abruptamente (González, 1991).

En la veta Blanca se registran varias fallas menores de este sistema, con rechazos inferiores a los 5 m, que provocan el desplazamiento de las vetas de cuarzo en los sucesivos bloques hacia el oeste en sentido norte-sur.

Morfología

En el área del yacimiento existen varios sistemas de venas y vetas paralelas de cuarzo, de rumbo preferente norte sur con buzamiento al este en general, con valores superiores a los 45°, que constituyen dos sectores. Las potencias en superficie van desde escasos centímetros hasta los 3 metros. La disposición de las vetas es pseudoconcordante con las sedimentitas de la Formación Falda Ciénega.

El sector oriental está integrado por varias vetas de cuarzo, siendo la más importante la explotada por los jesuitas denominada veta principal (veta B), las otras se ubican al oeste de la citada, y fueron reconocidas tanto en superficie como en los niveles subterráneos.

Las vetas se extienden desde el norte hacia el sur con características variables, iniciandose como una faja silicificada en grauvacas de 1 m de potencia con numerosas venas de cuarzo de 0,05 m y otras más anchas.

Hacia el sur la faja adquiere un color bermellón, a causa de las limonitas y se hace más ancha e inclina al este con unos 70°.

Al sureste del Cortaveta Este existe una faja silicificada color rojo bermellón oscuro con varias vetas de cuarzo de espesor variable, siendo la mayor de 2,60 m de espesor.El ancho de la faja va de 10,80 m al norte a 17,50 m al sur.

Luego comienza una faja con características distintas con escasas vetas de cuarzo. La roca que predomina es grauvaca, las pelitas se encuentran en la parte superior, las grauvacas tienen alteración hidrotermal cuarzo-sericítica fuerte, mientras que las rocas contiguas, esencialmente pelitas, se presentan frescas o con escasa alteración.

Se desconoce las características de las vetas en el sector trabajado por los jesuitas porque el material fue totalmente extraído.

Hasta aquí, se ha considerado el desarrollo de la veta principal en superficie, mientras que hacia el sur en todo el área del pueblo minero, la veta ha sido reconocida y explorada en el subsuelo hasta por lo menos unos 200 m al sur de la iglesia.

A unos 70 m al oeste del laboreo superficial jesuíticose observa una veta de cuarzo de rumbo N5°E de hasta 0,80 m de ancho y se acuña a 0,15 m en el fondo de la labor. La misma posee pelita (piso) como roca de caja al oeste, mientras que al este es grauvaca (techo).

La Veta Blanca de rumbo N5°O e inclina 75° al este, tiene una extensión superior a los 400 m y es desplazada sucesivamente al oeste por fallas de rumbo noreste-suroeste.

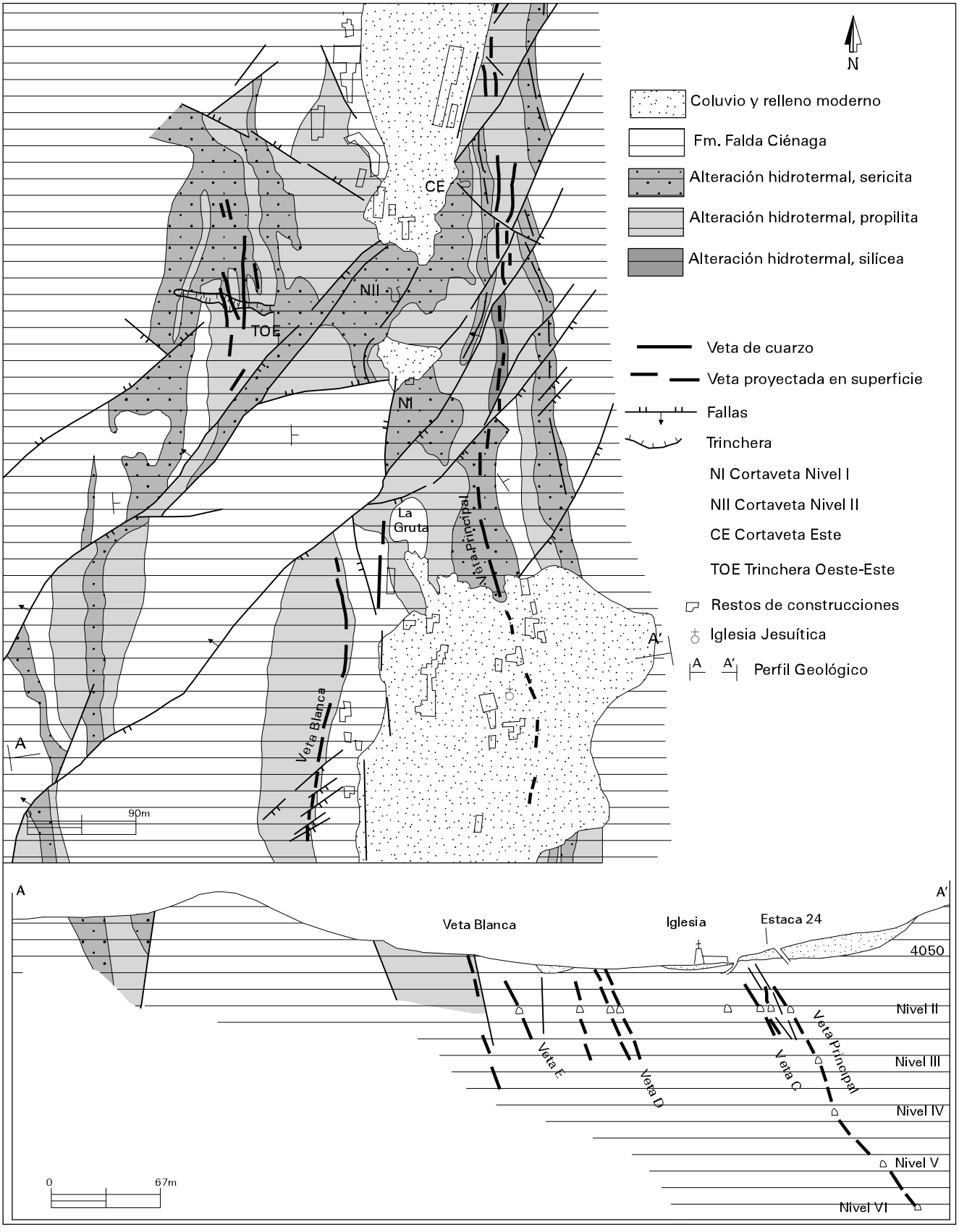


Figura 1. Mapa Geológico del área.

Constituida por cuarzo blanco lechoso con escasas limonitas, la roca de caja son pelitas y grauvacas y alcanza hasta 0,80 m de potencia. El contacto entre estas dos rocas es una fractura, rasgo que también fue observado en los chiflones al sureste de la gruta.

En el sector occidental este se distinguen cuatro vetas principales. En el corte al este fue extraída una veta de cuarzo blanco cristalino con limonitas que alcanza a 1,20 m de potencia.

Una veta del oeste tiene un rumbo N15°O y unos 70 m de corrida, la cual fue extraída parcialmente y en el chiflón al sur del corte su potencia máxima es de 0,50 metros.

Una particularidad del sector es que las vetas están desarrolladas en rocas de granos fino, pelitas, con alteración sericítica moderada a clorítica suave y que no existen fajas silíceas

Alteración hidrotermal

En el área se han podido identificar tres tipos de alteraciones hidrotermales, controladas estructuralmente.

La silicificación puede observarse al este del nivel I, que se destaca a modo de un crestón de color rojo bermellón oscuro con una extensión de 110 m de largo en el sentido norte sur con un ancho promedio de l5 metros.

La alteración cuarzo-sericítica fuerte acompaña a la mineralización de tipo vetiforme, afectando a las rocas de caja en la zona de explotación de los jesuitas. También existe otro pequeño sector al noroeste, al norte de la trinchera, donde no se observó mineralización vetiforme y donde sólo registran anomalías auríferas en superficie. Está integrada por sericita, cuarzo y escasa turmalina, afecta a las grauvacas formadas por cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa y litoclastos representados por mosaicos microgranosos cuarzosos o feldespáticos-cuarzosos, aglutinados en una matrix transformada por la acción de los procesos hidrotermales y dinamometamórficos. La localización de los minerales de alteración se restringe a la matrix compuesta por sericita y cuarzo, en donde la sericita está como agregados laminares de buen desarrollo (González y Viruel, 1991).

La alteración sericítica de grado moderado, acompaña a la sericítica fuerte al noroestedel áreay en el resto, está ampliamente distribuida con control estructural. Su origen puede obedecer a fluidos hidrotermales o bien fricción de las fracturas. Se caracteriza por el predominio de sericita que suele estar acompañada por minerales arcillosos, biotita, clorita, limonita y/o cuarzo, en proporciones variables. Afecta a las pelitas que en general están con fuerte deformación tectónica.

La alteración sericítica-limonítica acompaña a la alteración sericítica moderada, en transición a la alteraciónpropilítica, siempre relacionadas a las pelitas (González y Viruel, 1991).

La alteración propilítica está ampliamente distribuida y se caracteriza por los típicos colores verdes debido a la presencia de clorita.

Mineralogía

El depósito es de tipo vetiforme y consiste en vetas y vetillas de cuarzo con oro y escasa pirita, arsenopirita y calcopirita (Sgrosso, 1939). Son de hábito lenticular tanto en sentido horizontal como vertical, de manera que se estrechan y a veces sólo continúa el jaboncillo de falla.

El cuarzo es blanco, con tonalidades grisáceasa pardo amarillentas, con estructura en parte cavernosa. El oro libre se presenta finamente diseminado en el cuarzo, como chapitas y clavitos visibles a simple vista. Como productos de oxidación se observan limonitas y escasos ocres de bismuto y oxidados de cobre.

Según Monchablón (1947) los clavos mineralizados se deben en gran parte a los procesos de enriquecimiento secundario controlados por la estructura y se produjeron por la migración del oro libre y posiblemente del oro contenido en los sulfuros primarios.

MODELO GENÉTICO

Sgrosso (1939 y 1943) considera al yacimiento de tipo mesotermal y genéticamente lo relaciona con dacitas de edad miocena, que se hallan en lugares distantes. Angelelli (1950) y Fernández Lima y de la Iglesia (1954) lo consideran de tipo mesotermal, aunque sin poder relacionarlos con las rocas portadoras de las soluciones.

Angelelli *et al.* (1970) asignan este depósito al Paleozoico inferior. Angelelli y Fernández Lima (1980) en los ciclos metalogenéticos lo asignan al Varíscico (Carbónico-Pérmico).

Navarro García y Rosello (1989) proponen que durante la Fase Oclóyica, que generó una intensa deformación tectónica en la región, se habrían producido fenómenos locales de segregación metamórfica (con deformación tardío singenética), que generaría el cuarzo aurífero.

Teniendo en cuenta que el depósito está íntimamente ligado a los fenómenos tectónicos, fallamiento norte sur específicamente, que afectaron a las secuencias ordovícicas en la Fase Oclóyica, se puede pensar en una relación directa entre las dislocaciones, en el sentido de las capas, y la mineralización de carácter hidrotermal (sin especificar el origen de las soluciones). La evidencia de la circulación de fluidos hidrotermales se pone de manifiesto con la alteración cuarzo-sericítica fuerte asociada a las vetas mineralizadas. Cabe mencionar que en el resto del área las zonas sericíticas se relacionan con el metamorfismo dinámico fundamentalmente.

La fuente del oro puede relacionarse al magmatismo ordovícico portador de mineralización (Arenigiano), representado por la actividad volcánica exhalativa a escala regional. El metamorfismo regional y la deformación tectónica habrían generado los fluidos hidrotermales ascendentes que transportaron el oro a las posiciones actuales durante el Ordovícico superior.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F., A. Toselli y F. Durand, 1975. Estratigrafía y paleontología de la región de Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía,* 1: 109-123. San Miguel de Tucumán.

Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. *Museo Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas,* 2. Buenos Aires.

Angelelli, V., J. Fernández Lima, A. Herrera y L. Aristarain, 1970. Descripción del mapa metalogenético de la República Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 15. Buenos Aires.

Angelelli, V. y J. Fernández Lima, 1980. Reseña de los ciclos metalogenéticos de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 2: 1603-1640. Córdoba.

Bertagni, A., l938. Informe sobre las minas de oro de la región de Incahuasi, Territorio Nacional de Los Andes. *Dirección de Minas y Geología,* inédito, pág. 7. Buenos Aires.

Chirila, V., 1951. Nueva Compañía Minera Incahuasi. *Banco de Crédito Industrial Argentino.* Buenos Aires.

Chirila, V., 1954. El Yacimiento de Incahuasi. *Nueva Compañía Minera Incahuasi*, pág. 44. Salta.

Fernández Lima, J. y H. de la Iglesia, l954. Proyecto de exploración de la mina de oro "Incahuasi", Departamento de Antofagasta de la Sierra. *Dirección Nacional de Minería,* inédito, pág. 11. Buenos Aires.

González, O., 1991. Geología de Mina Incahuasi. *Dirección Nacional de Geología y Minería, CENOA,* inédito, pág. 34. San Miguel de Tucumán.

González, O. y M. Viruel de Ramírez, 1992. Geología de la Mina Incahuasi, Departamento Antofagasta de la Sierra, Catamarca. *4º Congreso Nacional de Geología Económica,* 1: 72-79. Huerta Grande.

Monchablon, A., 1947. Informe técnico del yacimiento de oro de la Nueva Compañía Minera de Incahuasi. *Banco de Crédito Industrial.* Buenos Aires.

Navarro García, L. y E. Resello, 1989. Mineralizaciones auríferas en la comarca del Hombre Muerto, Catamarca y Salta, Argentina. *Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica,* 3: 51-62. San Miguel de Tucumán.

Sgrosso, P., 1939. El yacimiento aurífero de Incahuasi, Los Andes. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* inédito, pág. 9. Buenos Aires.

Sgrosso, P, 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del Noroeste Argentino. *Dirección de Minas y Geología, Boletín,* 53. Buenos Aires.

Sgrosso, P., 1946. Las minas de oro de Incahuasi. *Dirección de Minas y Geología,* inédito, pág. 9. Buenos Aires.



PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

ORDOVÍCICO:
Secuencias volcanoclásticas de intraarco

Depósitos volcanogénicos submarinos
Geología y metalogénesis de la sierra de Calalaste, tramo central, Catamarca

Hongn, F., R. Seggiaro, J. A. Guillou, M. C. Godeas, S. J. Segal y N. Pezzutti, 1999. Geología y metalogénesis de la Sierra de Calalaste, tramo central, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 523-525, Buenos Aires.



GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DE LA SIERRA DE CALALASTE, TRAMO CENTRAL, CATAMARCA

Fernando Hongn[1], Raúl Seggiaro[2], Jorge A. Guillou[2], Marta C. Godeas[3], Susana J. Segal[3] y Norma Pezzutti[3]

UBICACIÓN

La sierra de Calalaste constituye una elevación de rumbo aproximadamente norte-sur extendida por decenas de kilómetros en la Puna Austral. En este trabajo se considera como tramo central de la sierra a la porción comprendida entre aproximadamente 26°00' y 26°20' de latitud sur, ubicada en el departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca.

El acceso a la región tiene distintas variantes y todas convergen en Antofagasta de la Sierra. Desde allí se arriba a la zona estudiada por un camino secundario en buen estado.

LEYES

En el flanco oriental del tramo central de la sierra de Calalaste existen niveles pelíticos con anomalías de 0,44% de Zn, 1,2% de Mn y 0, 17% de Ba, vinculados con la presencia de blenda, pirita, calcopirita y baritina.

HISTORIA DEL PROSPECTO

Los estudios previos sobre la geología de la sierra de Calalaste en su gran mayoría se refirieron a las rocas básicas y ultrabásicas (Blasco *et al.*, 1996); ellas fueron interpretadas de diferentes maneras, principalmente como una corteza oceánica obductada durante la colisión de un alóctono occidental (Terreno Arequipa-Antofalla) con el Cratón Sudamericano (entre otros, Allmendinger *et al.*, 1982; Palma, 1990; Blasco *et al.*, 1996). Recientemente, Bahlburg *et al.* (1997) postularon en base a información geoquímica que las rocas ultrabásicas de la Puna se emplazaron en un ambiente extensional de trasarco con un sustrato continental perteneciente al Terreno Arequipa-Antofalla, el que, de comprobarse que corresponde a un alóctono, se habría acrecionado al Cratón Sudamericano con anterioridad al Cámbrico medio.

Fuera de estas investigaciones de índole regional, la sierra de Calalaste ha sido poco estudiada (Mon y Hongn, 1987; Palma y Vujovich, 1987; Mon *et al.*, 1988a, 1988b). Un trabajo con descripciones detalladas de aspectos estratigráficos, magmáticos, estructurales y metalogenéticos es el de Hongn *et al.* (1998, en prensa).

GEOQUÍMICA

En Cortaderas Chicas, Quebrada de la Copa y otras zonas se realizó un muestreo sistemático de esquirlas de rocas en afloramientos de pelitas alteradas.

Del resultado de los análisis químicos surgen algunas consideraciones de interés. El contenido promedio de 57 muestras es el siguiente: Ba 706 ppm con un máximo de 2.300 ppm; Fe 12,5% con un máximo de 46%; Mn 1.040 ppm con un máximo de 12.516 ppm; Zn 914 ppm con un máximo de 4.780 ppm; Cu 87 ppm con un máximo de 345 ppm y Pb 64,4 ppm con un máximo de 151 partes por millón.

GEOLOGÍA REGIONAL

El tramo central de la sierra de Calalaste (figura 1) está compuesto por unidades clástico-magmáticas eopaleo-

[1] *CONICET. Universidad Nacional de Salta.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Salta.*

[3] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

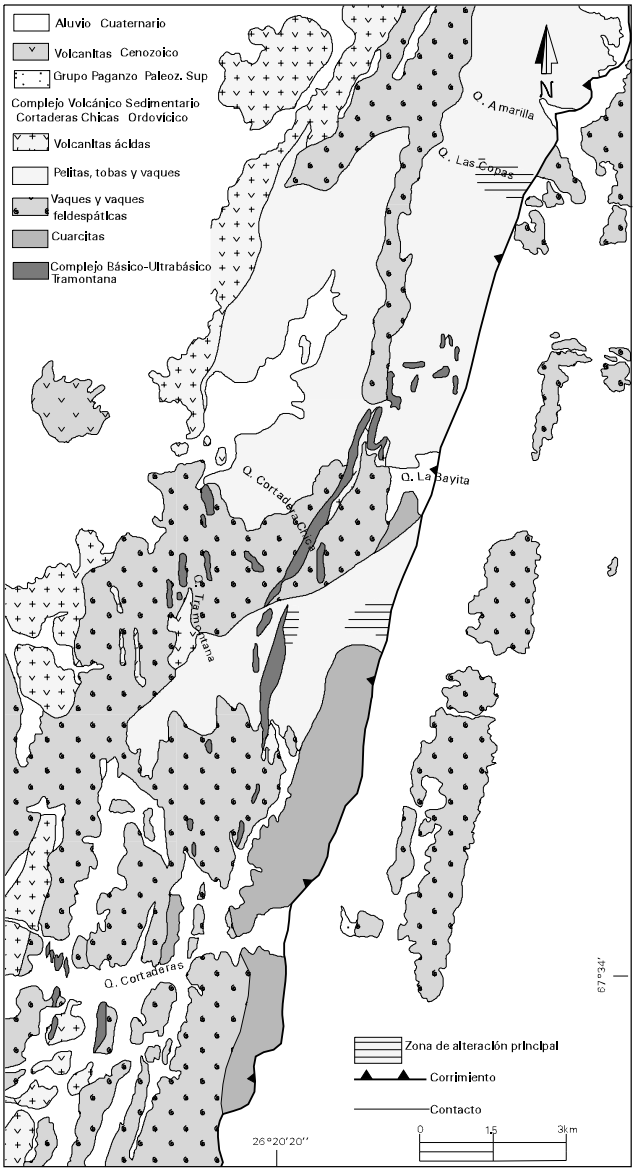


Figura 1. Geología del tramo central de la sierra de Calalaste.

zoicas sobre las que se apoyan sedimentitas rojas neopaleozoicas del Grupo Paganzo, volcanitas cenozoicas y depósitos cuaternarios de distintas características. Seggiaro y Hongn (1998, en prensa) cartografiaron las principales unidades de la comarca donde está comprendida la sierra de Calalaste.

En el Eopaleozoico, las unidades clástico-magmáticas de la porción central de la sierra de Calalaste muestran una estructura tan compleja que impide precisar las relaciones estratigráficas entre ellas con la información disponible.

Seggiaro y Hongn (1998, en prensa) definieron el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas y el Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana, ambos con metamorfismo regional de bajo grado (facies esquistos verdes).

En el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas, de edad arenigiana superior-llanvirniana (Udo Zimmermann, 1997, comunicación personal), las principales litologías son: cuarcitas, pelitas, tobas dacíticas, vaques e ignimbritas dacíticas. Las más difundidas son las pelitas, tobas dacíticas y vaques. El espesor estimado para este complejo es un mínimo de 1.500 m (Hongn *et al.*, 1998, en prensa).

El Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana (Seggiaro y Hongn, 1998, en prensa) está integrado por gabros cumulares, gabros y basaltos. La edad está dentro del rango Tremadociano-Llanvirniano (Hongn *et al.* , 1998, en prensa).

Las relaciones estratigráficas entre ambos complejos son variables. Las rocas ultrabásicas muestran contactos tectónicos, mientras que los gabros tienen contactos intrusivos o por fallas. Los basaltos están intercalados con las sedimentitas.

Estructura

Las unidades ordovícicas que afloran en la sierra de Calalaste muestran una configuración estructural que responde a una faja plegada y corrida, con apilamiento de láminas con plegamiento interno y desarrollo de deformación penetrativa en condiciones metamórficas de muy bajo a bajo grado. Esta deformación se produjo en el Ordovícico.

Los pliegues son apretados, generalmente asimétricos. Las superficies axiales inclinan preferentemente hacia el este, localmente subverticales o inclinadas hacia el oeste. La estratificación se distingue de manera nítida, excepto en aquellos niveles espesos sin contrastes litológicos marcados, donde la deformación transpuso en distintos grados las estructuras primarias tales como laminaciones sedimentarias. Los flancos de los pliegues están adelgazados y las charnelas engrosadas. Las charnelas redondeadas son dominantes con respecto a las angulosas tipo *chevron*.

Los pliegues tienen rumbo meridiano, como así también las líneas axiales de los mismos; el buzamiento es suave pero constante hacia el norte, posición corroborada por la lineación de intersección entre la estratificación y el clivaje.

Junto al plegamiento se desarrolló un clivaje de plano axial, continuo en las pelitas y espaciado en las areniscas. El clivaje inclina hacia el este.

Los corrimientos con geometría de planos y rampas definen sistemas imbricados que forman duplex.

Un sistema de diaclasas normales a los ejes de los pliegues alojó vetas de cuarzo en las litologías sedimentario-volcánicas ácidas y de calcita en las rocas básicas. Las vetas de cuarzo suelen presentar anomalías de Au.

Ocurren localmente fajas con mayor deformación dúctil y desarrollo de milonitas, las que aparentemente se vinculan con zonas más ricas en fluidos que promovieron la ductilidad.

Las rocas ultrabásicas del Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana forman parte de una *melange* tectónica en la que participan además algunas láminas de gabros, pelitas y areniscas.

La mineralización está afectada por la deformación. Además, durante este proceso ocurrieron fenómenos de metamorfismo de bajo grado que facilitaron una removilización de la mineralización. Otra removilización se produjo durante el Cenozoico, a través de fluidos que circularon por fallas neógenas; como resultado de ello, se depositaron *sinters* limoníticos asociados con estas fallas. La presencia de estos *sinters* indicaría mineralización en profundidad.

GEOLOGÍA DEL PROSPECTO

Litología y mineralogía

Dentro de las litologías que componen el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas, las pelitas son las de mayor interés metalogenético (Hongn *et al.*, 1998 en prensa).

Las pelitas (Godeas y Pezzutti, 1998) son lutitas parcial a totalmente transformadas en pizarras, con un fino bandeado; muestran agregados lenticulares y venillas de cuarzo con o sin minerales opacos. La mineralización (Segal, 1998) en las pelitas consiste en pirita, en parte framboidal, blenda, oro nativo, calcopirita, óxidos de manganeso y de hierro.

En cuanto al Complejo Básico-Ultrabásico Tramontana solamente en los gabros se observó escasa pirita diseminada.

MODELO GENÉTICO

Se postula un modelo de cuenca sinextensional con un magmatismo máfico representado por gabros cumulares, gabros, diques y lavas basálticas y otro félsico de composición dacítica representado por depósitos piroclásticos e ignimbritas (Hongn *et al.*, 1998 en prensa).

Los niveles ricos en sulfuros de origen volcanogénico submarino fueron deformados y suavemente metamorfizados durante la deformación ordovícica superior que produjo la faja plegada y corrida con deformación dúctil que caracteriza estructuralmente al Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas. Durante este evento la mineralización sufrió una primera removilización y deformación.

Una segunda removilización ocurrió durante el Cenozoico por la circulación de fluidos hidrotermales volcánicos a lo largo de fallas que cortan niveles paleozoicos mineralizados; así se forman *sinters* limoníticos en las inmediaciones de las fallas.

BIBLIOGRAFÍA

Allmendinger, R., T. Jordan, M. Palma y V. Ramos, 1982. Perfil estructural de la Puna catamarqueña (25º-27º) Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 1: 499-518. Buenos Aires.

Bahlburg, H., S. Kay y U. Zimmermann, 1997. New geochemical and sedimentological data on the evolution of the Early Paleozoic Gondwana margin in the Southern Central Andes. *Geological Society of America, Abstracts with Programs,* 28 (7): A380.

Blasco, G., E. Zappettini y L. Villar, 1996. El complejo ofiolítico desmembrado de la Puna Argentina, Provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 653-667. Buenos Aires.

Godeas, M. y N. Pezzutti, 1998. Estudio petrográfico de rocas de la sierra de Calacaste, inédito. *SEGEMAR*. Buenos Aires.

Hongn, F., R. Seggiaro, J.Guillou, M. Godeas, S. Segal y N. Pezzutti. 1998. Geología y Metalogenésis del Eopaleozoico del tramo central de la Sierra de Calalaste, provincia de Catamarca. *Serie de Contribuciones Técnicas. SEGEMAR* (en prensa).

Mon, R. y F. Hongn, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42: 31-38.

Mon, R., F. Hongn y R. Omarini, 1988a. Estructura del basamento andino entre los paralelos 24º y 28º L.S. *5º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: A19-A36. Santiago.

Mon, R., R. Mena, R. Marrett y F. Hongn, 1988b. Rasgos de neotectónica de la Puna austral. *5º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: A69-A83. Santiago.

Palma, M., 1990. La evolución tectónica durante el Ciclo Famatiniano en el segmento andino ubicado entre los 24º y 28º de L.S. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 343-346. San Juan.

Palma, M. y G. Vujovich, 1987. Evidencias neotectónicas en el borde oriental de la sierra de Calalaste, Puna catamarqueña. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 243-249. San Miguel de Tucumán

Segal, S., 1998. Estudio calcográfico de rocas de la sierra de Calacaste, inédito. *SEGEMAR*. Buenos Aires.

Seggiaro, R. E. y F. D. Hongn, 1998. Hoja Paso de San Francisco. Mapa Geológico 1:250.000. *SEGEMAR* (en prensa).



PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

SILÚRICO:
Cuenca de antepaís (depósitos sinorogénicos)

Depósitos asociados a sedimentos
La cuenca ferrífera del norte argentino, Jujuy y Salta

Boso, M. A. y C. R. Monnaldi, 1999, La cuenca ferrífera del norte argentino, Jujuy y Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 529-544, Buenos Aires.



LA CUENCA FERRÍFERA DEL NORTE ARGENTINO, JUJUY Y SALTA

Miguel A. Boso[1] y César R. Monaldi[2]

INTRODUCCIÓN

Las rocas ferríferas ocurren en la Formación Lipeón (Silúrico) y unidades equivalentes. También están presentes, pero con poca importancia, en unidades devónicas.

La parte norte de la cuenca ha sido estudiada con menor detalle que la parte sur, en donde se encuentran los yacimientos ferríferos de Zapla-Puesto Viejo, Santa Bárbara y Unchimé, los únicos explotados y actualmente inactivos.

Ubicación

La cuenca ferrífera tiene una gran extensión areal en el noroeste argentino, entre aproximadamente los 22º y 25º de latitud sur y 64º15' a 65º15' de longitud oeste. Abarca partes de la Cordillera Oriental, Anticlinorio de Valle Grande, Sierras Subandinas, Sistema de Santa Bárbara y asomos reducidos en la Puna Occidental. Los depósitos ferríferos denominados mantos u horizontes están expuestos en Cordillera Oriental (sierra de Santa Victoria), en el Anticlinorio de Valle Grande (sierras de Zenta, Calilegua, Zapla y Puesto Viejo), en las Sierras Subandinas (sierra de Cinco Picachos) y en el Sistema de Santa Bárbara (sierras de Santa Bárbara, Centinela, del Gallo (Unchimé y González).

Leyes, reservas y producción

Los tenores de la mena ferrífera se consideran en función de los componentes mineralizados y no mineralizados que interestratifican en el conjunto, al que denominamos genéricamente manto u horizonte. Los materiales contaminantes (ganga) constituyen un parámetro muy importante en la definición de la factibilidad de explotación de los mantos ferríferos. La determinación de la ley de la mena se realizó por dos vías, a través del examen microscópico y mediante análisis químico.

La determinación de la ley en función del análisis petrográfico se refiere al contenido semicuantitativo de hematita en cada tipo litológico. Los porcentajes se obtuvieron por comparación con las tablas de Terry y Chillingar (1955) y se vuelcan en la penúltima columna de los gráficos de detalle de los mantos ferríferos (ver figura 4). Los valores obtenidos por este método guardan similitud con los registrados en los análisis químicos.

Los estudios económicos realizados en los distritos mencionados (Angelelli, 1946; Figueroa Caprini, 1962; Rayces, 1965; Mauri, 1967 y 1968; Pagés, 1970; Bellmann, 1977; Angelelli, 1984) arrojaron los siguientes valores:

Zapla-Puesto Viejo (Angelelli, 1984): reservas medidas 19.400.000 t, reservas indicadas 50.000.000 t, reservas inferidas 22.600.000 t, ley media: 41,5%, hierro metálico 38.180.000 toneladas.

Santa Bárbara (Pagés, 1970): reservas indicadas 373.830.551 t, reservas inferidas 71.542.902 t, ley media 21,6 a 36,4%.

Unchimé (Angelelli, 1984), reservas medidas: 13.775.280 t, reservas indicadas: 150.866.874 t, reservas inferidas: 105.382.942 t, ley media: 32,2 a 40,9%.

En la mina 9 de Octubre la explotación se desarrolló por socavones, piques y niveles separados 35 m unos de otros. En la mina Puesto Viejo, la extracción de mineral se realizó a cielo abierto en sus comienzos y por vía subterránea en sus etapas finales. En las minas de Unchimé, la explotación se realizó únicamente a cielo abierto.

[1] *Universidad Nacional de Salta.*

[2] *Universidad Nacional de Salta - CONICET*

La producción registrada según datos publicados (Angelelli, 1984) fue la siguiente, Zapla-Puesto Viejo: 4.367.234 t (1945-1981) y Unchimé: 116.100 t (hasta 1974).

HISTORIA DEL DISTRITO

El yacimiento de Zapla fue descubierto fortuitamente por los señores Gallardo, Senes, Canderle y Zarra, en el año 1939. En el año 1941, el gobierno de la provincia de Jujuy declaró el área reserva fiscal y autorizó al gobierno nacional para proceder a investigar la zona objeto de la reserva. A partir de ese momento, la Dirección General de Fabricaciones Militares fue el organismo encargado de realizar las investigaciones geológicas pertinentes y de desarrollar el yacimiento, realizándose en el año 1945 la primer colada de arrabio en los Altos Hornos de Zapla (Palpalá, Jujuy).

La existencia de minerales de hierro en el área de Unchimé fue dada a conocer por geólogos de YPF en 1943. En 1956 se formó la Sociedad Minera Unchimé y en 1960 la Sociedad Altos Hornos Güemes, que en 1963 efectuó la primer colada de arrabio.

En los yacimientos de Zapla y Puesto Viejo, las actividades de explotación se desarrollaron en forma continua desde la primer colada de arrabio hasta la fecha de su privatización.

En la actualidad, las actividades geológicas de exploración y de extracción de mineral del distrito ferrífero se hallan paralizadas y el Centro Siderúrgico (Aceros Zapla) utiliza en sus Altos Hornos minerales de hierro provenientes de Chile y Brasil.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos silúricos que alojan los mantos ferríferos afloran a lo largo del borde oriental de la cadena andina del norte argentino; abarcan partes de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara.

Las características principales de las provincias geológicas mencionadas fueron descriptas en trabajos de síntesis realizados por diversos autores (Turner, 1972; Baldis *et al.*, 1976 b; Rolleri, 1976; Mingramm *et al.*, 1979; Turner y Mon, 1979, entre otros). Intercalada a modo de cuña entre las provincias citadas, se ubica una comarca con características estructurales particulares la que se denominó Nudo Tectónico de Valle Grande (Baldis *et al.*, 1976 b) o Anticlinorio de Valle Grande (Kley y Monaldi, 1999).

La Cordillera Oriental tiene como carácter distintivo el gran desarrollo de afloramientos del basamento Precámbrico-Cámbrico Inferior, constituido por metamorfitas de bajo grado intruídas en algunos lugares por plutones granodioríticos. Sobre él yacen en discordancia sedimentitas del ciclo Cámbrico Superior-Ordovícico, las que a su vez son cubiertas por depósitos cretácicos y terciarios. Sólo en la porción nororiental (sierra de Santa Victoria) existen registros reducidos de rocas silúricas y depósitos ferríferos asociados (figura 1).

Desde el punto de vista estructural, la Cordillera Oriental corresponde a una faja corrida de lámina gruesa (*thick skinned)* caracterizada por corrimientos que involucran al basamento. Otro rasgo importante es la doble vergencia de las estructuras: hacia el este en el borde oriental y hacia el oeste en el occidental (Mon, 1979).

Las Sierras Subandinas se interponen entre la Cordillera Oriental, al oeste, y la Llanura Chaqueña, al este. En territorio argentino se desarrollan desde el límite con Bolivia hasta los 23º de latitud sur. Las sucesiones sedimentarias aflorantes están constituidas por rocas silúricas, devónicas, carboníferas y terciarias. Las rocas silúricas y sus depósitos ferríferos asociados afloran solamente en su borde occidental (sierra de los Cinco Picachos). No existen registros de afloramientos del basamento precámbrico ni de rocas cámbrico-ordovícicas.

La característica distintiva de las Sierras Subandinas es su estilo tectónico de lámina delgada (*thin skinned)* (Mingramm *et al.*, 1979), con un despegue basal situado en lutitas silúricas de la Formación Lipeón; todas las fallas emergentes salen del despegue basal y tienen vergencia hacia el este. Además, los anticlinales guardan estrechos vínculos genéticos con las fallas.

El Anticlinorio de Valle Grande (Kley y Monaldi, 1999) se intercala entre la Cordillera Oriental y la región Subandina en un segmento que abarca desde los 22º45' de latitud sur hasta los 24º30' de latitud sur. Corresponde a un gran anticlinorio, con dos a tres alineaciones anticlinales mayores que nacen algo al norte de los 23º de latitud sur, culminan a la latitud de Orán y se hunden en los anticlinales que forman las sierras de Calilegua y de Zapla-Puesto Viejo. En su composición estratigráfica intervienen rocas precámbricas, cámbricas, ordovícicas, silúricas, devónicas, carboníferas, cretácicas y terciarias. Es en esta provincia geológica donde los depósitos ferríferos alcanzaron su mejor desarrollo (yacimiento minero de Zapla-Puesto Viejo).

El Sistema de Santa Bárbara se extiende al sur de 23º30' de latitud sur (figura 1). Comprende una serie de anticlinales relativamente cortos y anchos, con ejes buzantes en dos direcciones y con rumbos que varían entre norte-sur y noreste-suroeste. Por lo general son marcadamente vergentes hacia el oeste, con flancos occidentales empinados hasta invertidos, limitados por fallas inversas de alto ángulo en superficie, y flancos orientales planos inclinados suavemente hacia el este. La sucesión estratigráfica aflorante se integra con sedimentitas ordovícicas, silúricas, devónicas, cretácicas y terciarias. Los depósitos ferríferos explorados se sitúan a lo largo de su borde occidental (sierras de Santa Bárbara, Centinela y del Gallo-Unchimé).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

La Formación Lipeón (Silúrico) es la portadora de los mantos ferríferos. La distribución de sus afloramientos se muestra en la figura 2. Esta unidad nominada por Turner (1960) apoya en aparente concordancia sobre la Formación Zapla y es cubierta en concordancia por unidades devóni-

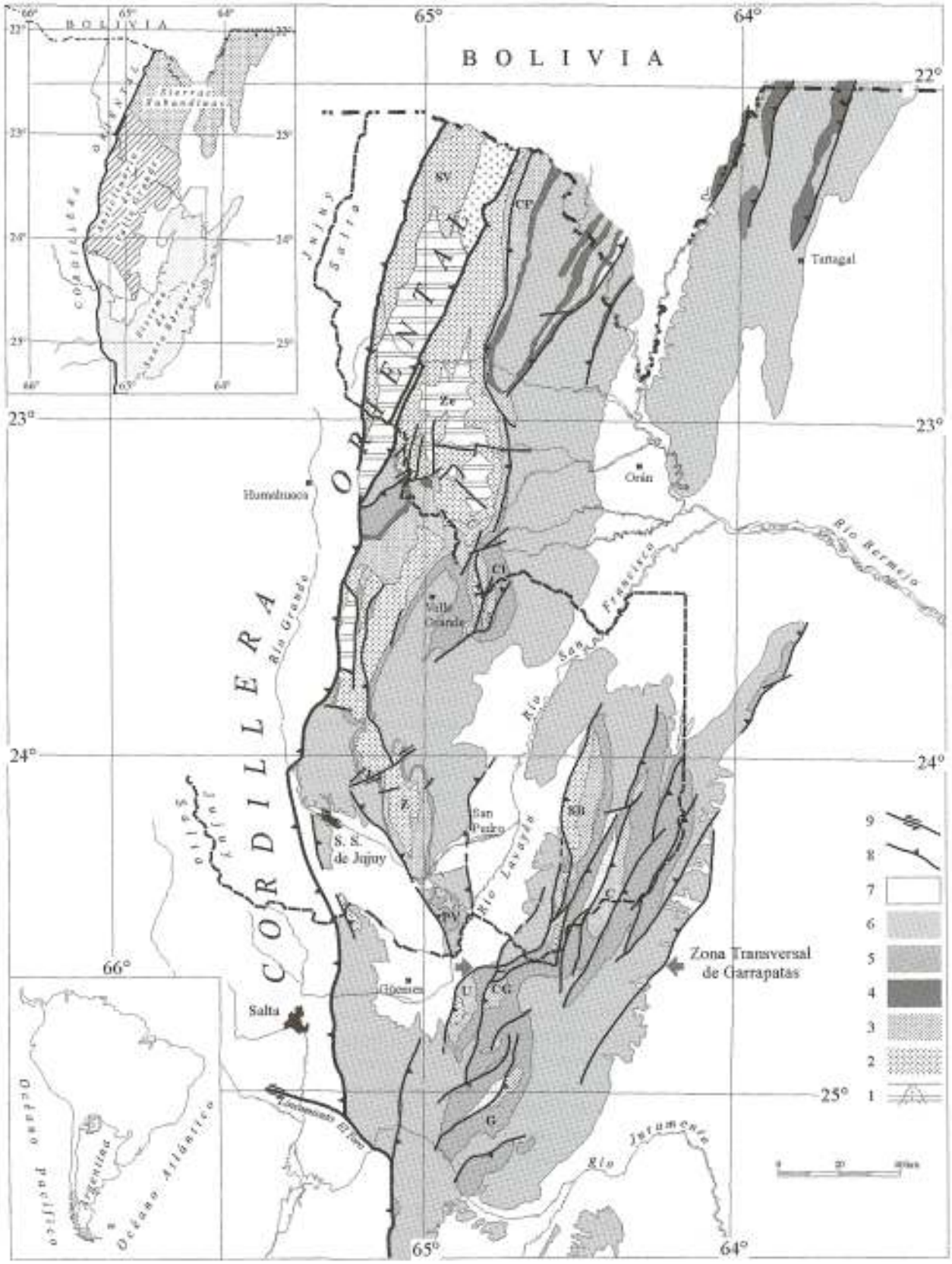


Figura 1. Mapa geológico regional simplificado de la cuenca ferrífera del norte argentino (modificado de Kley y Monaldi, 1999). 1: Precámbrico-Cámbrico Inferior, 2: Cámbrico Superior-Ordovícico, 3: Silúrico-Devónico, 4: Carbonífero, 5: Cretácico-Eoceno, 6: Neógeno, 7: Cuaternario, 8: Corrimiento-falla inversa, 9: Falla de desplazamiento de rumbo. Sierras: Santa Victoria (SV), Cinco Picachos (CP), Zenta (Ze), Calilegua (CI), Zapla (Z), Puesto Viejo (PV), Santa Bárbara (SB), Centinela (C), Unchimé (U), Cresta del Gallo (CG), González (G).

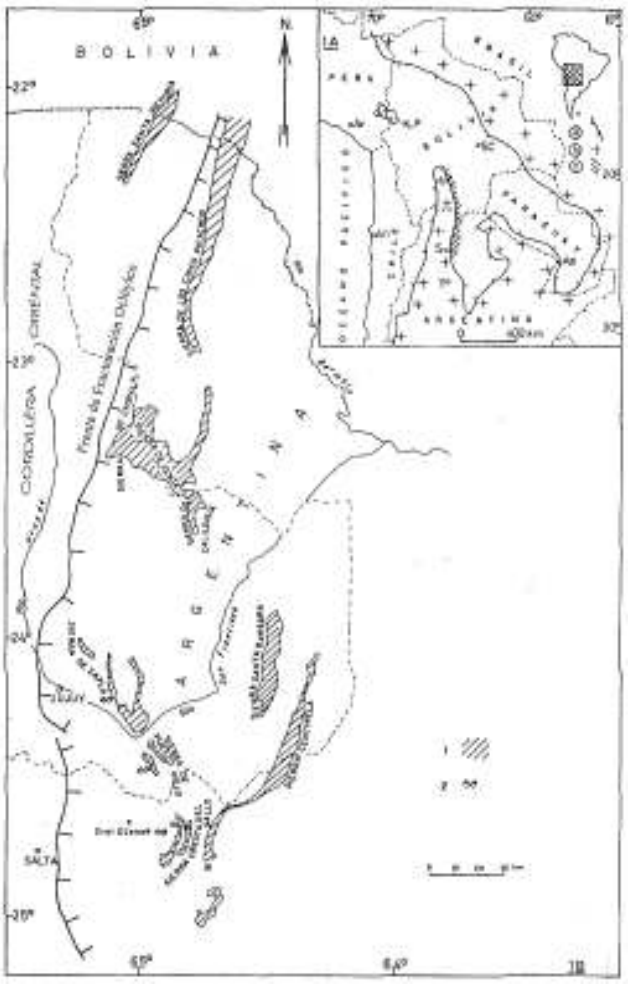


Figura 2. A. Mapa paleogeográfico de la cuenca silúrica: a) borde de cuenca, b) áreas positivas, c) depósitos ferríferos, Ar Arequipa, LP La Paz, LT Lago Titicaca, SC Santa Cruz, An Antofagasta, S Salta, T Tucumán, As Asunción. B. Distribución de afloramientos silúrico-devónicos: 1 Afloramientos, 2 Minas.

cas como la Formación Mendieta y equivalentes (Arroyo Colorado y Baritú).

La entidad, de 800 m de espesor máximo, está compuesta por arenisca váquica fina, muy micácea, de color gris verdoso oscuro y amarillo ocre a verdoso oliva por meteorización, limolita arcillosa micácea y arcilita gris oscura, con estratificación muy fina a mediana, tabular y lenticular, portadoras de laminación poco definida plana, ondulosa y lenticular. En las limolitas son frecuentes las concreciones ferríferas elipsoidales, de tamaño variable entre 1 y 20 cm de diámetro, aisladas o formando rosario, de composición diversa: pirita, siderita, chamosita y también conchilitas, con núcleo hueco y capas envolventes de limonita y óxidos de hierro. Estas concreciones suelen contener fragmentos o fósiles completos de trilobites, braquiópodos, bivalvos, conularias, nautiloideos, tentaculítidos y corales. En los niveles superiores de la entidad hay incremento de areniscas finas cuarzosas y también intercalaciones de diques y filones capas ígneos de naturaleza básica. Análisis detallado de las facies y del ambiente de depósito se encuentran en Boso (1995).

El contenido fosilífero es abundante en los niveles superiores y escaso en los inferiores, e indica que la Formación Lipeón se habría depositado en el lapso Hirnantiano muy tardío-Llandovery Temprano (Monteros *et al.*, 1993) a Devónico Inferior (Baldis *et al.*, 1976 a).

La Formación Lipeón se correlaciona con las formaciones Cachipunco (sierra de Santa Bárbara), Unchimé (sierra del Gallo), Kirusillas (Bolivia) y Copo (subsuelo de las provincias de Salta y Santiago del Estero).

Mantos ferríferos

Resulta conveniente dejar establecidos los conceptos de roca ferrífera y de manto ferrífero. Cualquier roca sedimentaria que posea un contenido superior al 15% en hierro (excepto en los placeres de minerales pesados) es una roca ferrífera (James, 1954); esto correspondería a 21,3% de óxido férrico o 19,4% de óxido ferroso.

En nuestro caso consideramos manto ferrífero a un depósito sedimentario formado por la asociación de estratos ferríferos. Estos pueden estar constituidos por más de una roca ferrífera y por consiguiente por más de un mineral de hierro con variaciones texturales y de porcentajes; ejemplo de ello son las intercalaciones laminares y lenticulares chamosíticas dentro de estratos hematíticos. De igual modo, concreciones, láminas y lentes de siderita se relacionan con chamosita y hematita (figura 3).

Cada manto ferrífero del distrito considerado en este trabajo está compuesto por hasta 20 estratos ferríferos. Los estratos son generalmente compactos, tabulares, lenticulares o en artesa y de espesores variables. Los contactos entre los estratos hematíticos son definidos, y de forma irregular cuando ellos interestratifican con estratos chamosíticos y cuarcíticos. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: laminación flaser, entrecruzada y maciza. Menos común es la presencia de concreciones y bioturbaciones. El color varía de rojo grisáceo y rojo oscuro para los estratos altamente hematíticos, a verde y verde rojizo para los estratos chamosíticos.

La Formación Lipeón contiene tres mantos ferríferos, que no siempre son observados a consecuencia de erosión postdevónica o supresión tectónica (Boso y Monaldi, 1990).

El manto ferrífero I se ubica en la base de la Formación Lipeón. Su espesor varía entre 0,70 m y 10 metros. En algunos lugares apoya directamente sobre las sedimentitas de la Formación Zapla (Ashgilliano), mientras que en otros está separado de ella por delgados lentes de conglomerados o de areniscas váquicas. En el arroyo Garrapatal (sierra de Zapla) entre el manto ferrífero I y la Formación Zapla se interpone una delgada capa de riolita.

El manto ferrífero II se ubica en posiciones altamente variables dentro de la sucesión estratigráfica de la Formación Lipeón y también con respecto al manto I. Su espesor varía entre 0,70 m y 8,45 metros. Los espesores medidos de

sedimentitas intercaladas entre ambos mantos oscilan entre valores de la decena de metros y superiores a 300 metros.

El manto ferrífero III se observa en pocas secciones. Se ubica en el techo de la Formación Lipeón cuando sobre ella apoyan unidades del Grupo Salta y su espesor máximo es de 3,50 metros. Se presume que su génesis se relaciona con enriquecimiento en hematita por meteorización.

Debido a que los mantos ferríferos tienen una geometría planar, con cientos de kilómetros en dirección norte-sur y algunas decenas de kilómetros en dirección este-oeste, están sujetos a cambios en espesor, mineralogía, estructuras sedimentarias, texturas, facies, contenido en hematita, leyes en hierro y variación en la posición dentro de la sucesión sedimentaria de la Formación Lipeón.

Componentes minerales. Los componentes texturales de los mantos ferríferos se agruparon en extracuencales e intracuencales (Folk, 1968), en función de su formación fuera o dentro de la cuenca de sedimentación. Entre los extracuencales se reconocieron: cuarzo, muscovita y biotita como mayoritarios, y plagioclasas, ortosa, turmalina, circón, apatito, granate, opacos, epidoto y litoclastos como componentes minoritarios.

El cuarzo es el mineral más abundante y en algunos tipos litológicos es el constituyente principal. Se presenta en diversos tamaños, desde arena muy gruesa a limo fino, mono y policristalino, con variados grados de redondez, esfericidad y extinción. Algunos individuos presentan inclusiones de rutilo, apatito, circón y turmalina, asociados o no con vacuolas, con o sin orientación.

La muscovita sigue al cuarzo en abundancia; se presenta en laminillas y tábulas, la mayoría de las veces orientadas conformando láminas, o en granos aislados que rodean a los elementos del esqueleto. También se la observa como pajuelas en la matriz. Su porcentaje máximo es de 20%. La biotita tiene la misma forma de presentación que la muscovita. Muchas veces aparece desferrizada o también alterada en cloritas. Su porcentaje máximo es de 5%.

Los elementos intracuencales que forman parte del esqueleto de la roca son: oolitas, peloides, intraclastos, bioclastos y arcilla chamosítica que constituye parte de la matriz. Como cementos se tienen: hematita roja y azul, siderita microcristalina a subespática y sílice microcristalina.

Las oolitas son granos revestidos, compuestas por un núcleo y delgadas capas envolventes laminadas concéntricamente. Su núcleo puede ser cualquier componente detrítico; entre los más comunes tenemos granos de chamosita, peloides, cuarzo, minerales pesados y bioclastos. También se presentan con núcleos de la misma composición mineralógica que las capas envolventes.

En función de la composición, forma y cantidad de capas envolventes hay una gran variedad de oolitas. Según su composición son de chamosita, hematita, mezclas de ambos componentes y menos comunes con reemplazamientos de las capas de chamosita por ftanita y siderita. Las formas más frecuentes son las esféricas (circulares), elipsoidales y escasas fusiformes. El número de capas envolventes

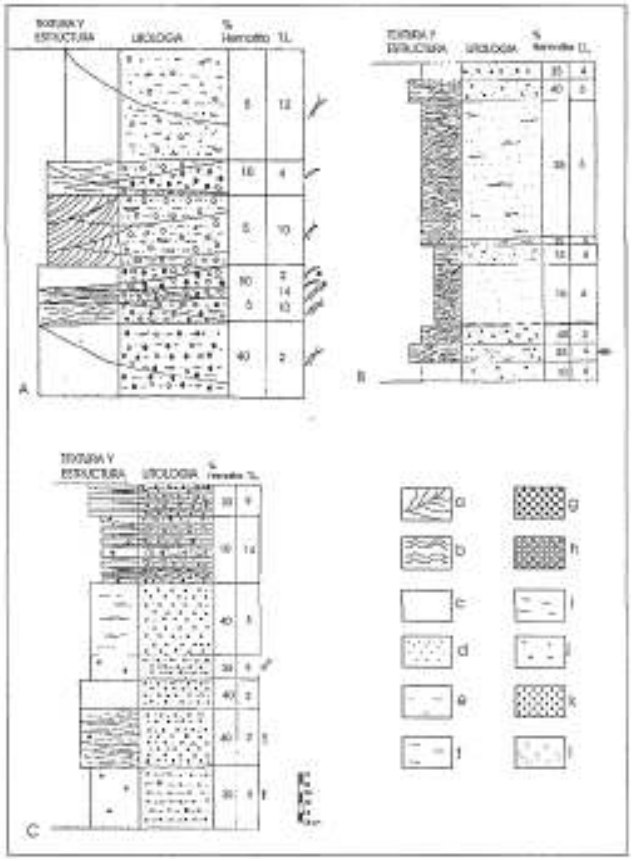


Figura 3. Secciones representativas de los mantos ferríferos: A. Mina 9 de Octubre (Zapala), B. Mina Puesto Viejo, C. Arroyo Pedregoso (Santa Bárbara). a) Estratificación cruzada, b) laminación, c) estratificación maciza, d) granos de cuarzo finos, e) granos de cuarzo grueso, f) intraclastos, g) peloides y oolitas, h) graanos de chamosita, i) lutita, limolitaa, j) bioturbación, k) siderita oxidada, l) siderita. Escala textural: 1 arcilita, 2 limolita, lutita, 3 arenisca fina, 4 arenisca media, 5 arenisca gruesa.

puede ser uno (oolitas superficiales) o más de uno (oolitas multicapas o en capas de cebolla), que es el caso predominante. El crecimiento de las capas puede ser simétrico o asimétrico con respecto al núcleo.

Las oolitas de tamaño entre 300 y 700 μ son las más comunes. Su porcentaje puede ser elevado (30%) y generar un tipo litológico particular, aunque la mayoría de las veces aparece subordinada a los peloides, cuarzo y granos de chamosita.

Los peloides son granos de hematita de tamaño arena, sin estructura interna reconocible, con formas generalmente esféricas o elipsoidales, transportados y seleccionados antes del depósito. Generalmente están asociados a granos de cuarzo y chamosita. Cuando su frecuencia es superior al 20% constituye tipos litológicos y cuando es subordinada los adjetiviza.

Los granos de chamosita son fragmentos de sedimento penecontemporáneo producidos por erosión dentro de la cuenca, transportados en grado variable y redepositados; de

formas subigual, elíptica, contorsionada y vermiforme, con bordes redondeados o angulosos según el grado de transporte, fluidez del medio y condiciones de depósito. Se presentan en tamaños variables entre arena fina y excepcionalmente arena muy gruesa. Poseen distinto grado de hematización, por lo que su color es cambiante entre verde claro y rojo verdoso oscuro. En muestras de mano, los individuos con oxidación relativamente alta se pueden confundir con peloides o con oolitas. En algunos tipos litológicos, debido a su abundancia, llegan a nominarlos (20% a 40%) o a adjetivizarlos (10% a 15%).

Los intraclastos son fragmentos de sedimento penecontemporáneo producidos por erosión del sustrato, transportados y redepositados. La mayoría son de tamaño arena gruesa-sábulo y están compuestos por varios elementos: cuarzo, chamosita, mica y hematita. Una variedad de intraclasto es el denominado *lumps* caracterizado por un núcleo compuesto de aloquímicos con una estructura envolvente. Los intraclastos *sensu stricto* como se consideran aquí, no superan el 3% del porcentaje total.

Los bioclastos son componentes minoritarios (menos del 1%) de restos indeterminables de fósiles, generalmente partes de conchillas fosfáticas con reemplazo, incipiente a total, de sílice microcristalina.

La matriz está constituida generalmente por una mezcla, en porcentajes variables, de arcilla chamosítica, cuarzo limoso y pajuelas de micas. En pocos tipos litológicos es exclusivamente arcilla chamosítica. Se presenta con variados grados de hematización, silicificación y sideritización. Su porcentaje varía entre menos del 10% a 40%.

Tipos litológicos. Los elementos minerales descriptos anteriormente generan en sus variaciones de textura y composición diferentes tipos litológicos (o microfacies). Al respecto se reconocieron 20 tipos litológicos, sobre un análisis de 235 cortes delgados. Ellos son: T.L. 1. Limolita ferruginosa, T.L. 2. Hematita peloidal arenosa, T.L. 3. Hematita arenosa, T.L. 4. Arenisca hematítica, T.L. 5. Hematita peloidal, T.L. 6. Vaque hematítica, T.L. 7. Vaque hematítica peloidal, T.L. 8. Vaque chamosítica oolítica, T.L. 9. Vaque peloidal hematítica-chamosítica, T.L.10. Vaque chamosítica, T.L.11. Arenita cuarzo-chamosítica, T.L.12. Limovaque arenosa cuarzo-mica-chamosita, T.L.13. Chamosita siderítica, T.L.14. Arcilita chamosítica, T.L.15. Limolita chamosítica, T.L.16. Hematita limosa siderítica, T.L.17. Limovaque cuarzosa, T.L.18. Limo-arenita siderítica, T.L.19. Siderita limo-cuarzosa y T.L.20. Vaque chamosítica siderítica.

Los tipos litológicos mencionados gradúan unos a otros, o aparecen interlaminados y menos común es que constituyan estratos monocomponenciales. Normalmente las diferencias entre ellos están dadas por: aumento o disminución en el tamaño del grano, incremento o merma en el porcentaje de peloides y granos de chamosita, contenido variable de matriz, mayor o menor abundancia de cemento y por su mineralogía.

Los tipos litológicos del 1 al 5 varían en función de la granulometría de los detríticos y del modo de presentarse la hematita. Así en los tipos litológicos 2 y 5, la hematita principalmente está conformando peloides; mientras que en los tipos litológicos 3 y 4 actúa mayoritariamente como cemento. Las diferencias entre los tipos litológicos 1 y 4 radican en la granulometría de los extracuencales y en el porcentaje de la hematita.

A las areniscas vaques las hemos dividido en función de la forma en que se encuentra la hematita. Por ello, cuando la hematita se presenta principalmente como cemento, la arenisca se denomina vaque hematítica (tipo litológico 6) y aquéllas en donde la hematita mayoritariamente se encuentra como peloides, son clasificadas como vaque hematítica peloidal (tipo litológico 7).

Diferencias significativas entre los tipos litológicos 8, 9, 10 y 11 se deben a predominio de componentes extracuencales en los tipos 9, 10 y 11. En el tipo litológico 8 son dominantes los componentes intracuencales como oolitas (20%) y granos de chamosita. En el tipo litológico 10 son importantes los granos de chamosita, mientras que en el tipo litológico 9 los granos de peloides (25%) son los más conspicuos y por ello adjetivan las muestras.

La matriz siempre es superior al 15%, con excepción del tipo litológico 11. El cemento es de diversa composición, con predominio de la hematita roja sobre la sílice, calcita y siderita, salvo en el tipo 9 donde la sílice es más abundante que la hematita. El porcentaje semicuantitativo en hematita en la mayoría de los tipos litológicos es bajo, con un máximo de 25%. Esto está reflejado en el color: en el tipo 9 es rojo-grisáceo, en cambio en los tipos 8, 10 y 11 es verdoso con tintes y motas rojizas.

Texturalmente el tipo 8 es fino a muy fino y ocasionalmente mediano, el tipo 9 es mediano a fino y ocasionalmente grueso, el tipo 10 es mediano a fino y el tipo 11 es mediano a grueso.

Los tipos litológicos 12 a 17 tienen composición mineral similar; se distinguen por la abundancia relativa de los componentes mayoritarios, o por variaciones de la matriz y cemento.

En el histograma de la figura 4 se indican las frecuencias porcentuales de los tipos litológicos identificados. Se observa que el tipo litológico 9 (vaque peloidal hematítica-chamosítica) es la moda principal. La moda secundaria más notoria es el tipo litológico 2 (hematita peloidal arenosa). La frecuencia que alcanza el tipo litológico 10 (vaque chamosítica) es muy cercana en su valor al tipo 2. Otros tipos litológicos (7, 12 y 4) alcanzan valores importantes dentro de la distribución; en cambio, la mayoría no llega a representar el 5% y en algunos casos el 1%.

Este histograma demuestra, a primera vista, que los mantos ferríferos poseen contenidos porcentuales semicuantitativos en hematita relativamente bajos. También es útil para dar idea del mineral de hierro predominante en la cuenca en sentido oeste-este. Los tipos litológicos 2 a 7 (principalmente hematíticos) se ubican en la porción occidental de

la cuenca. Los tipos 8 a 15 (chamosíticos) y 16 a 20 (sideríticos) se desarrollan en la porción centro-oriental.

Descripción de algunos tipos litológicos. A continuación se describen los tipos litológicos principales, seleccionados en función de su abundancia, del compuesto de hierro predominante y de su importancia económica.

Vaque peloidal hematítica-chamosítica (TL 9): En determinados sectores de la cuenca (Unchimé) este tipo litológico es el más importante. Se presenta en estratos tabulares y lenticulares, macizos o con láminas discontínuas tipo flaser, o bien con lentes e intercalaciones de otros tipos litológicos. En algunas láminas se detectaron bioturbaciones asignadas a *Skolithos, Taenidium y Arenicolites*. El color predominante es rojo grisáceo a rojo verdoso. La textura es mediana a fina, ocasionalmente gruesa, con variado grado de compacidad.

Al microscopio se observa una asociación de minerales extra e intracuencales, con selección mala a moderada, sin contacto entre granos o de tipo puntual. Está formado por una moda principal de tamaño arena fina, constituida por clastos de cuarzo subangulosos, angulosos y escasos subredondeados, con extinción ondulante fuerte predominante y bordes corroídos por la matriz. Las plagioclasas frescas y también levemente alteradas a sericita y caolinita son escasas. Completan esta moda laminillas y tábulas de muscovita y biotita; ambas suman 10%.

La moda secundaria está integrada por peloides hematíticos (20% a 40%), en tamaños arena mediana y gruesa, bien seleccionados. Acompañan granos de chamosita (5% a 30%), subiguales, elipsoidales y algunos de forma contorsionada, con variado grado de hematización y silicificación, en tamaños similares a los peloides. Escasas oolitas (2% a 15%), en tamaños arena mediana y gruesa, de variado tipo: multicapas y superficiales, de chamosita pura o con núcleos de diversa composición como: cuarzo, grano de chamosita con o sin oxidación, intraclasto (cuarzo-chamosita) y peloide. La o las capas envolventes suelen ser de chamosita, muchas veces con reemplazamiento por sílice microcristalina. Completan esta moda escasos granos de cuarzo mono y policristalino, bien redondeados, con crecimiento secundario, extinción ondulante fuerte, débil y normal. Algunos individuos muestran sombras de deformación y otros inclusiones de rutilo.

Los componentes minoritarios consisten en: granos de fosfato, ocasionales restos fósiles indeterminables con reemplazamiento por sílice espática, lumps de oolitas múltiples y granos de glauconita?.

La matriz es superior al 15%, con un máximo de 40%. Está compuesta por la asociación de arcilla chamositica, limo cuarzoso y pajuelas de muscovita y biotita. En algunos cortes delgados, y por sectores, muestra variado grado de hematización y silicificación y también fluencia por presión. El cemento es hematita roja escarlata y sílice microcristalina, dispuesto heterogéneamente. El contenido semicuantitativo en hematita generalmente es de 20% y en los casos de mezcla con el tipo litológico 2 llega a un valor máximo de 40%.

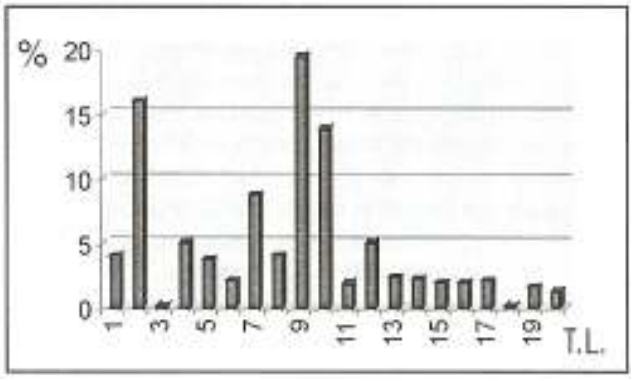


Figura 4. Histograma de frecuencias de los tipos litológicos de los mantos ferríferos.

Hematita peloidal arenosa (TL 2): Este tipo litológico se presenta en estratos tabulares y lenticulares, macizos o entrecruzados, de espesor mediano y color rojo oscuro. Cuando los estratos están formados por mezcla con otros tipos litológicos muestran laminación o estructura lenticular.

La textura predominante es arenosa mediana y menos comúnmente gruesa y fina. La componen granos de peloides con moderada a buena selección y grado de redondez, de formas circulares y elipsoidales, en porcentajes que varían entre 35% y 80%, aunque 40% es lo más frecuente. Están acompañados por clastos de cuarzo (20% a 40%) de tamaño arena fina y limo y menos frecuentemente arena mediana y gruesa.

Completan la mineralogía, en porcentajes inferiores al 10%, granos de chamosita con grados de hematización avanzado, laminillas y pajuelas de muscovita y biotita y escasas oolitas multicapas y superficiales. El contacto entre los granos es puntual o tangencial y en algunas muestras no existe.

La matriz es inferior al 15%. Está compuesta por la asociación chamosita arcillosa, cuarzo limoso y pajuelas de micas. El cemento es hematita en proporciones bajas y de distribución heterogénea; aparece acompañada por sílice microcristalina y raramente por megacuarzo.

El contenido porcentual semicuantitativo en hematita varía entre un máximo de 45% para las muestras puras, a un 30% en los estratos con mucha mezcla chamosítica.

Un rasgo importante desde el punto de vista de la diagénesis es el reemplazo parcial por sílice microcristalina que muestran algunos granos chamosíticos hematizados y el avance de la hematita como cemento que llega a reemplazar parte de cuarzos detríticos, dándoles un aspecto rayado rojo y blanco.

Vaque chamosítica (TL 10): Este tipo litológico tiene mediana representación en los mantos ferríferos. Se lo observa asociado con otros tipos litológicos a través de lámi-

nas flaser y lenticular discontinuas; a veces conforma estratos macizos de espesor respetable, compactos a semicompactos, con fractura astillosa y hojosa, de color verde con tonalidades rojizas y grisáceas y muy mal seleccionados.

Los componentes intracuencales predominan sobre los extracuencales. La moda principal (300-350 micrones) está conformada por clastos de cuarzo (40%) angulosos, subangulosos y pocos subredondeados, con extinción ondulante débil y fuerte predominantes sobre la normal. Otros componentes de esta moda son: granos de chamosita elipsoidales, circulares y contorsionadas, algunos con leve hematización y otros reemplazados por microcuarzo y oolitas superficiales con núcleos de granos de chamosita, a veces, isoorientadas y con los mismos tipos de reemplazamientos. Completan esta moda eventuales granos de plagioclasa, fresca o alterada y calcitizada.

Dentro de un intervalo granulométrico bastante amplio, desde arena mediana a muy gruesa y excepcionalmente guija se encuentran granos de cuarzo (5%), aislados, sin orientación preferencial, bien redondeados, con alta y baja esfericidad. Poseen extinción normal a fuertemente ondulosa y fragmentosa, otros tienen sombras de deformación. Algunos individuos contienen inclusiones de procedencia plutónica como rutilo, apatito y circón y otros numerosas vacuolas; también se observan clastos con crecimiento secundario y eventuales granos policristalinos.

Las oolitas son escasas (5%). Algunas tienen estructura capas de cebolla y son de chamosita pura o con núcleo oxidado en hematita. Otras son superficiales y tienen núcleos de intraclastos cuarzo-chamosita. Los intraclastos (5%) son de tamaño arena mediana, bien redondeados y compuestos por partículas de cuarzo asociadas a chamosita arcillosa.

Los componentes minoritarios son granos de peloides y fosfato, restos de *Lingula* e indeterminables, muscovita, biotita y minerales pesados. Raramente, en dos muestras se observó hasta un 5% de granos de glauconita bien redondeados, en tamaño arena mediana.

La matriz (superior al 15%) aparece distribuida heterogéneamente y con leve oxidación. En algunos sectores rodea a los granos mayores formando una delgada película y en otros, los granos del esqueleto quedan aislados. Está formada por la asociación de partículas de cuarzo, chamosita arcillosa y pajuelas de muscovita; suele penetrar los bordes de los granos de la fábrica.

El cemento, en orden de abundancia, está compuesto por: hematita, siderita, sílice microcristalina y menos comúnmente, megacuarzo y calcita espática. La siderita puede ser grumosa, microcristalina y cristalina fina, en cristales rómbicos perfectos, oxidados totalmente o sólo en sus bordes.

El contenido porcentual semicuantitativo en hematita es bajo, generalmente menos del 10%.

Vaque hematítica peloidal (TL 7): Este tipo litológico está compuesto por areniscas muy mal seleccionadas, con tres modas notorias; una de ellas está conformada por clastos entre 0,5 a 0,7 mm de diámetro de cuarzo monocristalinos subredondeados a redondeados, con extinción ondulante débil y recta (predominante) y algunos individuos policristalinos con buen redondeamiento. La moda principal está integrada por clastos de cuarzo angulosos y subangulosos, de tamaño variable entre 0,3 y 0,15 mm, acompañados por laminillas y cristales tabulares contorsionados de muscovita y bordes irregulares debido al avance de la hematita. También se observan: peloides (15%), granos de chamosita hematizada, intraclastos limo-arcillosos, granos de apatito con bordes hematizados, turmalina, epidoto y circón.

La tercera moda está representada por los individuos que constituyen la matriz (superior al 15%) distribuida heterogéneamente. La compone partículas astillosas de cuarzo y laminillas de muscovita. El cemento es hematita azulnegra y escasa sílice microcristalina. En algunas muestras se observó calcita espática asociada con cuarzo, chamosita y granos de mafitos oxidados.

Limovaque cuarzosa (TL 17): Se describe este tipo litológico como un ejemplo de estratos estériles intercalados en los mantos ferríferos. Se presenta en estratos finos, compactos, generalmente tabulares, con laminación fina y bioturbados, de color gris verdoso oscuro y textura pelítica.

Tienen textura clasto soporte, conformada por cuarzo anguloso y subanguloso, de tamaño limo (hasta 80%) y arena fina, muscovita (10%) en láminas grandes y pequeñas, por sectores isoorientadas, biotita (cloritizada 5%). Los otros componentes extracuencales son plagioclasa ácida, fresca o alterada turmalina redondeada, circón de tamaño limo y anguloso y minerales opacos.

Entre los escasos aloquímicos se encuentran: granos de chamosita (hasta 20%) tamaño arena mediana, peloides (5%) y oolitas (1%). Completan los minerales intracuencales restos fosfáticos indeterminables, intraclastos de chamosita-cuarzo y lumps.

La matriz (15%) es clorítica-chamosítica, con poca illita-sericita? y está afectada por procesos de condensación, fluencia y penetración de los granos de cuarzo. El cemento está compuesto por siderita oxidada, limonita, microcuarzo y escasa hematita epigénica; en algunas muestras se observó calcita espática.

El contenido semicuantitativo de hematita es muy bajo (inferior al 5%).

Chamosita siderítica (TL 13): Está compuesto por estratos finos y medianos, macizos o débilmente laminados, compactos, de color castaño con tonalidades amarillas. Su textura es pelítica o arenosa fina micácea; resaltan por su tamaño, escasos granos de cuarzo de hasta 3 cm de longitud y granos de chamosita de tamaño arena mediana, elipsoidales a esféricos. En una muestra se observaron perforaciones de organismos.

Microscópicamente se observa: fango chamosítico-clorítico (45% a 65%) y cuarzo (30%) en partículas astillosas. En esta matriz soporte flotan escasos granos de chamosita (5%) con signos de poco transporte y retrabajo, elongados y

subredondeados. Algunos granos medianos y gruesos son asignados con dudas a glauconita, con una envoltura de microcuarzo a modo de oolita superficial y fracturas radiales rellenadas con óxidos de hierro. En otros individuos, casi todo el núcleo ha sido sustituido por cuarzo microcristalino, quedando parches glauconíticos aislados entre el microcuarzo. Tan sólo en un grano de este tipo se observó restos de calcita. ¿Probaría que originariamente fueron calcáreos?.

Completan la mineralogía: tábulas de biotita cloritizadas y bordes deflecados, muscovita en pajuelas y laminillas, escasos granos de cuarzo de tamaño arena mediana y gruesa, angulosos y subangulosos, escasa plagioclasa y circón.

El cemento es siderita en grumos y cristales diminutos, con oxidación alta o leve, distribuido homogéneamente y en cantidad apreciable como para adjetivizar el tipo litológico; es acompañado por sílice microcristalina en porcentaje ínfimo.

El contenido porcentual semicuantitativo en hematita es de 5%.

Compuestos de hierro más comunes y modo de presentarse. Los compuestos de hierro presentes en los mantos ferríferos son los siguientes: óxidos e hidróxidos (hematita, goethita y limonita), silicatos (chamosita y glauconita), carbonato (siderita) y sulfuro (pirita).

La hematita es el compuesto mayoritario en algunos tipos litológicos, o aparece subordinada en grado variable al cuarzo, chamosita y siderita. La forma de presentación más común es como cemento intergranular de color azul-negrusco o rojo, constituyendo el relleno primario de los poros. También se la observa en microcristales dispersos de contorno hexagonal (recristalizada y sumamente escasa) y color rojo; como relleno de mega y microgrietas, como peloides y como núcleo o envoltura de oolitas superficiales y multicapas. Menos común, como partículas microcristalinas detríticas adheridas a las superficies de minerales arcillosos y granos detríticos de cuarzo, los que aparecen manchados con polvillo hematítico. En algunos casos se la detecta como producto de meteorización de otros compuestos que contienen hierro bivalente, como siderita y pirita, o se presenta como producto diagenético que reemplaza parte de los granos de cuarzo a los que confiere aspecto cebraico.

La goethita y la limonita se observan como envoltura externa de nódulos y lentes de pirita y de siderita, típicamente de colores castaño, amarillo, naranja y rojo. La goethita aparece como cemento.

La chamosita es el silicato de hierro por excelencia en varios tipos litológicos y participa como componente aloquímico y ortoquímico. Se presenta en granos redondeados de tamaño arena, con variado grado de oxidación, y como núcleos y capas envolventes de oolitas. En las areniscas también participa como componente de la matriz.

La escasa glauconita aparece como granos redondeados de tamaño arena y de color verde claro muy intenso.

La siderita es frecuente como cemento en algunos tipos litológicos y también constituye pequeños lentes y nódulos. Se presenta en granos diminutos y microcristales distribuidos homogéneamente o en parches, generalmente bastante oxidada.

La pirita se presenta diseminada en cristales diminutos y como núcleo de nódulos en limo-arcilitas grises oscuras. En algunos casos, los nódulos contienen restos fósiles de trilobites, braquiópodos, conuláridos y nautiloideos, entre otros.

Los análisis químicos para las comprobaciones de las leyes en hierro y fósforo fueron realizados en el Laboratorio de Ensayos de Minerales y Rocas de la Dirección General de Minería de la Provincia de Salta. La metodología seguida consistió en el empleo de técnicas tradicionales de volumetría (permanganimetría) y gravimetría. En la tabla 1 se indican algunos de los resultados obtenidos para el Yacimiento Minero Unchimé (Castillo y Boso, 1989).

A modo de ejemplo, se indican los contenidos totales de la mena obtenidos mediante análisis químico al 100% sobre una muestra representativa del Yacimiento Unchimé, Fe total: 37,36%; CaO: 0,56%; $Si0_2$: 30,73%; TiO_2: 0,53%; Al_2O_3: 8,30%; K_2O: 0,24%; pérdida por calcinación: 4,56%; SO_3: 0,02%; MgO: 0,98%; MnO: 0,01%; P_2O_5: 0,63%.

El análisis químico siguiente es de una arenisca thuringítica perteneciente al flanco occidental de la sierra de Zapla (Angelelli, 1943).

Pérdida al rojo (incluye humedad): 5,4%; sílice insoluble (cuarzo principalmente): 52,54%; sílice soluble: 8,65%; alúmina: 11,4%; titanio: 0,6%; vanadio: 0,18%; óxido ferroso (FeO): 18,0%; óxido de magnesio (MgO): 0,9%; óxido de manganeso (MnO): 0,13%; óxido férrico: 0,0%; óxido de calcio (CaO): 0,28%; álcalis (H, NaO): 0,38%; fósforo (P_2O_5): 0,27%; azúfre (S): 0,21%.

La tabla 2 muestra la composición química de la mena ferrífera de las minas Puesto Viejo y Zapla (mina 9 de Octubre) Bloser *et al*. (1972).

De la lectura de las tablas se aprecia el alto contenido en fósforo y las leyes en hierro relativamente bajas de las menas ferríferas de Puesto Viejo y Zapla (mina 9 de Octubre).

CONSIDERACIONES GENÉTICAS Y AMBIENTALES

Depósitos de hierro como los de la cuenca del noroeste argentino y registros mundiales similares (tipo Clinton), plantean numerosos interrogantes genéticos y de ambiente de depósito. Entre los aspectos a considerar se encuentran: la naturaleza del depósito, tipo de roca madre, climas de las zonas de aporte y acumulación, estado químico de transporte de las soluciones de hierro, condiciones físico-químicas óptimas para la generación y depósito de los diferentes compuestos de hierro y procesos diagenéticos.

Los yacimientos ferríferos de la cuenca silúrica del noroeste argentino tienen indudablemente origen sedimentario marino. Así lo indican las texturas, estructuras sedi-

Bloque	Muestra	Sector	Humedad %	Hierro Férr. %	Fósforo
El Tunal	2 Nivel B	Mina Rogelio	1	37,25	0,76
El Tunal	13 Nivel A	Tres Marías	2,3	21,31	0,65
El Tunal	3 Techo	El Chorro	0,1	43,25	1,79
El Tunal	144	Mina Patricia	0,16	47,80	1,11
El Tunal	145	Mina Patricia	0,10	41,26	1,71
Mal Paso	167	Aº Mal Paso	—	42,28	1,36
Mal Paso	2	Rodeo Chico	3,8	31,38	1,39
Pablo/ito	1	Mina Pablito	—	51,46	1,02
Pablo/ito	5	Mina Pablito	—	30,25	0,22
Las Garzas	197	Aº Las Garzas	0,12	28,10	—
Las Garzas	199	Aº Las Garzas	0,06	34,43	0,64
Las Cañas	186	Aº Las Cañas	0,08	41,45	1

Tabla 1. Análisis químico del yacimiento ferrífero Unchimé (Salta).

Elemento/s	Mina Puesto Viejo		Mina 9 de Octubre	
	Mena Pobre	Mena Rica	Mena Pobre	Mena Rica
Fe	34,10	47,10	40,700	52,40
$P/(P_2O_5$	1,50	0,61	0,260	0,39
$S/(SO_3)$	0,16	0,14	0,038	0,07
SiO_2	26,70	15,40	25,760	9,74
Al_2O_3	7	10	6,970	6,18
CaO	2,10	1,70	2,930	3,50
MgO	1,10	1,10	1,390	0,99
MnO/MnO_2	nd	nd	0,240	0,16
Ba O	nd	nd	0,780	0,78
TiO_2	nd	nd	nd	Nd
Insoluble	28,80	18,40	nd	Nd
Pérd.p.calc.	nd	nd	2,890	2,55

Tabla 2. Análisis químicos típicos de las menas ferríferas.

mentarias, tipo de secuencia, composición mineralógica, arreglo de las facies, distribución paleogeográfica y la asociación fosilífera.

El carácter marino nerítico de plataforma es sustentado por la abundante fauna fósil exhumada de la Formación Lipeón, entre otros: trilobites, graptolites, braquiópodos, nautiloideos, bivalvos, gasterópodos, cnidarios y tentaculítidos. Los mantos ferríferos también contienen restos de trilobites y graptolites (Angelelli, 1946, Bellmann, 1962, (Boso *et al.*, 1983, Monteros *et al.*, 1993). Cabe remarcar la estrecha asociación de trazas fósiles (*Zoophicus* y otras) principalmente con el manto ferrífero II.

En el diagrama de la figura 5 se han sintetizado los procesos genéticos y diagenéticos de los mantos ferríferos. El hierro proviene de la destrucción y lavado de rocas portadoras de ese elemento. Llega a la cuenca en forma de bicarbonato y allí, en un medio reductor, reacciona con fango fluido de material arcilloso coloidal originando chamosita. Angelelli *et al.* (1976) expresan que las condiciones de formación de la chamosita son de bajo redox positivo y de determinadas proporciones de óxidos de hierro (ferroso y férrico), de sílice y de arcilla al estado de sol. Carroll (1958) y Knox (1970) creen que la formación de chamosita también puede tener lugar a partir de arcillas incorporadas desde el continente y sujetas a halmirólisis, en un medio rico en hidróxidos férricos-ferrosos.

En sedimentos recientes, la chamosita y la glauconita se forman en la interfase agua-sedimento, por reemplazamientos de pellets de arcilla y de cónchulas de foraminíferos, en ambiente aeróbico y en presencia de materia orgánica (Porrenga, 1966 y 1967). La participación de la materia orgánica queda demostrada en los análisis químicos citados por Angelelli (1943). La chamosita está restringida a mares tropicales, con temperatura del agua del fondo marino superior a 20ºC, en profundidades inferiores a 60 m y ocasionalmente hasta 160 metros. La glauconita no se restringe a mares tropicales y la profundidad de formación varía entre 30 y 2.000 m, aunque en general no menor a 200 m (Boggs, 1992), con temperatura del fondo marino inferior a 15ºC. En mares tropicales, la profundidad mínima de formación es mayor de 125 m (Porrenga, 1967).

El fango chamosítico se mezcla en diferentes proporciones con elementos extracuencales (cuarzo, micas y componentes minoritarios) y forma costras, las que en estado plástico son removidas y retrabajadas por las corrientes marinas y el oleaje, para generar los distintos aloquímicos (granos de chamosita, oolitas, intraclastos de chamosita-cuarzo-micas y lumps).

Factores externos a la cuenca de sedimentación pueden jugar un papel importante en la formación de estos tipos de depósitos, tales como el clima tropical-subtropical que determina altos niveles de meteorización química y movilidad del hierro desde el continente. La escasez de feldespatos sugiere que eran eliminados por meteorización en el área de origen.

Valencio *et al.* (1971) sitúan el polo sur silúrico a más de 60º de latitud hacia el norte del actual, de modo tal que el borde continental suroriental de Sudamérica para dicho período pudo encontrarse dentro de la faja tropical-subtropical. La zona de aporte estaría situada al oeste de la línea de playa (Bossi y Viramonte, 1975 y Antelo, 1978). Las rocas proveedoras serían sedimentitas cambro-ordovícicas y metamorfitas precámbricas de bajo grado, con escaso aporte lejano de tipo plutónico (cuarzo, muscovita gruesa, turmalina y circón).

Modelo de sedimentación

Los mantos ferríferos de la Formación Lipeón pueden describirse según un modelo de sedimentación física que

relacione las estructuras sedimentarias y texturas de las rocas con los procesos hidrodinámicos vigentes durante la depositación. Este modelo físico debe ser combinado con un modelo químico que vincule la mineralogía de la roca con los procesos diagenéticos.

A base de las características de los tipos litológicos (microfacies) descriptos anteriormente se propone un modelo complejo de barras de plataforma (*shelf-ridge*) para los mantos ferríferos I y II. Este complejo de plataforma se habría desarrollado en el «shoreface» interpuesto entre las facies de *lagoon* y de plataforma externa proximal (Boso, 1995); modelo que tiene semejanzas con los de Walker (1984), Tillman y Martinsen (1984), Cotter y Link (1993) y Walker y Bergman (1993).

En cuanto a la edad de formación, el primer complejo de barras (manto ferrífero I) se habría depositado en el lapso Hirnantiano Tardío a Llandovery Temprano y el segundo en el Llandovery, según lo indican los graptolites presentes en ellos (Boso *et al.*, 1983 y Monteros *et al.*, 1993).

En función de las facies constitutivas de los complejos de barra se reconocen en ellos sectores centrales, marginales y distales.

El sector de barra central está compuesto por los tipos litológicos 2, 3, 4 y 5, que son los que manifiestan la mayor energía hidrodinámica del medio de depósito. Consiste de estratos con estructuras entrecruzadas en artesa, tabular planar y tangencial, debidos a la migración de megaóndulas y ondas de arena de escala mediana y grande. Están constituidos por granos aloquímicos (oolitas, peloides, intraclastos y bioclastos) en grado arena mediana, bien seleccionados, acompañados por porcentajes variables de cuarzo tamaño arena mediana y gruesa.

La formación de oolitas en capas de cebolla y superficiales se explica por la intersección de la picnoclina de un mar estratificado con los flancos de las barras, en condiciones disaeróbicas (Cotter y Link, 1993). Es en esta zona donde el hierro ferroso de las aguas más profundas se precipita sobre núcleos de cuarzo y bioclastos, en condiciones suavemente reductoras y de agitación episódica, dando lugar a la formación de oolitas, granos e intraclastos de chamosita. En las crestas de las barras, cubiertas por agua de mar con salinidad normal y oxígeno abundante y agitadas por tormentas infrecuentes, se originan oolitas, peloides e intraclastos hematíticos. Según Harder (1989), las rocas ferríferas oolíticas son formadas en cercanías de la costa en aguas marinas o salobres bien oxigenadas. Teysen (1984) registra la asociación de hierro oolítico en planicie de marea somera dominada por areniscas y en fangolitas bioturbadas de offshore.

El sector de margen de barra (flancos de la barra) está compuesto principalmente por los tipos litológicos 8, 9 y 10, caracterizados por alta proporción de granos chamosíticos acompañados por oolitas de chamosita, cuarzo, escasos peloides y oolitas hematíticas. Generalmente son de grano más pequeño que los de la facies de barra central. Los estratos son de espesores medios a finos, de tipo artesa y tabular tangencial y de color verde a gris verdoso oscuro. Intercalan estratos lenticulares finos a medios, chamosíticos, hematíticos y algunos sideríticos (tipos litológicos 11, 12, 6, 7 y 17).

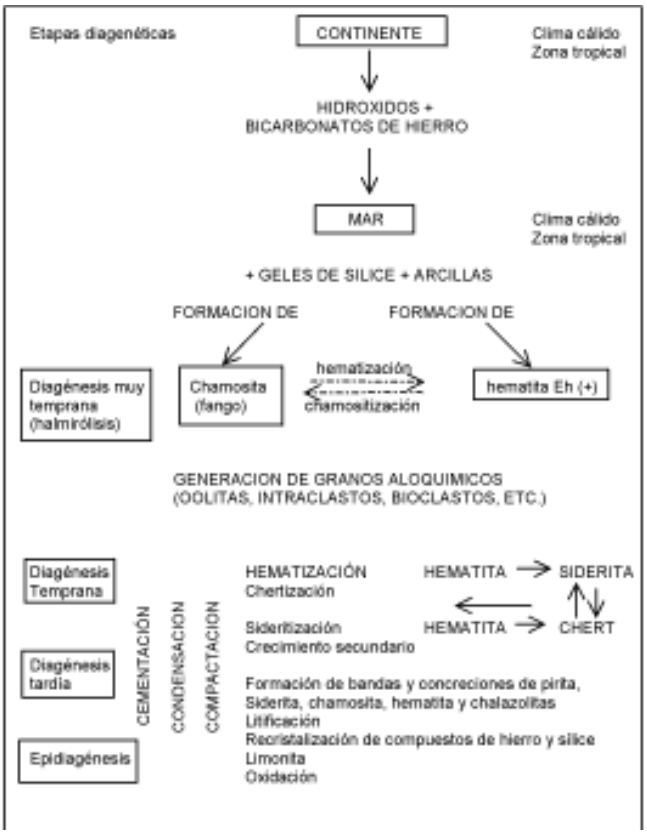


Figura 5. Diagrama de procesos ambientales y diagenéticos de los mantos ferríferos.

El sector distal de las barras está constituido por tipos litológicos que denotan baja energía mecánica del medio de depósito y condiciones anaeróbicas a suavemente oxidantes. Ello está demostrado por la interestratificación fina de estratos ondulosos con laminación de óndulas y plana. Las facies son chamosíticas, sideríticas y menos comúnmente glauconíticas, con bioturbaciones (*Chondrites, Skolithos, Zoophycos* y otras no identificadas). Las facies de este sector pasan lateral y verticalmente a facies no ferríferas propias de la sedimentación de plataforma externa y de lagoon.

Diagénesis

El estudio detallado de los mantos ferríferos permitió establecer que durante y con posterioridad a su depósito, los minerales de hierro han sufrido cambios y transformaciones diagenéticas cuyas características se expondrán más adelante. Los compuestos de hierro diseminados en la Formación Lipeón, donde forman cuerpos concrecionales, lentes y láminas, si bien carecen de importancia económica son de gran significado en la interpretación de las condiciones fisico-químicas y diagenéticas del ambiente de depósito.

En el ambiente diagenético, la estabilidad de los componentes de hierro originales (aloquímicos y ortoquímicos) parece estar controlada por la distribución de materia orgánica en el sedimento y por la migración del oxígeno y de las soluciones reductoras. Estos factores están en función de la textura, productividad orgánica en el ambiente sedimentario y valores de tasa de sedimentación, tanto terrígena como química.

Hemos reconocido diversos procesos diagenéticos que afectaron a los mantos ferríferos, de los cuales los más importantes y numerosos son los relacionados a cambios químicos, mientras que los procesos físicos son de poca significación. Ellos están reseñados en el diagrama de secuencia diagenética (figura 5).

Procesos diagenéticos químicos. Hematización: Es el proceso diagenético de mayor significación e importancia económica. Consiste en el reemplazo de los silicatos de hierro por óxidos de hierro (hematita azul-negra y hematita roja escarlata), y se realiza tanto en los elementos de la fábrica, como en los de la matriz y el cemento.

La hematización puede efectuarse en una etapa diagenética temprana y/o tardía, y afectar total o parcialmente a los componentes intracuencales de la roca y, en menor medida, a los detríticos extracuencales. Depende de varios factores (Strakov, 1967 y 1969): a) intensidad de la precipitación químico-bioquímica del componente en cuestión, b) efectos de la hidrodinámica y paleogeografía, c) efecto diluyente de otros materiales, d) concentración secundaria por redistribución del componente en cuestión y e) retrabajado de la capa mineral y remoción de los diluyentes. Bossi y Viramonte (1975) agregan lo que denominan «enriquecimiento diagenético por oxidación y remoción de la sílice y otros»; a nuestro entender este es uno de los procesos más importantes que se registran en los mantos ferríferos de toda la parte sur de la cuenca ferrífera del noroeste argentino y el que conduce a las mayores leyes en hematita.

El grado de hematización temprana que alcance el sedimento en el sitio de formación y el grado de hematización tardía en el lugar de acumulación definitivo dependerá, entre otros factores, de la energía mecánica del medio, del tiempo que el sedimento esté sometido a retrabajamiento y del tipo de proceso diagenético que lo afecte. En tal sentido, e independientemente de la composición original, pensamos que las condiciones hidrodinámicas y el carácter y localización geográfica de los sitios de formación y de depósito son los factores de mayor importancia en los procesos de hematización temprana.

Al respecto, si la energía mecánica es baja, los componentes extras e intracuencales sufrirán poco grado de retrabajamiento, baja selección y también escaso grado de hematización temprana. Como consecuencia de esta hematización parcial, en los afloramientos se observan estratos, lentes, láminas y motas de color verdoso.

La formación de granos, oolitas y lumps de chamosita, e intraclastos de chamosita-cuarzo tiene lugar a partir de arcilla coloidal rica en hierro bajo condiciones suavemente reductoras y de ambientes con cierta agitación. James y Van Houten (1979), en una situación similar a la descrita, plantean un desarrollo *in situ* de esas estructuras y consideran que un crecimiento de cristales de chamosita en forma tangencial a las laminillas de las capas de oolitas multicapas o superficiales es un modo normal de crecimiento sin la ayuda de agitación. En consecuencia, sostienen que las oolitas ricas en chamosita se desarrollan en condiciones tranquilas de bahías sumergidas durante etapas de retiro continuado.

La presencia de granos aloquímicos con signos de oxidación leve, en una matriz sin oxidar, nos induce a pensar que existe una primera oxidación que se lleva a cabo en el sitio de formación, en una etapa diagenética muy temprana. En cambio, si el sedimento es sometido a fuerte energía mecánica y la velocidad de sedimentación es lenta, sus componentes serán redondeados y altamente seleccionados, con contenidos porcentuales relativamente altos (40% a 55%) en hematita diagenética temprana. En este caso, los estratos presentan estructuras en artesa, entrecruzamientos y poseen textura arenosa mediana, cuyos componentes predominantes son granos peloidales. Ejemplo de ello son los tipos litológicos 2, 4, 5 y 9.

En lo que hace a la hematización tardía, el reemplazo de silicatos de hierro y de otros componentes por la hematita es evidente que tuvo lugar con migración de sílice del sistema y rápida precipitación autigénica con posterioridad, procesos ya reconocidos por Mortimer (1941) y Bossi y Viramonte (1975). En nuestro caso, en numerosos cortes delgados de los tipos litológicos 2, 4, 5, 6, 7 y 9, observamos que el cemento hematítico produce reemplazos de diversos granos detríticos como cuarzo, muscovita y fosfato. En el caso de granos medianos de cuarzo, sus bordes están corroídos y atravesados por bandas de hematita que les confieren apariencia rayada roja y blanca. De modo similar, las láminas y tábulas de muscovita presentan bordes corroídos y folias hinchadas por la penetración de la hematita y cuarzo diagenético.

La hematización es selectiva granométricamente,. Lo que se comprueba al ver granos y oolitas de chamosita y extracuencales sin hematización alguna, mientras que la matriz que los rodea aparece con diversos grados de hematización. El aumento progresivo de la hematización conduce a la generación de peloides, oolitas superficiales y multicapas de hematita, granos de chamosita con alto grado de hematización e intraclastos con iguales características.

Se requiere una continua y rápida acumulación de las areniscas hematíticas por encima de un determinado espesor, para que la reducción no las afecte (García Ramos, 1980). Esto se constata al observar que estratos arenosos hematíticos con ley relatívamente alta, tienen límites con tonalidades verdosas, de hasta varios centímetros de espesor ocasionados por soluciones reductoras procedentes de los intervalos pelíticos situados por encima y por debajo de ellos.

Silicificación: La silicificación es un proceso diagenético frecuente en algunos tipos litológicos de los mantos

ferríferos. Consiste en el reemplazo de distintos componentes de la roca por micro y megacuarzo, proceso que puede realizarse en etapa temprana o tardía. Se la observa en oolitas de hematita multicapas, donde la sílice microcristalina reemplazante respeta la estructura original (isomorfismo), originando alternancia de capas de hematita y de microcuarzo. Este tipo de cuarzo también reemplaza con bastante frecuencia a elementos de la matriz. El microcuarzo granular forma una fábrica xenomórfica compuesta por cristales de tamaño micrométrico (menos de 30 micras), que en sección delgada parecen tener formas irregulares pero al microscopio electrónico revelan formas poligonales (Folk y Weaver, 1952; Zajac, 1974).

Otras evidencias de reemplazo por sílice son granos de fosfato con bordes corroídos y fragmentos de conchillas fosfáticas total o parcialmente reemplazadas por megacuarzo. En algunos tipos litológicos se observa sobrecrecimiento secundario de cuarzo dando la apariencia de parches cuarcíticos. Bossi y Viramonte (1975) realizaron observaciones similares en los yacimientos ferríferos de Unchimé y Zapla. La silicificación indica una acidificación progresiva del medio junto con un Eh positivo durante la diagénesis. Coronas de cuarzo espático y cintas de la misma naturaleza que bordean los granos detríticos y peloides, revelan la migración de la sílice de los silicatos y su posterior precipitación autigénica. Estos fenómenos son semejantes a los detectados por Angelelli (1943) y Edwards (1958).

La sílice autigénica se presenta también como calcedonia, cuyas fibras tienen crecimiento perpendicular a las paredes de los poros. Ello se observa muy bien en los tipos litológicos 2 y 5, donde la calcedonia está en contacto con los bordes de peloides, mientras que la sílice que se encuentra en el centro del poro es microcristalina. En otras oportunidades la calcedonia es el único material cementante.

La presencia de sílice en los mantos ferríferos se explica por precipitación en el medio marino y por reacciones diagenéticas. En el primer caso, la sílice transportada por los ríos desde el continente precipita por adsorción y reacciona con partículas inorgánicas cuando el pH y la salinidad aumentan al mezclarse con agua marina (Bien *et al.*, 1958; Liss y Spencer, 1970).

La coprecipitación de sílice y de hierro coloidal se sugiere por la estructura oxidada de la envoltura de las oolitas. La afinidad de estas dos sustancias, una por otra es alta (Mortimer, 1941, 1942 y Flehmig, 1970) y la composición molar de tal precipitado es una función del pH del medio y de los puntos isoeléctricos de sus componentes (Parks, 1967).

Sideritización: La formación de siderita ocurre en el campo diagenético muy temprano, a muy bajo Eh y presión de sulfuro; puede ocurrir después de la formación de pirita en fangos ricos en hierro que contienen suficiente materia orgánica para mantener un Eh bajo durante la diagénesis, pero no lo suficiente como para permitir la proliferación de bacterias reductoras de sulfato. Soportan esta idea, la pequeña cantidad de carbón y de pirita que contiene la siderita; esta apreciación es sostenida por Curtis y Spears (1968), Ho y Coleman (1969), Oertel y Curtis (1972), Curtis *et al.* (1972). En cambio, Chauvel y Dimroth (1974) piensan que la siderita se puede formar por reemplazo de fangos calcáreos.

La sideritización se manifiesta con cierta frecuencia en la parte sur de la cuenca ferrífera. La siderita se presenta en sedimentitas con textura fina y constituye un porcentaje elevado en los tipos litológicos 13, 14, 15, 16, 19 y 20. Se le observa en grumos diminutos, en microcristales diseminados, en parches de cristales romboédricos asociados y menos comúnmente macrocristalina. Cuando es microcristalina o grumosa reemplaza tanto a componentes de la fábrica como de la matriz y presenta distintos grados de oxidación, desde nula a total.

El reemplazo por siderita de los componentes de la fábrica y de la matriz se evidencia al observar textura incrustante de siderita microcristalina a subespática sobre granos aloquímicos y detríticos. Otras pruebas de sideritización son la presencia de aloquímicos fantasmas en un cemento siderítico, el crecimiento de concreciones y la decoloración en muchos estratos hematíticos. En general, los límites de las zonas reemplazadas cruzan las laminaciones sedimentarias. El reemplazo de minerales ferrosos por minerales férricos o viceversa es considerado prueba suficiente de oxidación y reducción durante la diagénesis temprana (Dimroth, 1976; Dimroth y Chauvel, 1973).

Las reacciones de reducción en minerales diagenéticos muy tempranos, tales como hematita pulverulenta, chamosita y siderita microgranular, se producen por la introducción de soluciones que contienen agentes reductores (probablemente sustancias orgánicas) dentro del sedimento. Al respecto, Curtis y Spears (1968) y Sellwood (1971) expresan que la precipitación de siderita en el interior del sedimento rico en compuestos de hierro tendría lugar bajo condiciones reductoras, con bajas concentraciones de sulfuro, elevada actividad de iones ferrosos y presencia de anhídrido carbónico liberado de la descomposición de la materia orgánica. En cambio, las reacciones de oxidación son llevadas a cabo por infiltración de soluciones oxidantes (Goodwin, 1956).

En pocos cortes delgados se observó siderita macrocristalina. Estudios realizados por La Berge (1964) y French (1973) demuestran que la siderita es sensible a la recristalización y expresan que el reemplazo de siderita microgranular por siderita macrocristalina es común.

En otras oportunidades se observa siderita microcristalina y grumosa oxidadas; aparentemente, este es el último proceso de la secuencia diagenética en los mantos ferríferos.

Chamositización: La chamositización se observa con relativa frecuencia en los mantos ferríferos del norte argentino. Este proceso no se lleva a cabo de un mismo modo, ni presenta naturaleza homogénea, sino que tiene lugar en diferentes texturas y en distintos granos componenciales. Pruebas de chamositización son granos extracuencales de la fábrica, como cuarzo y plagioclasa y elementos de la matriz

que presentan sus bordes corroídos por chamosita. Este proceso es aún más evidente en oolitas superficiales, cuando la capa envolvente de chamosita corroe al núcleo de peloide hematítico.

Parece ser que la chamosita y el cuarzo son mutuamente reemplazables, puesto que se observan granos de chamosita, oolitas de chamosita e inclusive chamosita de la matriz reemplazadas por sílice microcristalina e inclusive macrocristalina.

Creemos que la chamositización es otro de los procesos que contribuye a las bajas leyes en hematita de los mantos ferríferos.

Procesos diagenéticos físicos: Entre los procesos diagenéticos físicos se encuentran: la deformación penecontemporánea del sedimento, evidenciada por líneas de flujo de la matriz chamosítica y el acomodamiento de las micas al contorno de los granos de la fábrica y la compactación sufrida por los sedimentos cuando todavía estaban al estado plástico, durante etapas de diagénesis temprana a tardía, mostrada por oolitas de chamosita aplastadas y con sus capas distorsionadas. Al respecto, Carozzi (1961), Sarkar (1973) y Dimroth y Chauvel (1973) expresan que los cambios de forma de las oolitas y su distorsión se producen por compactación diferencial.

Secuencia de procesos diagenéticos: El conocimiento de la compleja secuencia de procesos diagenéticos que afectan a los minerales de hierro es todavía incompleto; no obstante, creemos posible construir un esquema de las reacciones más importantes de los minerales de hierro de los mantos ferríferos basado en observaciones petrográficas y estudios previos (Dimroth, 1979; Dimroth y Chauvel, 1973; Bossi y Viramonte, 1975), las que han sido resumidas en el siguiente listado:

Procesos durante la diagénesis muy temprana o halmirólisis. -Formación de aloquímicos chamosíticos: oolitas, granos, intraclastos y lumps. -Oxidación de aloquímicos con generación de peloides. -Transporte de los granos hasta el lugar definitivo de acumulación. -Formación de chamosita. -Formación de hematita.

Procesos que abarcan la diagénesis temprana a tardía. - Compactación. -Condensación. -Chamositización. -Hematización. -Sideritización. -Silicificación. -Cementación. -Crecimiento secundario de cuarzo.

Procesos durante la diagénesis tardía. - Hematización. -Formación de concreciones y bandas. -Litificación. -Recristalización de siderita, hematita, cuarzo y chamosita.

Procesos durante la epidiagénesis. -Limonitización (venillas rellenando fracturas). -Oxidación de capas externas de concreciones y lentes de siderita, pirita y chamosita.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1943. Cubicación del mineral ferrífero en la zona del abra de Los Tomates. *Dirección de Minas y Geología,* 12 A 4, 33 p. Inédito.

Angelelli, V., 1946. La geología y génesis del yacimiento ferrífero de Zapla, "Mina 9 de Octubre" (Departamento de la Capital, Provincia de Jujuy). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 1 (2): 117-147. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos de Minerales de Hierro. En: Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC)*, 1 (9): 239-290. La Plata.

Angelelli, V., E. Galloni, A. Arrospide y C. Figini, 1976. La clorita del yacimiento ferrífero de Zapla, provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 31 (3): 223-231. Buenos Aires.

Antelo, B., 1978. Las formaciones de edad silúrica en el noroeste argentino (provincias de Jujuy y Salta). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (1): 1-16. Buenos Aires.

Ariñez, M. A., 1990. Tostación reductora y concentración por separación magnética del mineral de hierro de Unchimé. *INTEMI,* inédito.

Baldis, B., L. Benedetto, G. Blasco y M. Martel, 1976a. Trilobites Silúrico-Devónicos de la sierra de Zapla (noroeste de Argentina). *Ameghiniana*, 13 (3-4): 185-225. Buenos Aires.

Baldis, B., A.Gorroño, J. V. Ploszkiewickz y R. M. Sarudiansky, 1976b. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. *6º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 3-22.

Bellmann, R. N., 1962. Estudio geológico de la Sierra de Santa Bárbara. *Instituto de Geología y Minería,* 3 (6): 1-36. Jujuy.

Bellmann, R. N., 1977. Estudio geológico de la Sierra de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Instituto de Geología y Minería, Revista,* 2: 7-39. Jujuy.

Bien, G. A., D. E. Contoir y W. H. Thomas, 1958. The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. En: Silica in sediments. *Soc. Econ. Geol. Pal. Min. Sp. Public,* 7 (20-35).

Bloser, B de F., M. Figueroa Caprini y L. Muñiz, 1972. Aprovechamiento de las menas ferríferas de Salta. Gobierno de la Provincia de Salta. C*onsejo Federal de Inversiones,* inédito.

Boggs, S. Jr., 1992. Petrology of Sedimentary Rocks. *Maxwell Macmillam International.* N. York.

Boso, M. A. y C. R. Monaldi, 1990. Oolitic stratabound iron ores in the Silurian of Argentina and Bolivia. En: Fontboté, L., Amstutz, C., Cardozo, M. y Cedillo, E. (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes:* 175-186, Springer Verlag. Berlín.

Boso, M. A., C. R. Monaldi y J. A. Salfity, 1983. Silúrico y Devónico del noroeste argentino: investigaciones en desarrollo. *2º Reunión Internacional Proyecto IGCP (193), Silúrico-Devónico de Latinoamérica:* 164-167. Sucre.

Bossi, G. E. y J. G. Viramonte, 1975. Contribución al conocimiento de la petrología de los yacimientos ferríferos sedimentarios de Zapla y Unchimé (Provincias de Jujuy y Salta, República Argentina). *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 5: 181-202. Buenos Aires.

Carozzi, A.V., 1961. Distorted oolites and pseudo-oolites. *Journal of Sedimentary Petrology,* 31: 262-274.

Carroll, D., 1958. Role of clay minerals in the transportation of iron. *Geochim et Cosmochim, Acta,* 14: 1-27.

Castillo, L. A. y M. A. Boso, 1989. Factibilidad de aprovechamiento de las menas ferríferas de Unchimé. Aspectos geológicos-Mineros. Convenio: Provincia de Salta, Universidad Nacional de Salta, *Consejo Federal de Inversiobnes.* 109 págs. Inédito.

Chauvel, J. J. y E. Dimroth, 1974. Facies types and depositional environment of the Sokoman Iron Formation, Central Labrador trugh, Quebec, Canadá. *Journal of Sedimentary Petrology,* 44: 299-327.

Cotter, E. y E. Link, 1993. Deposition and diagenesis of Clifton ironstones (Silurian) in the appalachian Foreland Basin of pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin,* 105: 911-922.

Curtis, C. D. y D. A. Spears, 1968. The formation of sedimentary iron minerals. *Economic Geology,* 63: 257-270.

Dimroth, E., 1976. Aspects of sedimentary petrology of cherty iron formations. En: Wolf, K.H. (Ed.). *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits.* Elsevier. Amsterdam.

Dimroth, E., 1979. Facies Models 5. Models of physical sedimentation iron formation. *Geosc. Canada,* 4: 23-30.

Dimroth, E. y J. J. Chauvel, 1973. Petrography of the Solinoman Iron Formation in part of the central Labrador trough, Quebec, Canada. *Geol. Soc. America, Bull.,* 84: 111-134.

Edwards, A. B., 1958. Oolitic iron formation in northern Australia. *Geol. Rundschau,* 47: 668-682.

Figueroa Caprini, M., 1962. El distrito ferrífero de Unchimé, base de la siderurgia de Salta. *1º Jornadas de Geología Argentina, Anales,* 3: 125-131. Buenos Aires.

Flehmig, W., 1970. Zum Vorkommen von SiO2 in Nadeleisenerzooiden. *Contr. Mineral. And Petrol.,* 28: 19-20.

Folk, R. L., 1.968. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill's Book Store, Austin.* Texas.

Folk, R. L. y C. E. Weaver, 1952. A study of the texture and composition of chert. *American Journal of Science,* 250: 498-510.

French, B. M., 1973. Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron formation. *Economic Geology,* 68: 1063-1074.

García Ramos, J. C., 1980. Evolución diagenética de compuestos de hierro sedimentarios y su papel en la coloración de sedimentos del Devónico de la Cordillera Cantábrica (Asturias y León). *Instituto de Investigaciones Geológicas Diputación Provincial, Revista,* 34: 281-289. Universidad de Barcelona.

Giordana, A., 1967. Estudio de concentración de los minerales de hierro de la cuenca ferrífera del NOA, Santa Bárbara y Unchimé. *Revista Minería,* 79, 80 y 81.

Goodwin, A. M., 1956. Facies relations in the Gunflint iron formation. *Economic Geology,* 51: 565-591.

Harder, H., 1989. Mineral genesis in irostones: A model based upon laboratory experiments and petrographic observations. In: Young, T.P. y Taylor, W. (Eds.) *Phanerozoic ironstones: Geological Society of London, Special Publication*, 46: 9-18.

Ho, C. y Coleman, J. M., 1969. Consolidation and cementation of recent sediments in the Atchafalaya Basin. *Geol. Soc. Amer. Bulletin,* 80: 183-192.

James, H. L., 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Economic Geology,* 49 (3): 235-293.

James, H. E. Jr. y F. B. Van Houten, 1979. Miocene gethic and chamositic oolites, northeastern Colombia. *Sedimentology*, 26 (1): 125-133.

Kley, J. y C. R. Monaldi, 1999. Estructura de las Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara. *14º Congreso Geológico Argentino, Relatorio*, en prensa.

Knox, R. W., 1970. Chamosite ooliths from the Winter Gill ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology,* 40: 1216-1225.

La Berge, G. L., 1964. Development of magnetite in iron-formation of the Lake Superior region. *Economic Geology,* 59: 1313-1343.

Liss, P. S. y C. P. Spencer, 1970. Abiological processes in the removal of silicate from sea water. *Geochim.Cosmochim.,* 34: 1073-1088.

Mauri, E. T., 1966. Geología general del yacimiento ferrífero de Unchimé. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Mauri, E. T., 1967. Geología general del yacimiento ferrífero de Santa Bárbara sur. Provincia de Jujuy. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Mauri, E. T., 1968. Geología general del yacimiento ferrífero de Santa Bárbara centro. Provincia de Jujuy. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo y L. Cazau, 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J. C. M. (Coord) *Geología Regional Argentina, 2º Simposio Academia Nacional de Ciencias,* 1: 95-137. Córdoba.

Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del norte argentino. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34 (1): 53-60. Buenos Aires.

Monteros, J. A., M. C. Moya y A. Cuerda, 1993. Graptolitos Ashgilliano-Llandoverianos en la base de la Formación Lipeón, sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 304-314.

Mortimer, C. H., 1941. The exchange of dissolved suistances between mud and water in lakes. *Journal Ecology,* 29: 280-329.

Mortimer, C. H., 1942. The exchange of dissolved suistances between mud and water in lakes. *Journal Ecology,* 30: 147-201.

Oertel, G. y C. D. Curtis, 1972. Clay ironstone concretionss preserving fabrics due progressive compactation. *Geol. Soc. Ame. Bulletin,* 83: 2597-2606.

Pagés, C. S., 1970. La cuenca ferrífera del noroeste argentino. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* 219 páginas. Inédito.

Parks, G. A., 1967. Aqueous surface chemistry of oxides and complex oxide minerals. En: Equilibrium concepts in natural water systems. W. Stumm (Ed.) *Am. Chem. Soc.,*121-160. Washington.

Porrenga, D. H., 1966. Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology,* 5: 495-501.

Porrenga, D. H., 1967. Clay mineralogy and geochemistry of Recent Sediments in Tropical Areas. *Stolk, Dordrecht,* 145 pp.

Rayces, E., 1965. El yacimiento de hierro de la sierra de Santa Bárbara zona Los Lecherones-Agua Hedionda. *Acta Geológica Lilloana,* 5: 139-159. San Miguel de Tucumán.

Rolleri, E. O., 1976. Sistema de Santa Bárbara. Una nueva provincia geológica argentina. *6º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 239-255.

Sarkar, B., 1973. Deformed oolites in the Precambrian Bhandes limestone, India. *Journal of Sedimentary Petrology,* 43: 636-693.

Sellwood, B. W., 1971. The genesis of some sideritic beds in the Yorkshire Lias (England). *Journal of Sedimentary Petrology,* 41 (3): 854-858.

Strakov, N. M., 1967. Principles of Lithogenesis. Tomos I y II. *Consultants Bureau,* New York, 1969?.

Terry, R. D. y G. V. Chillingar, 1955. Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by Shvetsov, M.S. *Journal of Sedimentary Petrology,* 25: 229-234.

Teysen, T. A. L., 1984.Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of the Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology,* 31 (2): 195-213.

Tillman, R. W. y R. S. Martinsen, 1984. Shannon Sandstone, Harzog Draw Field Core study. En: Tillman, R. W., Swift, D. J. P. y Walker, R. G (Eds.) Shelf Sands and Sandstone Reservoris. *SEPM, Short Course Notes,* 13: 577-644.

Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 41 (2): 163-196.

Turner, J. C. M., 1972. Cordillera Oriental. En: Leanza, A.F. (Ed). Academia Nacional de Ciencias, 1º *Simposio de Geología Regional Argentina:* 117-142. Córdoba.

Turner, J. C. M. y R. Mon, 1979. Cordillera Oriental. En: *2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 1: 57-94. Córdoba.

Valencio, D. A., B. J. Embleton y J. F. Vilas, 1971. Reconstrucción y evolución del continente Gondwana sobre la base de los datos paleomagnéticos y de la propagación del fondo de los océanos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26: 5-23.

Walker, R. G., 1984. Shelf and shallow marine sands. En: Walker, R.G. (Ed) Facies Models: 141-170, *Geoscience*, Canadá.

Walker, R. G. y K. M. Bergman, 1993. Shannon sandstone in Wyoming: A Shelf-Ridge Complex reinterpreted as lowsstand shoreface deposits. *Journal of Sedimentary Petrology,* 63 (5): 839-851.

Zajac, L. S., 1974. The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the Knob Lake area, Quebec and Newfongland. *Geol. Surv. Can., Bulletin,* 220: 1-59.



PAMPIA - ANTOFALLA - AREQUIPA

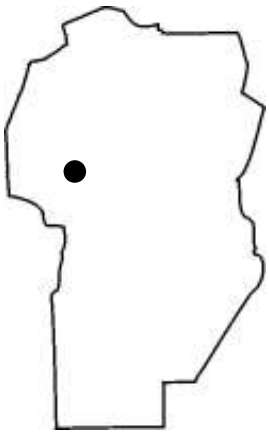
DEVÓNICO-CARBONÍFERO:
Granitoides post-colisionales o post-tectónicos

Depósitos pegmatíticos
Distrito pegmatítico Punilla, Córdoba
Manifestaciones albíticas de Córdoba

Depósitos asociados a granitoides
Distrito aurífero Culampajá, Catamarca
Metalogénesis de wolframio y estaño de la provincia de Catamarca
Metalogenénesis de estaño y wolframio de la sierra de Mazán, La Rioja
El distrito wolframífero Cerro Aspero, Córdoba
Los yacimientos de wolframio de Agua de Ramón, Córdoba
Yacimientos de wolframio vetiforme de San Luis
Manifestación las Termas, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca
Yacimiento San Sebastián, distrito uranífero Sañogasta-Cuesta de Miranda, La Rioja
Yacimiento Schlagintweit, distrito uranífero Batolito de Achala, Córdoba
Yacimiento La Estela, distrito uranífero Comechingones, San Luis

Depósitos vetiformes
Los distritos seleníferos de La Rioja
El yacimiento de níquel y uranio San Santiago, La Rioja
El yacimiento cobaltoaurífero King Tut, La Rioja
Yacimientos auríferos en Sierras de las Minas y Ulapes, La Rioja
Los depósitos auríferos La Candelaria y San Ignacio, Córdoba
Depósitos de fluorita del Distrito El Alto, Catamarca
Distrito polimetálico Alto de la Mina, Catamarca
Distrito polimetálico El Guaico, Córdoba
Yacimientos de plomo-plata de los distritos Alta Gracia y Piedra Blanca, Córdoba
Los depósitos de plomo-cinc del distrito Las Aguadas, San Luis
Yacimientos de wolframio en la zona de cizalla Río Guzmán, San Luis

Galliski, M., 1999. Distrito pegmatítico Punilla, Córdoba. En:
Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini),
Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35:
547-550, Buenos Aires.



DISTRITO PEGMATÍTICO PUNILLA, CÓRDOBA

Miguel Galliski[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito Punilla está ubicado en los departamentos Punilla y San Alberto, en la porción septentrional del batolito de Achala o sus adyacencias. La mayor agrupación de yacimientos se encuentra próxima a Tanti y Mallín con pegmatitas como El Criollo y El Gaucho en el Cerro Blanco de Tanti, Pergenio, Domingo Faustino Sarmiento, San Judas Tadeo, Puente, etc. Hacia el oeste disminuye la densidad de cuerpos donde son conocidos El Gigante, La Victoria y, ya en traslasierra, La Gloria.

Leyes, reservas y producción

Las leyes medias de berilo en pegmatitas de este tipo son variables. Las determinaciones realizadas por Gallagher y Jutorán (1971) mediante un berilómetro en las pegmatitas El Criollo y El Gaucho dieron 0,32 y 0,90 % respectivamente y estos valores pueden tomarse como referencia general para el distrito aunque existen pegmatitas mucho más ricas. El feldespato potásico y el cuarzo también han sido objeto de explotación pero los contenidos de Fe_2O_3 en feldespato son más altos que en el proveniente de pegmatitas de signatura geoquímica LCT, factor que disminuye su demanda. La columbita se ha recuperado como subproducto y otro tanto ha sucedido con la mica scrap.

Las reservas de feldespato potásico, cuarzo y berilo del distrito son interesantes. Por ejemplo, en las minas El Criollo se determinaron contenidos máximos de 176.000 t de cuarzo, 124.000 t de feldespato potásico, 72.000 de albita y 26.000 t de moscovita y en El Gaucho 43.000 t de cuarzo, 57.000 t de feldespato potásico, 16.000 t de albita y 7.000 t de moscovita (Gallagher y Jutorán, 1971). Tanto estas dos pegmatitas como especialmente La Victoria y El Gigante han tenido una significativa producción de berilo.

Sistema de explotación

En la gran mayoría de las pegmatitas de este distrito la explotación es a cielo abierto y la selección es por métodos manuales.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Estas pegmatitas fueron conocidas desde la época de Stelzner (1873) quien describió triplita proveniente del Cerro Blanco de Tanti y Bodenbender (1905) ya explora las perspectivas de su explotación por cuarzo, feldespato o berilo, consignando que sólo eran trabajadas por mica. Muchos cuerpos han sido descubiertos o preferiblemente abiertos por cateadores y los que se encuentran en actividad pertenecen a pequeñas empresas familiares.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las pegmatitas del distrito se encuentran emplazadas en el batolito de Achala o en metamorfitas cerca del contacto con éste. La roca de caja de las pegmatitas es normalmente un monzogranito moscovítico de grano grueso, el cual puede estar localmente turmalinizado. Las dataciones

[1] *CONICET, CRICYT. MENDOZA.*

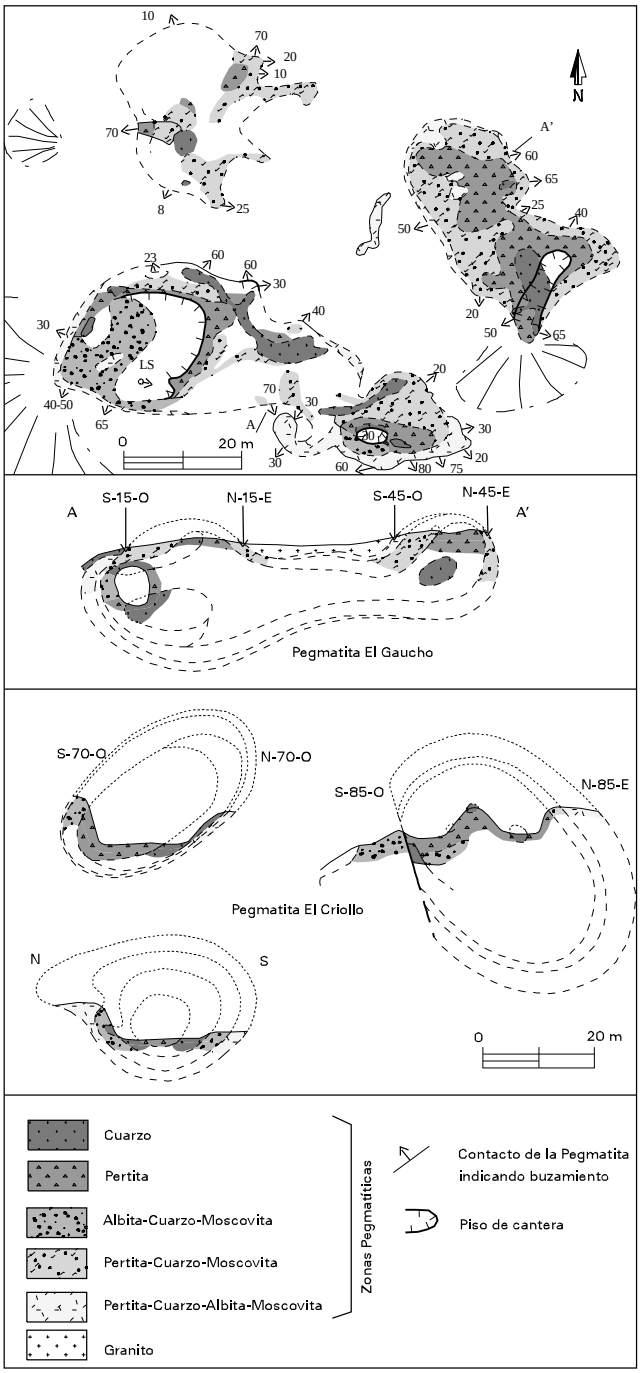


Figura 1. Geología de la pegmatita El Gaucho y perfiles esquematizados de la morfología y estructura interna de la pegmatita El Criollo y El Gaucho que muestran pautas representatitas de la población dominante en el distrito (tomado de Gallagher y Jutoran, 1971).

existentes de diferentes facies del batolito de Achala dan edades ligeramente diferentes y otro tanto ocurre según el método que se utilice. En general se han obtenido valores entre 330 y 350 Ma por el método K-Ar (Linares y Latorre, 1969) y próximos a 400 Ma por una isocrona Rb-Sr (Rapela *et al.,* 1982).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Las pegmatitas de este distrito son cuerpos zonados de dimensiones medianas con corridas de 200 m y potencias de 30, 60 u 80 metros. Generalmente tienen una angosta zona de borde de composición granítica y grano muy fino, más un número variable entre 4 o 5 zonas principales. La zona externa es de espesores métricos y contiene microclino, albita, cuarzo y moscovita en agregados de grano fino a mediano; puede tener biotita, apatita o escaso berilo como minerales accesorios. Las zonas intermedias pueden ser más de una y se caracterizan por tener grano grueso a muy grueso y una mineralogía compuesta por microclino pertítico en bloques asociado con cuarzo, menor cantidad de albita y moscovita. Una subzona a veces con dimensiones suficientes para ser considerada una segunda zona intermedia suele estar compuesta por albita, cuarzo y moscovita y contiene berilo en cristales prismáticos celestes o verdosos en ocasiones de tamaño gigante. El núcleo de estas pegmatitas suele ser monomineralico y está constituido por cuarzo lechoso, con esporádicos sectores menores ahumados y cubierto en la parte en contacto con las otras zonas de las pegmatitas por moscovita de grano fino. Las unidades de relleno de albita, cuarzo, moscovita o albita, cuarzo o moscovita son frecuentes pero volumétricamente no muy significativas. Las unidades de reemplazo de albita, cuarzo, moscovita suelen ser ricas en berilo (figura 1).

Estructura

La estructura interna de estas pegmatitas está bastante bien definida. Su emplazamiento, si bien suele tener cierto control estructural como seguir líneas de diaclasado preferencial, no está completamente definido y como resultado la morfología de las pegmatitas es típica.

Morfología

Las pegmatitas de este distrito son, junto con las de Velazco, las que tienen menores relaciones axiales y en algunas de ellas la forma es prácticamente globular o elipsoidal. En otras la morfología predominante es lenticular.

Mineralogía

Los minerales primarios están dominados volumétricamente por feldespato potásico pertítico, cuarzo lechoso, plagioclasa en su mayoría de composición albítica y moscovita generalmente en la variedad cola de pescado o de grano fino. Biotita es un mineral accesorio frecuente en las zonas externas casi siempre algo alterada. Berilo es un mineral accesorio importante que suele tener altos tenores de BeO y bajos contenidos de álcalis. Ocasionalmente se han encontrado aguamarinas pero no se presentan en forma sistemática sino aleatoria. La turmalina es

abundante y su composición corresponde normalmente a chorlo. Apatita, como inclusiones o en bolsones de cristales idiomorfos y, típicamente, triplita son los fosfatos primarios más conspicuos. Los minerales de Li y Cs son casi inesistentes si se exceptúa la ambligonita que se presenta en La Victoria (Gay y Sfragulla, 1992). La columbita de estas pegmatitas es rica en Fe y Nb, normalmente ferrocolumbita, y sin muchas variaciones composicionales (Galliski y Cerný, 1998). La uraninita no es rara y tampoco la espessartina. La hematita es habitual en estas pegmatitas y topacio, pirita, calcopirita y fluorita son minerales accesorios menores. Han sido señalados además tetradimita y genthelvita (Gay y Gordillo, 1976).

Los principales minerales secundarios derivan de la alteración de uraninita, triplita y calcopirita. Se conocen gummitas, torbernita y metatorbernita, autunita, uranofano, uranopirocloro como reemplazo de ferrocolumbita, strengita, fosfosiderita, hureaulita, bermanita, libhetenita, carbonatoapatita, malaquita, limonita, etc. estudiados por varios autores reseñados por Angelelli *et al.*, 1983. Ultimamente fue descubierta en el Cerro Blanco la nueva especie benyacarita (Demartin *et al.*, 1997).

Inclusiones fluidas

Se han realizado estudios puntuales de inclusiones fluidas en cuarzo, y genthelvita de la pegmatita El Criollo (Peral y Mas, 1996a, 1996b; Mas y Peral, 1998) Los datos son insuficientes para establecer la trayectoria de cristalización de las pegmatitas pero suficientes para dilucidar que la genthelvita cristalizó en los últimos estadios a temperaturas superiores a 325°C a partir de fluidos de baja salinidad y alta $f\,O_2$.

Estudios geocronológicos y geoquímicos

Se han realizado algunas dataciones geocronológicas sobre biotita y moscovita de pegmatitas de este distrito por el método K-Ar (Linares y Latorre, 1969). Los valores obtenidos están próximos a 350 millones de años.

Morteani *et al.* (1995) realizaron geoquímica de elementos traza en feldespatos y moscovitas de algunas pegmatitas de este distrito como El Gigante, La Gloria y Cerro Blanco. Los valores encontrados para Cs y las altas relaciones K/Rb de los feldespatos potásicos los llevaron a considerarlas como típicas pegmatitas intragraníticas con bajo grado de fraccionamiento.

MODELO GENÉTICO

Las pegmatitas del distrito Punilla pueden tipificarse como representantes de la clase elementos raros, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfatos. Su emplazamiento intragranítico, sumado a la virtual ausencia de minerales de Li y de Cs, al predominio de términos ricos en Fe y Nb en los minerales del grupo de la columbita, a la presencia de uranopirocloro, fluorita, genthelvita y hematita que son indicadores mineralógicos de que las pegmatitas tienen una signatura geoquímica diferente a la LCT, llevaron a Gallisky (1994) a considerarlas de naturaleza Hibrida entre LCT y NYF.

Las pegmatitas se habrían formado por cristalización en cámaras cerradas, de fracciones de fundidos remanentes de la solidificación de los granitos que las contienen, enriquecidos en elementos incompatibles y volátiles durante la cristalización fraccionada. Su ubicación en un determinado horizonte de la roca encajonante es un razgo bastante distintivo al que posiblemente se deba su distribución en la parte norte del batolito de Achala.

BIBLIOGRAFÍA

Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba, constitución geológica y productos minerales de aplicación. *Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología,* 1 (2). Buenos Aires.

Demartin, F., H. D. Gay, C. M. Gramaccioli y T. Pilati, 1997. Benyacarite, a new titanium-bearing phosphate mineral species from Cerro Blanco, Argentina. *The Canadian Mineralogist,* 35: 707-712.

Gallagher, M. J. y A. Jutorán, 1971. Geología de las pegmatitas El Criollo y El Gaucho, departamento de Punilla, provincia de Córdoba. *1º Simposio Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 213-226.

Galliski, M. A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 113-122.

Galliski, M. A. y P. Czerný, 1998. Comparative geochemistry of the Columbite group minerals from the Pampean Pegmatite Province. *Program with Abstracts, 51th Annual Meeting Mineralogical Association of Canada.*

Gay, H. D. y C. E. Gordillo, 1976. Hallazgo de genthelvita en el Cerro Blanco, Tanti, Córdoba. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 7: 41-45.

Gay, H. D. y J. Sfragulla, 1992. Fosfatos de la pegmatita Victoria, Departamento San Alberto, Córdoba. *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas,* 137-146.

Gordillo, C. E. y A. N. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias,* 5 (1): 577-650. Córdoba.

Linares, E. y C. Latorre, 1969. Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis. *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 195-204.

Mas, G. R. y H. R. Peral, 1998. Genthelvita de la Cantera El Criollo, Cerro Blanco. Córdoba. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas,* 185-190.

Morteani, G., C. Preinfalk, W. Spiegel y A. Bonalumi, 1995. The Achala Granitic Complex and the Pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A study of Differentiation. *Economic Geology,* 90: 636-647.

Mas, G. R. y H. R. Peral, 1998. Genthelvita de la Cantera El Criollo, Cerro Blanco, Córdoba. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas,* 185-190.

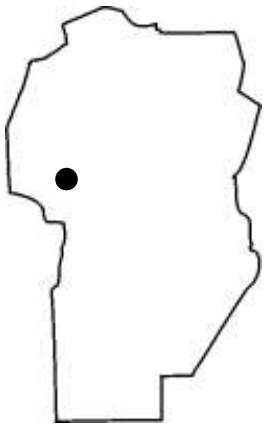
Peral, H. R., y G. R. Mas, 1996a. Inclusiones fluidas en el cuarzo del Cerro Blanco, Provincia de Córdoba. *13º Congreso Geológico Argentino,* 3: 283-286. Buenos Aires.

Peral, H. R., y G. R. Mas, 1996b. Las inclusiones fluidas en miarolitas del Cerro Blanco, Provincia de Córdoba. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia,* 187-193. La Plata.

Rapela, C. W., L. M. Heeman y R. H. Mc Nutt, 1982. Rb-Sr geochronology of granitoids rocks from the Pampean Ranges, Argentine. *Journal of Geology,* 90: 574-582.

Stelzner, A., 1873. Mineralogische Beobachtungen im Gebeite der argentinischen Republik. *Tschermak min. Mitt.* Viena.

Bonalumi, A., J. Sfragulla y O. Cortona, 1999. Manifestaciones albíticas de Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 551-556, Buenos Aires.



MANIFESTACIONES ALBÍTICAS DE CÓRDOBA

Aldo Bonalumi[1-2], Jorge Sfragulla[1] y Osvaldo Cortona[3]

INTRODUCCIÓN

Los feldespatos sódicos son muy utilizados en la industria cerámica y naturalmente son mucho menos abundantes que los potásicos. La demanda de albita experimentada por las grandes empresas del sector hace que haya que importar el mineral al no lograr el autoabastecimiento, con los costos que ello significa, más si se tiene en cuenta que hay que competir industrialmente con países que poseen grandes reservas albíticas como es el caso de Brasil.

Este escenario geológico-industrial condujo a la investigación de anomalías albíticas que puedan potencialmente alumbrar yacimientos con algún tipo de interés económico.

GEOLOGÍA REGIONAL

Existen dos ambientes geológicos en Córdoba donde es posible observar la presencia de albita: albita en pegmatitas y albita en el Complejo Granítico de Achala.

ALBITA EN PEGMATITAS

La albita es un mineral frecuente en las pegmatitas graníticas; aparece asociado a zonas de reemplazo en pegmatitas complejas y en tipos especiales, tales como las pegmatitas de albita y albita-espodumeno.

En la provincia de Córdoba existen antecedentes de presencia de albita en distintos yacimientos (Herrera, 1961; Angelelli *et al.*, 1983; Bonalumi *et al.* 1986, 1987, 1988, 1990, Gay *et al.*, 1990) algunos de los cuales son o han sido explotados.

Generalmente los yacimientos de interés son tabulares, ovoidales o cupuliformes, con buen desarrollo de zonas intermedias, sobre las cuales se han emplazado cuerpos de reemplazo de albita sacaroide o lamelar (cleavelandita), asociada a moscovita de grano fino y berilo o fosfatos; en muchos casos los cuerpos están impregnados de óxidos de Fe y Mn provenientes de la alteración de los fosfatos.

Con vistas a este trabajo se han recopilado análisis y se ha muestreado albita de los yacimientos reconocidos con anterioridad, lo que no descarta la presencia de otros yacimientos que puedan ser interesantes. Los resultados de los análisis químicos se resumen en la tabla 1.

Mina El Criollo. Esta mina, de coordenadas 31°21' latitud sur y 64°39' longitud oeste, se encuentra a 8 km al oeste de la localidad de Tanti, departamento Punilla. En el lugar afloran varios cuerpos pegmatíticos de distinta importancia, emplazados en un granito de grano grueso a porfírico, perteneciente al batolito de Achala. El cuerpo principal, de forma ovoidal, tiene rumbo nornoroeste, con unos 150 m de corrida y ancho entre 20 y 60 metros.

Dentro de la pegmatita (Gallagher y Jutorán, 1971a) se observa una zona de pared de grano fino de pertita, cuarzo, albita y moscovita. La principal zona intermedia está compuesta por albita, cuarzo, moscovita de grano variable; la albita se presenta en masas de cristales lamelares de más de 1 m de diámetro (análisis 1 de la tabla 1). Como accesorio aparece berilo en cristales de hasta 1 m de largo, los que han sido objeto de explotación en el pasado. En sectores más centrales aparecen cristales gigantes de feldespato po-

[1] *Dirección de Minería de Córdoba.*

2 Universidad Nacional de Córdoba

3 PG-La Toma S.A

tásico pertítico, asociados al núcleo de cuarzo. Actualmente se beneficia feldespato potásico y cuarzo en esta mina.

Mina Victoria. Este yacimiento, con coordenadas 31°35' latitud sur y 64°56' longitud oeste, se encuentra en el sector occidental del batolito de Achala, a 25 km al nornoreste de Mina Clavero; la roca de caja es un granito de grano medio a grueso, con variedades leucograníticas que forman cuerpos independientes.

La pegmatita Victoria (Gay y Sfragulla, 1992) es un cuerpo subhorizontal con buzamiento suave de 8° al este; su longitud en sentido norte-sur es de 200 m, con un ancho variable entre 25 y 50 m y una potencia de entre 12 y 15 metros.

El yacimiento presenta un fuerte desarrollo de labores subterráneas y a cielo abierto, habiendo sido un importante productor de berilo en la década del '50.

En el sector sur del cuerpo se puede reconocer un cuerpo de reemplazo de albita sacaroide, cuarzo y moscovita, junto a óxidos de Mn; asociadas a esta zona se observan masas de albita de grano grueso (análisis 2 de la tabla 1), de color crema. Esta zona de reemplazo se desarrolló sobre parte de la zona intermedia de la pegmatita, decreciendo la importancia de la albitización hacia el techo de la misma. En el sector norte de la mina predomina el feldespato potásico, con tenores de Na_2O de 3 por ciento. Es de notar que la zona marginal o externa, en contacto con el granito de caja, se halla albitizada y presenta cristales de berilo de hasta 5 cm de longitud máxima; esta zona es bastante rica en sodio (análisis 16 de la tabla 1).

Mina Feliciana. Este yacimiento, de coordenadas 31°52'S y 64°42'O, se halla ubicado en la zona de Potrero de Garay, a 20 km al noroeste de Villa General Belgrano; como roca de caja afloran migmatitas cordieríticas y estromatitas de la continuación norte del macizo de Atos Pampa. El yacimiento (Herrera, 1961, Sfragulla *et al.*, 1988) consta de dos cuerpos pegmatíticos de rumbo nornoreste-sursuroeste, de unos 100 m de longitud y 5-10 m de potencia. Estas pegmatitas, de clase moscovita, presentan una zonación bien marcada, con zonas intermedias de grano grueso, compuestas por plagioclasa albítica, moscovita y cuarzo; los núcleos de cuarzo son pequeños. Como señala Herrera (1961) en las pegmatitas de esta región se produce un incremento del porcentaje de albita en las plagioclasas, a medida que se pasa de la zona marginal a las zonas intermedias. En el pasado, de las zonas intermedias se recuperó moscovita, mediante un importante laboreo subterráneo. Actualmente se explota albita (análisis 3 de la tabla 1).

Mina Las Tapias. Esta pegmatita se encuentra 12 km al nornoreste de Villa Dolores, con coordenadas 31°56'S y 65°05'O. Ha sido el productor nacional más importante de berilo en el pasado; junto al berilo se ha beneficiado espodumeno y minerales de bismuto y actualmente se explota feldespato potásico y cuarzo. La labor principal de la pegmatita (Gallagher y Jutorán, 1971 b) presenta masas métricas de feldespato potásico y cuarzo, junto a cuerpos de reemplazo albítico de bajo tenor en Na^+. En el sector este del cuerpo principal se han desarrollado labores subterráneas para la extracción de espodumeno; en este sector el espodumeno está acompañado de albita (análisis 4 de la tabla 1) con bajo tenor de Na^+, cuarzo y feldespato potásico.

Mina Ceferino Namuncurá. Este cuerpo pegmatítico de coordenadas 31°37'45,5"S y 65°15'3"O, se halla a 40 km al noroeste de Mina Clavero, dentro de la sierra de Pocho; tiene como roca de caja un granito pegmatítico y esquistos cuarzo-micáceos.

La pegmatita (Sfragulla *et al.*, 1993) es zoneada, lenticular, con rumbo 290° y buzamiento 80°O, longitud 100 m y ancho 10 metros. Sobrepuesto a la zonación se ha emplazado un cuerpo de reemplazo de cleavelandita (análisis 5 de la tabla 1), posiblemente asociado a berilo, el cual fue explotado en el pasado.

Elemento	1	2	3	4	5	6	7	8
Na_2O	9,14	8,3	6,05	4,82	8,81	6,65	8,76	9,24
K_2O	0,68	2,41	1,96	3,52	0,56	0,03	0,95	0,82
Fe_2O_3	0,036	0,133	0,382	0,275	0,03	0,035	0,229	0,079
CaO	0,3	0,3		0,2	0,4	0,3	1,1	0,4
K^++Na^+	9,82	10,71	8,01	8,34	9,37	6,68	9,71	10,06
K^+/Na^+	0,07	0,29	0,32	0,73	0,06	0,00	0,11	0,09

Tabla 1. Análisis químicos de albitas. 1. Mina El Criollo (albita lamelar). 2. Mina Victoria (albita blanca). 3. Mina Feliciana (albita blanca). 4. Mina Las Tapias. 5.Mina Ceferino Namuncurá (cleavelandita). 6. Mina La Juana (cleavelandita). 7. Mina Unión. 8. Mina San Judas Tadeo (albita sacaroide).

Mina La Juana. Esta manifestación, de interés puramente mineralógico, tiene coordenadas 32°03'S y 65°02'O; se halla 2,5 km al sur de Yacanto (departamento San Javier). La roca de caja es un granito de grano fino, con moscovita, biotita y granate (Gay *et al.*, 1990).

Las pegmatitas son pequeñas (15 m de largo, 2 m de potencia máxima) de rumbo nornoreste, subverticales; en ellas se observan cuerpos de reemplazo de cleavelandita (análisis 6 de la tabla 1) sobre microclino, con lepidolita, microlita, topacio, apatita y berilo como accesorios.

Mina Unión. Esta manifestación, de coordenadas 31°41'S y 64°48'O, se encuentra en la Pampa de Achala, a 57 km al noreste de Mina Clavero. La roca de caja es la facies equigranular del batolito de Achala.

Los dos pequeños cuerpos pegmatíticos de forma ovoidal que constituyen el yacimiento (Bonalumi *et al.*, 1986) se orientan en sentido norte-sur; los cuerpos son zonados con núcleo de cuarzo. En las zonas intermedias se han desarrollado cuerpos de reemplazo de cleavelandita sobre microclino (análisis 7 de la tabla 1).

Mina San Judas Tadeo. Esta manifestación, de coordenadas 31°19'S y 64°34'O, se encuentra a 4 km al norte de la localidad de Tanti, Departamento Punilla. La roca regional es la facies porfírica del granito de Achala. El yacimiento consta de dos reventones pegmatíticos ovoides de pequeño tamaño, orientados en sentido este-oeste; sobrepuesta a la zonación se observa una zona de reemplazo de albita sacaroide (análisis 8 de la tabla 1), a la que se asocian topacio, apatita, triplita, minerales de U y óxidos de Mn.

Albita en el complejo granítico Achala

Este complejo granítico presenta en toda su extensión acentuados cambios texturales y composicionales que han determinado la identificación en grupos del conjunto de granitoides que lo forman. Alvarez (1992) distingue los tipos litológicos (granitoides), marcando diferencias granulométricas (fina, gruesa), texturales (porfírica, equigranular, microgranítica) y composicionales (leucogranito, granodiorita, granito). Siguiendo este criterio, es posible dividir a las rocas del batolito de Achala en 5 grupos:

I Granitoides de grano fino
II Granitoides equigranulares de grano medio y leucogranitos
III Granitoides porfíricos de grano medio
IV Granitoides porfíricos de grano grueso
V Granodioritas

De la interpretación geoquímica realizada en las rocas en su conjunto, surge con claridad que los granitoides menos diferenciados y ricos en hierro yacen en el extremo oriental del batolito, observándose una disminución de hierro hacia el oeste del cuerpo, hallándose en el extremo occidental, más precisamente en el grupo II (leucogranitos), los granitoides más diferenciados y ricos en sodio.

Por su representación areal e importancia geoquímica, se distinguen cinco sectores: cerro Totora, Los Riojanos, Mina Victoria, Mina La Precámbrica y Estancia El Palmar, que se muestran en principio interesantes para tener en cuenta, ya que como veremos, las relaciones K^+/Na^+ son frecuentemente iguales o menores a 1. La albita en estos casos es parte de la composición petrográfica de la roca, encontrándose asociada a feldespato potásico, cuarzo y moscovita, clasificando a los granitoides como leucogranitos moscovíticos.

Leucogranito cerro Totora y mina María Fernanda

En gran parte del extremo sur del batolito de Achala afloran granitoides con una clara tendencia composicional sódica. Esporádicamente es posible observar leucogranitos muy diferenciados con tenores de sodio que alcanzan el 5% y relaciones $K^+/Na^+ < 1$ (tabla 2).

El denuncio María Fernanda, dentro del sector del cerro Totora, está ubicado a 31º55'S y 64º56'O; es uno de los puntos más interesantes dentro del batolito en cuanto a sus porcentajes de álcalis y relaciones composicionales. Este leucogranito conforma un pequeño cuerpo circular de unos 400 m de diámetro, con desniveles muy pronunciados que, llegado el momento, facilitarían mucho la explotación sistemática. Se trata de una roca de color blanco y granulometría media a fina, siendo la particularidad más sobresaliente la composición de la plagioclasa que varía entre An_2 y An_7; la composición química de la roca total (análisis 13, de la tabla 2) muestra un alto contenido de Na^+ y una relación K^+/Na^+ menor a uno, mientras que la composición de la albita pura dentro del leucogranito (análisis 14 de la tabla 2) alcanza valores de sodio mayores de 8,5%, con relaciones K^+/Na^+ de sólo 0,2. Como puede observarse en la tabla 2 la relación K^+/Na^+ es en todos los casos (muestras 9-10-11-12-13-14) menor a 1, alcanzando porcentajes de albita modal siempre superiores al 36%, llegando a casi el 43% en el leucogranito de la mina María Fernanda. Este hecho hace muy interesante el tratamiento de la roca total como materia prima para la obtención de compuestos ricos en sodio para su directa utilización en la industria.

Leucogranitos de mina Victoria

La mina Victoria, está emplazada a los 31°46' de latitud sur y 64°52' de longitud oeste. En los alrededores de este yacimiento es posible observar una serie de leucogranitos (análisis 15 de la tabla 2), con un alto contenido de sodio y una muy baja relación K^+/Na^+, que oscila entre 0,45 y 0,55. La zona externa de la pegmatita Victoria posee características similares (análisis 16 de la tabla 2).

Los leucogranitos se presentan en cuerpos tabulares elongados, con rumbos submeridionales y disposiciones casi verticales. Son granitos blanco grisáceos, equigranulares, de grano medio. Mineralógicamente se destaca la presencia de granate, siendo la biotita muy escasa. La ausencia de biotita está directamente relacionada con el deficit de K^+ en el sistema, lo cual explica también la composición albítica de la plagioclasa. El leucogranito posee abundantes afloramientos en las inmediaciones de la mina.

LEUCOGRANITO LOS RIOJANOS

El sector denominado Los Riojanos se encuentra a los 31º25' de latitud sur y 64º54' de longitud oeste. En esta área aflora una facies leucogranítica con tendencia sódica bien marcada, diferente a los granitoides comunes del batolito de Achala tanto en sus aspectos mineralógicos como geoquímicos. Corresponden a la misma facies que la del cerro Totora y estancia El Palmar. Se trata de un afloramiento de 2 km de ancho (este-oeste) y 3 km de largo (norte-sur), donde hay ausencia de biotita y la plagioclasa es An_{2-7}. Lira (1985) determinó que este tipo de rocas corresponde a monzogranitos que han soportado la acción de fenómenos de naturaleza deutérica (moscovitización, albitización y turmalinización) típicos de cuerpos graníticos peribatolíticos enriquecidos con agua y fluidos magmáticos residuales.

En los lugares de muestreo pudieron apreciarse diferentes granulometrías y estructuras que obedecen a facies marginales diferentes. Pegmatoide marginal: Muestra concentraciones de turmalina que afecta a las subfacies aplíticas de borde y a los afloramientos equigranulares. Es escasa en las muestras analizadas. Aplítica, equigranular: (muestras 17-18): Se trata de una roca muy maciza con tamaños de granos de hasta 4 milímetros.

Los minerales que presentan ambas rocas analizadas tienen particularidades destacables; el cuarzo está algo presionado y en algunos sectores se observan bordes pulverizados. El feldespato potásico es microclino, mientras que la plagioclasa es acentuadamente albítica, habiéndose determinado $An_{2-}An_5$ y An_9 en diferentes sectores de las rocas coleccionadas como (17-18)

En lo que hace a la mineralogía secundaria, es digno de destacar el crecimiento sericítico a expensas de plagioclasa y la caolinización del feldespato potásico.

La roca es coherente y maciza; los afloramientos son compactos y forman grandes masas rocosas con muy buena

Elemento	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	73,43	76,34	73,20	75,46	-	-	-	-	-	-	-	73,61	73,28
Al_2O_3	14,37	14,30	14,52	14,41	15,73	17,40	-	-	16,68	16,16	18,20	15,59	15,70
Fe_2O_3	0,38	0,37	1,24	0,34	0,35	0,04	0,29	0,19	0,55	0,45	1,59	1,45	1,47
CaO	0,1	-	0,25	-	0,27	0,42	0,4	0,5	0,29	0,25	0,91	0,59	0,60
Na_2O	4,51	4,38	4,17	4,40	5,06	8,59	5,47	6,21	5,49	5,55	6,93	3,37	3,26
K_2O	4,04	4,12	4,12	3,88	4,49	1,71	2,41	3,40	4,34	4,31	4,60	4,14	4,17
K^++Na^+	8,55	8,50	8,29	8,28	9,55	10,30	7,88	9,61	9,83	9,86	11,53	7,51	7,43
K^+/Na^+	0,89	0,94	0,98	0,88	0,89	0,20	0,44	0,55	0,79	0,77	0,66	1,22	1,27
C.I.P.W													
Q	31,24	32,32	32,08	33,16	-	-	-	-	-	-	-	37,64	37,71
Or	23,91	24,46	24,48	22,80	26,73	10,02	14,48	20,05	25,62	25,06	26,73	24,46	24,65
Ab	37,72	36,68	34,58	36,69	42,97	72,31	46,11	52,4	46,21	46,63	58,68	28,50	27,59
An	0,56	-	1,11	-	1,11	1,95	1,95	2,22	1,11	0,83	4,45	0,51	0,87
Ms+otr	6,57	6,54	7,75	7,35	-	-	-	-	-	-	-	8,89	9,18

Tabla 2. Análisis químicos y cálculo C.I.P.W. de algunos afloramientos de leucogranitos albíticos del área occidental del batolito de Achala. 9-10-11-12: Cerro Totora y alrededores. Alvarez (1987). 13: Mina María Fernanda. 14: Albita en granito mina María Fernanda. 15: Leucogranito Mina Victoria. 16: Pegmatófiro Mina Victoria. 17-18: Los Riojanos. 19: Mina La Precámbrica, Martínez, 1997. 20-21:Leucogranito Estancia El Palmar (Kirschbaum, 1990).

reserva de material. Hay presencia de albita (An_{2-9}); según Lira (1985) "la plagioclasa ofrece cristales de dos generaciones, siempre en el extremo albítico (An_{2-8}), al parecer la segunda generación es más rica en albita que la primera, respondiendo a un proceso de albitización tardía. Los fluidos formadores de albita reaccionaron con el microclino, produciendo un crecimiento de la plagioclasa sódica». Se observa turmalina diseminada, en especial en los afloramientos que están en los bordes. Siempre la roca posee moscovita primaria y secundaria. Los minerales opacos y su alteración hematítica están generalmente asociados a las moscovitas, siendo ésto muy favorable en caso de que se proceda a separar las micas, ya que gran parte del hierro se iría con ellas.

LEUCOGRANITO MINA LA PRECÁMBRICA

Este granito forma parte de la Sierra de Achalita, es decir de la apófisis occidental del batolito de Achala a la latitud de Mina Clavero. Aflora en las inmediaciones de la mina La Precámbrica (Martínez, 1997) y su ubicación específica está en el paraje denominado cerro Ojo de Agua, en el departamento San Alberto.

Se trata de un granito blanco rosado, notablemente alterado. Su mineralogía está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita como minerales esenciales, observándose frecuentes manchas de óxido férrico y abundante alteración sericítica y caolínica.

Geoquímicamente (análisis 19 de la tabla 2) este granito se muestra interesante, ya que en los análisis (Martínez, 1997) puede observarse una baja relación K^+/Na^+ (0.66) con una suma de álcalis superior al 11,5%).

Arealmente posee una extensión amplia, superando sus contactos los 500 m, pasando gradualmente a un granito potásico regional mucho mejor conservado. Este hecho supone una alteración que pudiere haber dado origen a un reemplazo alcalino de K^+ por Na^+, generando un crecimiento albítico.

Leucogranito Estancia El Palmar. La estancia Mesa del Palmar donde aflora esta interesante litología se encuentra precisamente a los 31º08'07'' de latitud sur y 64º42'10'' de longitud oeste, a unos 3 km al sur del camino que une Molinari con Characato, muy cerca de ésta última localidad.

Kirschbaum (1990) describe al granito de Mesa del Palmar como un plutón compuesto por dos facies graníticas que tienen contactos netos entre sí: un leucogranito moscovítico y un monzogranito porfírico que es el que constituye la facies más abundante del batolito de Achala. Precisamente el leucogranito moscovítico es el asimilable con lo descripto para Los Riojanos y Cerro Totora, en cuanto a contenido de albita en la plagioclasa.

Este leucogranito (análisis 20-21 de la tabla 2) ocupa casi el 75% de los afloramientos de Mesa del Palmar (Kirschbaum, 1990); posee una textura equigranular compacta de color gris blanquecino a rosado grisáceo. El análisis modal ubica al leucogranito en el campo de los monzogranitos. La plagioclasa es $An_{5,}$ y está afectada por un proceso de moscovitización en los bordes y planos de maclas. Hay evidencias claras de procesos de albitización tardía.

BIBLIOGRAFÍA

Alvarez, J., 1987. Anomalía La Cuzquita. *Informe interno Comisión Nacional de Energía Atómica, inédito.* Córdoba.

Alvarez, J., 1992. Determinación petrológica en facies ígneas regionales en el Batolito de Achala. *Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno,* inédito.

Angelelli, V., M. K. de Brodtkorb, C. E. Gordillo y H. D. Gay, 1983. Las especies minerales de la República Argentina. *Servicio Minero Nacional, Publicación Especial.* Buenos Aires.

Bonalumi, A. A., A. A. Gigena, R. S. Moreno y J. A. Sfragulla, 1986. Estudio geológico-minero de las pegmatitas del Departamento San Alberto, Córdoba. *Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras,* inédito. Córdoba.

Bonalumi, A. A., R. S. Moreno, J. A. Sfragulla y H. Millone, 1987. Estudio geológico-minero de las pegmatitas de los Departamentos Pocho y Minas, Córdoba. *Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras, inédito.* Córdoba.

Bonalumi, A. A., R. S. Moreno, J. A. Sfragulla y H. Millone, 1988. Estudio geológico-minero de las pegmatitas del Departamento Calamuchita, Córdoba. *Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras.* Córdoba.

Bonalumi, A. A., J. A. Sfragulla y M. Giambastiani, 1990. Estudio geológico-minero de las pegmatitas del Departamento San Javier, Córdoba. *Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras, inédito*. Córdoba.

Herrera, A., 1961. Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Alta Gracia. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 16 (1-2): 15-34. Buenos Aires.

Gallagher, M. J. y A. Jutorán, 1971. Geología de las pegmatitas El Criollo y El Gaucho, departamento Punilla, Córdoba. *1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 1: 213-226. San Juan.

Gallagher, M. J. y A. Jutorán, 1971 b. Composition of a pegmatite at Las Tapias mine, Córdoba province. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* inédito. Buenos Aires.

Gay, H. D. y J. Sfragulla, J., 1992. Fosfatos de la pegmatita Victoria, departamento San Alberto, Córdoba. Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación, 2. *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas:* 137-146. La Plata.

Gay, H. D., J. Sfragulla y R. Becchio, 1990. Micas litíferas, microlita y elbaíta en los afloramientos pegmatíticos La Juana, departamento San Javier, Córdoba. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 418-421. San Juan.

Kirschbaum, A., 1990. Petrología y geoquímica del leucogranito de Mesa del Palmar, Batolito de Achala, Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 45 (3-4): 213-225.

Lira, R., 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del Batolito de Achala. Provincia de Córdoba. *Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba,* inédita.

Martínez, S., 1997. Características geológicas, mineralógicas y estructurales del Yacimiento "La Precámbrica". *Universidad Nacional de Córdoba. Escuela de Geología. Trabajo fiinal,* inédito.

Sfragulla, J. A., R. S. Moreno y H. Millone, 1988. Estudio geológico-minero de las pegmatitas del Departamento Santa María, Córdoba (parcial). *Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras, inédito.* Córdoba.

Sfragulla, J. A., A. Cabanillas y G. Simian, 1993. Informe geológico-minero sobre el distrito pegmatítico Mojigasta. (departamento Pocho y San Alberto, Córdoba). *Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras,* inédito. Córdoba.

Avila, J., J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata, 1999. Distrito aurífero Culampajá, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 557-562, Buenos Aires.



DISTRITO AURÍFERO CULAMPAJÁ, CATAMARCA

Julio Avila[1,2], José E. Lazarte[1,2], Miguel Gianfrancisco[1] y Ana S. Fogliata[1,2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los depósitos y manifestaciones auríferas del Culampajá están localizados en el faldeo oriental de la sierra homónima, entre las quebradas Lampacito en el norte y La Alumbrera en el sur. El área de estudio pertenece al departamento Belén, cuyas coordenadas geográficas son 26º58' de latitud Sur y 66º58' de longitud oeste.

Se accede a la zona por una ruta provincial que une la ruta nacional 40, desde la localidad de El Eje hasta Corral Quemado. Desde allí hasta El Moradito hay una huella minera mal conservada que, en su oportunidad, fue apta para vehículos de doble tracción. La mayor parte del recorrido en las zonas de interés hay que realizarlo a pie, con mulares o motocicletas todo terreno.

En el sector, se han recorrido las siguientes manifestaciones: Cabra Caja, Cástulo, Fabio, Alumbrera, La Sarna I, La Sarna II, La Sarna III, La Anciana, La Rosario, La Chiruza, Paredes, Viento Blanco, Gutiérrez, Tajo Largo, El Moradito y El Ingenio (figura 1).

Leyes, reservas y producción

En cuanto al contenido de oro, en El Moradito se calculó una ley media de 10,6 g/t (Fernández Lima *et al.*, 1955), mientras que la gran mayoría de las muestras obtenidas en las otras manifestaciones dio valores interesantes de oro. Incluso algunas vetas del Grupo La Alumbrera tienen valores tales que permitieron su explotación por métodos artesanales.

En un muestreo general orientativo realizado por Lazarte (1991), las vetas de El Moradito arrojan valores de hasta 10,2 g/t y Tajo Largo casi 3 g por tonelada. También son llamativos los valores de 0,08 g/t en una lente de cuarzo en basamento metamórfico, en zona de contacto con el Granito Papachacra, lejos de las vetas mineralizadas; 0,1 g/t en aplitas del médano de La Tranca (zona de contacto del Stock de Altohuasi) y 0,16 g/t en una brecha cuarzosa limonítica en el ortogneis (zona de contacto del Stock de Altohuasi).

En la sierra de Altohuasi, Guillou (1979) menciona la presencia de oro con valores que no superan el gramo por tonelada.

La plata aparece con valores bajos en las vetas auríferas. Se citan valores de alrededor de 2 g/t en las vetas de El Moradito y Tajo Largo, 3 g/t en lentes de cuarzo del contacto del Granito Papachacra y 9,6 g/t en la brecha cuarzo limonítica cercana al Stock de Altohuasi (Lazarte, 1991).

Sistema de explotación

Se utilizaron métodos subterráneos de cámara abierta, aunque la mayoría de las labores observadas tienen sólo labores de exploración.

[1] *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.*

[2] *CONICET.*

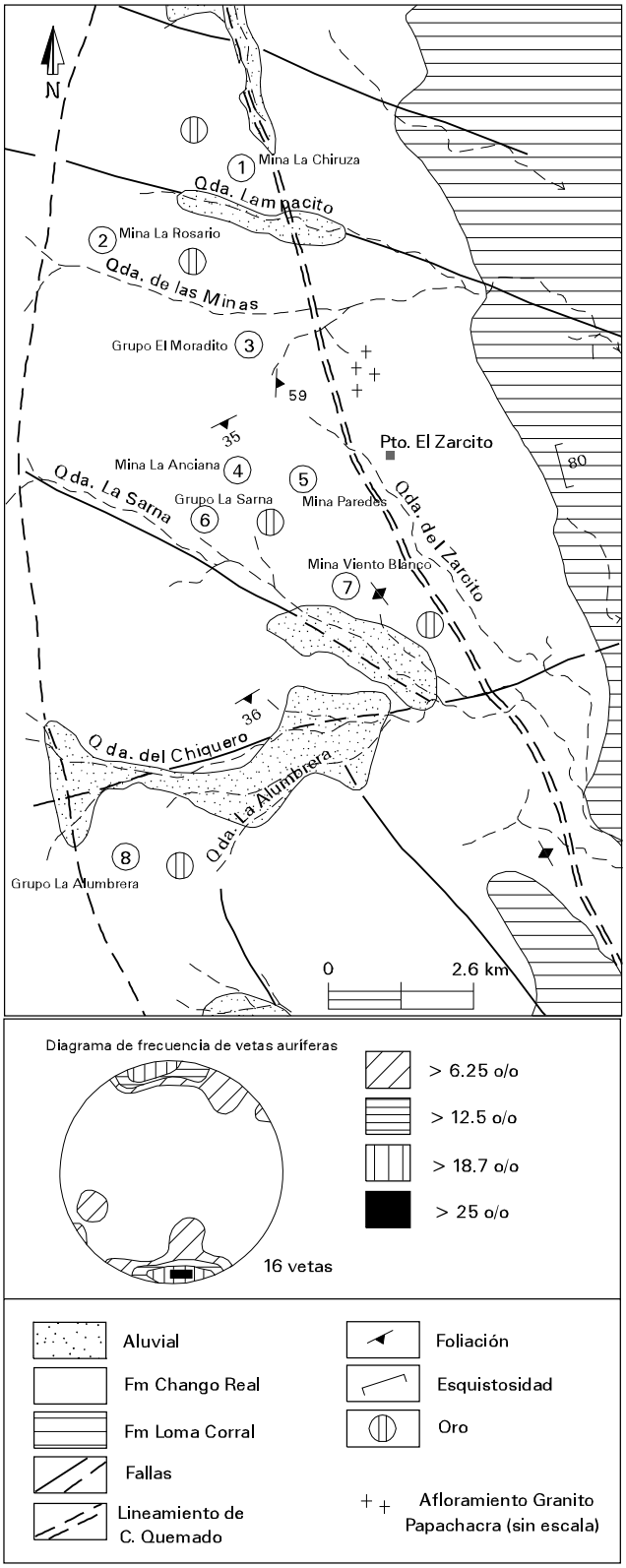


Figura 1. Mapa geológico del área y diagrama de frecuencia de manifestaciones auríferos.

Sólo las labores de Gutiérrez y Tajo Largo (60 m en sentido vertical y 135 m en sentido horizontal) y La Alumbrera (20 m y 50 m respectivamente) dan una idea de la extensión. En el resto del distrito, las labores se limitan a trincheras y galerías de poca extensión, que se desarrollan en zona de oxidación.

HISTORIA DEL DISTRITO

La presencia de oro en la sierra de Culampajá se conoce desde tiempos remotos. Existen diversos relatos sobre su explotación que se confunden con leyendas y forman parte del folklore de la región.

Descubrimientos y tareas de exploración

Algunos de ellos ya fueron conocidos en el siglo XVII, quedando aún restos de una explotación muy rudimentaria y «piedras bolas moledoras» que probablemente sean de esa época.

A principios del presente siglo comenzó también una incipiente explotación que no prosperó. En las décadas del ’40 y ’50 se realizaron las principales labores mineras en el sector de El Moradito y se instaló una planta de tratamiento de mineral. Debido a problemas internos de la empresa se paralizaron totalmente las tareas y se desmantelaron plantas, equipos y campamentos. En los años ’80 un nuevo concesionario desarrolló tareas de exploración en las vetas Gutiérrez y Tajo Largo.

En las vetas de La Alumbrera trabajaron esporádicamente los pirquineros utilizando métodos de explotación y tratamiento muy rudimentarios.

La mina de wolframio San Isidro consta de tres pertenencias mensuradas en 1956.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional fue descripta por Turner (1973).

El sector está ubicado en el Arco magmático occidental, cerca del límite con la Puna. Básicamente, la geología tiene la sucesión de metamorfitas de edad no determinada, granitoides paleozoicos y sedimentitas y vulcanitas cenozoicas.

El basamento metamórfico está representado por metasedimentitas de la Formación Loma Corral que afloran en el este y sur del área.

Son esquistos, metacuarcitas, gneises y, en menor proporción, filitas de color gris oscuro a verdoso. Tienen textura granoblástica, están constituidas principalmente por cuarzo, biotita, moscovita y plagioclasa. Se observa esquistosidad de rumbo general noreste-suroeste e inclinaciones entre 30ºO y 80ºE. Esta estructura posiblemente coincida con el plano original de sedimentación dada su concordancia con niveles calcosilicáticos (Lazarte, 1991).

En las metamorfitas se observaron pliegues de rumbo noreste-suroeste con vergencia de los planos axiales hacia el este y longitud de onda del orden de 20 metros.

Esta unidad se asigna al Precámbrico-Paleozoico Inferior siguiendo a Aceñolaza y Toselli (1981).

La Formación Chango Real (Turner, 1973) ocupa la mayor parte de la zona de estudio. Es un ortogneis granítico foliado. La posición de la foliación presenta una gran dispersión salvo en zonas de contacto y franjas de cataclasis, donde resulta concordante a la estructura del Basamento metamórfico. Es una roca de color gris o gris rosado, textura inequigranular, xenomórfica. Se compone de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), microclino, biotita y moscovita secundaria. Predominan composiciones granodioríticas y monzograníticas. El cuarzo presenta bordes suturados, la biotita tiene inclusiones de circón y apatito, y junto a los feldespatos presentan alteración. Es común la evidencia de cataclasis.

El contacto con las metamorfitas es en general neto.

Químicamente, el ortogneis es de características peraluminosas, con contenidos de elementos mayores y trazas normales para la corteza. Se lo atribuye a un ambiente de margen de placas convergente con una evolución por cristalización fraccionada, cristalizando en las etapas finales alrededor de los 680ºC y a 4 a 3,5 kb de presión. Lazarte (1992) asigna con reservas, el granito biotítico original, al Cámbrico, si bien hay dataciones que dan un amplio rango de edades entre el cámbrica superior y silúrica media.

Las unidades arriba descriptas alojan numerosos diques ácidos de textura pegmatítica y aplítica y vetas de cuarzo.

Al este y sur de la zona se emplazan cuerpos graníticos de tipo evolucionado, de composición sieno y monzogranítica que intruyen al ortogneis. Se los agrupa bajo el nombre de Granito Papachacra. Esta unidad se describe con mayor detalle por considerársela relacionada genéticamente con la mineralización.

Son cuerpos intrusivos de diferentes dimensiones, con caracteres macro y microscópicos similares que intruyen a las formaciones Loma Corral y Chango Real. Los principales son los stocks de Altohuasi (en la vertiente oriental de la sierra homónima) y El Portezuelo (entre la localidad de Papachacra y el Alto de la Mina).

Presentan granularidad variable (0,5 a 5 mm), color rosado, textura inequigranular y xenomórfica. Se reconocieron tres facies principales y facies pegmatíticas.

La facies I es periférica, de menor desarrollo. La facies II es predominante en ambos stocks, de composición sieno y monzogranítica. Es porfiroide (fenocristales de feldespato potásico y cuarzo). El feldespato potásico tiene pertitas de desmezcla y reemplazo, con moscovitización y caolinización. La plagioclasa (oligoclasa sódica predominante) tiene inclusiones de biotita y se presenta sericitizada. El circón, con halos pleocroicos, se observa como inclusión en biotita y plagioclasa. El contacto entre I y II es transicional en el centenar de metros. La subfacies IIa del Stock El Portezuelo es producto de alteración feldespática, por autometasomatismo de las facies principal y periférica. La facies III es un leucomonzogranito que intruye a I y II en pequeños cuerpos. Se relacionan a esta unidad, *diques microgra-níticos* de hasta 1,8 m, con similar textura y mineralogía, aunque con mayor grado de alteración.

También hay *diques pseudobandeados* en el ortogneis Chango Real, concordantes o discordantes, leucocráticos, con orientación de micas subparalela a los contactos. Espesores de hasta 2,0 metros.

Escasos *diques lamprofíricos,* de tipo spessartítico, se emplazan en el Granito Papachacra sin posición estructural definida. Hay *diques de pórfiro riolítico* de rumbo nornoroeste con inclinaciones de 70-80ºE en el Alto de la Mina, emplazados en la Formación Chango Real. La roca es de color rosado o blanquecino, porfírica, con fenocristales de cuarzo y feldespatos en pasta microgranular, holocristalina e hipidiomórfica de cuarzo y feldespato potásico.

El Granito Papachacra tiene un quimismo de tipo peraluminoso, con tendencia a peralcalino según los índices de Shand. La facies III presenta los valores más altos del índice agpaítico (>0,8).

El contenido de K_2O (entre 4 y 7%) es alto en función de sílice. La feldespatización en el Stock El Portezuelo habría sido un proceso predominantemente isoquímico. En general, los valores más altos de sodio corresponden a la facies III.

Las etapas de enriquecimiento para Na y K fueron diferentes, acaso con más de un pulso para cada uno y con tendencia al enriquecimiento en Na_2O hacia el final, localizados en algunos sectores. Los procesos de albitización se relacionarían a la presencia de boro.

Ambos stocks están fuera de la tendencia calcoalcalina normal, con posición subparalela hacia el extremo de mayor evolución.

La facies III aparece como la más evolucionada por sus contenidos de TiO_2, Fe_2O_3 (Fe total) y CaO y elementos traza (Rb e Y), mientras que los sectores de menor evolución corresponden a sectores periféricos de ambos stocks. La relación K/Rb presenta valores por debajo de los normales para la corteza.

Hay contenidos anómalos en el stock El Portezuelo para W (media de 9,5 ppm) y Sn, dato extrapolable al Stock de Altohuasi.

El Granito Papachacra sería de tipo post-orogénico, de arco maduro de acuerdo a los parámetros R1-R2 de Batchelor y Bowden (1985), los altos contenidos de Rb y especialmente Y; de acuerdo al modelo de Brown *et al.* (1984), como intrusiones de arco maduro (tipo intraplaca). Las relaciones Rb/Zr-Y indican que el Granito Papachacra tiene mayor «madurez» respecto al ortogneis Chango Real y a los granitoides ordovícicos de Capillitas y Velasco, siendo las facies micrograníticas las que se sitúan en el extremo de la tendencia.

Considerando que los ortogneises representarían un primer evento magmático (Cámbrico), al que intruyen granitoides de un segundo evento (Ordovícico-Silúrico), el Granito Papachacra representaría el tercer evento magmático paleozoico (Lazarte, 1991), separándose claramente de los anteriores según las relaciones K/Rb y Rb/Sr situándose en una posición extrema de mayor evolución respecto de los granitos de Velasco y Capillitas (intermedios) y el ortogneis Chango Real (el más primitivo). Lazarte (1994) co-

rrelaciona el Granito Papachacra con los granitoides que intruyen a los ortogneises y granitos ordovícicos sin deformación, como las etapas micrograníticas de Capillitas, plutón Los Ratones, Granito Quimivil de la sierra de Zapata. De este modo, se asigna al Granito Papachacra una edad relativa carbonífera media a superior.

Rasgos texturales como diques con textura gráfica, oquedades miarolíticas, etc., indican para estos cuerpos una cristalización a baja presión. La presencia de elementos volátiles, reflejada en topacio, fluorita y turmalina, produce descenso de la temperatura de cristalización de un fundido y altera la secuencia de aparición de minerales tardíos. Lazarte (1991) estima para el Granito Papachacra presiones menores a 2Kb y temperaturas por debajo de 670ºC aproximadamente. La riqueza en flúor tendría origen magmático advirtiéndose intrusiones de diferente tipo que atraviesan zonas con topacio.

La cristalización de los feldespatos alcalinos fue un proceso complejo que habría comenzado en la etapa hipersolvus del sistema para continuar en la etapa tardía y aún hidrotermal. La secuencia de alteraciones sería: microclinización - albitización - moscovitización - sericitización - greisenización, lo que, de acuerdo con Saavedra (1982), corresponde a una acidificación progresiva de las soluciones póstumas. Se relaciona a esta etapa la génesis de las diferentes manifestaciones metalíferas (Au, W, Cu-Zn-Pb-Ag) encontradas en la zona (Lazarte,1991).

Fuera de la zona, muy cerca de su límite sur, afloran las sedimentitas continentales mio-pleistocenas de la Formación El Cajón.

Al Cuaternario corresponden las terrazas fluviales, las acumulaciones de arenas eólicas en el lecho y nacientes de las quebradas y los sedimentos fluviales actuales.

En cuanto a la estructura de la zona, se resume lo siguiente:

En el Granito Papachacra, se han observado juegos de diaclasas relacionados tanto a enfriamiento y descompresión, como a efectos tectónicos. El stock de El Portezuelo, tiene un control estructural con fracturas de rumbo estenoreste-oestesuroeste.

Según Lazarte (1991), lo principales juegos de fracturas del distrito son uno de rumbo nornoreste-sursuroeste con inclinaciones de 60º-70º al oeste que levanta el cerro Alto de la Mina y la sierra de Alto Huasi-Culampajá, uno de rumbo estenoreste-oestesuroeste cuya característica saliente es la de controlar los afloramientos del stock El Portezuelo, coincidente con una fractura situada al sur de la zona de ocurrencia de yacimientos auríferos y que pasa aproximadamente por la quebrada La Alumbrera y la localidad de Papachacra. Un tercer juego de importancia está dado por fallas de orientación nornoroeste-sursureste a submeridianal que controla la faja de calcosilicatos y skarns de la intrusión del stock El Portezuelo occidental y a la que pertenecen los lineamientos que van por las quebradas de Yanquenco, Vicuña Pampa y Corral Quemado, éste último ya mencionado por Velazco Robles (1982) y que a su vez concuerdan con conspicuas orientaciones de la estructura interna tanto del ortogneis como del basamento metamórfico. El ortogneis aparece alterado y cataclasado, con abundante inyección cuarzo-feldespática.

Estos lineamientos se unen al norte del portezuelo de Vicuña Pampa y al sur de Corral Quemado en una sola estructura, la que se puede seguir por muchos kilómetros en ambas direcciones.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Los yacimientos y manifestaciones auríferas de Culampajá están distribuidos irregularmente en una superficie aproximada de 70 km^2 sobre el flanco oriental de la sierra homónima.

Litología

En general, la mineralización está alojada en vetas de 0,1 a 1,4 m de cuarzo, blanco a amarillento parduzco por la impregnación de óxidos de Fe. Es común la presencia de una generación tardía que rellena fisuras de la primera. En algunos sectores se observa un aporte cuarzo-feldespático previo, que rellenó las fisuras, conservando restos de la foliación de la roca de caja a escala microscópica.

La roca de caja es el ortogneis Chango Real en todos los casos, con las características que se indican más arriba.

Hay pegmatitas de entre 0,3 y 2 m de potencia, con orientaciones noroeste-sureste a norte-sur e inclinaciones variables.

En algunos casos se observó que las vetas o venillas de cuarzo cortan a las pegmatitas antes mencionadas o a otras manifestaciones cuarzo-feldespáticas, fenómeno ya observado por otros autores (Velazco Robles, 1982 y Ricci e Ichazo, 1973).

La cataclasis de la roca alcanza en algunos lugares el grado de milonitización (quebrada de La Alumbrera) donde la foliación toma la apariencia de una esquistosidad, reduciéndose notablemente el tamaño de grano. Se combinan a ésto, procesos de metasomatismo silíceo que dan a la roca un aspecto sacaroide.

Estructura

Las vetas de cuarzo están emplazadas en fracturas tensionales de la Formación Chango Real, de orientación preferencial este-oeste con inclinación subvertical (Avila y Velazco Robles, 1983).

Fernández Lima *et al.* (1955) dan orientaciones de 290ºN-subvertical en la zona de El Moradito. Es frecuente la presencia de espejos de falla con jaboncillo en las salbandas de las vetas.

Las vetas son estructuras tabulares simples, no se observan en general desmembramientos y las variaciones en rumbo e inclinación son de poca magnitud.

No se pudo verificar la extensión tanto en sentido horizontal como vertical de las vetas debido a la cubierta de

derrubios y a las escasas labores de cierta profundidad encontradas.

El único criadero que se aparta de las características descriptas hasta aquí es la mina La Rosario que presenta una estructura de veta en rosario, a lo largo de una fractura bien definida de rumbo este-oeste, con «bolsones» de cuarzo aurífero de unos 5 m de longitud y 0,4 m de espesor, separadas unos 20 m entre sí. La estructura inclina 70º al norte y se puede seguir por unos 150 m aproximadamente en sentido del rumbo. Aquí se desarrollaron labores sin ningún tipo de planificación, hasta 10 m de profundidad.

Alteración hidrotermal

El ortogneis tiene evidencias de alteración por soluciones deutéricas (especialmente sericitización y moscovitización de plagioclasa y biotita) y metasomatismo potásico; este último, si bien presente en toda la zona, es particularmente conspicuo en el sector de vetas de El Moradito. Se evidencia por el crecimiento de fenocristales y venillas de feldespato potásico y la presencia en toda la zona de vetas de filones pegmatíticos ricos en este feldespato. El color del mineral es de un rosado fuerte característico, que constituye una aceptable guía mineralógica.

Fernandez Lima *et al.* (1955) citan reemplazo de sericita por malaquita dentro de los procesos metasomáticos.

Mineralogía

Los minerales de mena son escasos en variedad y ocurrencia. El oro se presenta como oro nativo, en chispas de 20 μ promedio aunque en algunos depósitos se observan a simple vista. Está diseminado en el seno del cuarzo o en microfracturas, acompañado por pirita y calcopirita muy escasos que se distribuyen de manera errática en agregados de 3 a 10 mm, tanto en el cuarzo de la primera generación como en los intersticios. Se cita la presencia de blenda y arsenopirita (Fernández Lima *et al.*,1955) en la zona de El Moradito.

Como productos de oxidación, reemplazando a los minerales primarios en los bordes, hay hematita, limonitas, malaquita, azurita y covellina.

Las vetas portadoras de mineralización están constituidas fundamentalmente por cuarzo I, masivo, blanco, a veces pardo amarillento por la impregnación de óxidos de Fe. En escasa cantidad se presentan microclino, plagioclasa, biotita y moscovita. Esto, en algunos sectores constituye un primer aporte de material cuarzo-feldespático, que conserva restos de la foliación de la roca de caja a escala microscópica.

Al microscopio se observa que el cuarzo I está fracturado cerca de las salbandas y rellenado por cuarzo II.

MODELO GENÉTICO

La asociación mineralógica existente es común en los yacimientos de cuarzo aurífero hidrotermales de alta temperatura y por lo general son producto de fluidos mineralizantes residuales de la actividad magmática originada por la intrusión de cuerpos graníticos.

En cuanto a las vetas de Culampajá, Fernández Lima *et al.* (1955) relacionan las vetas con la Formación Chango Real, donde se encuentran alojadas. Ávila y Velazco Robles (1983), si bien no descartan lo anterior, consideran probable la relación con los cuerpos granitoides posteriores al ortogneis Chango Real, basándose en la proximidad de afloramientos del Granito Papachacra en diferentes puntos hacia el sur, este, noreste y un pequeño afloramiento en la zona de la mina La Chiruza, dentro del área de estudio.

Además, consideran que las vetas de Culampajá se alojan en fracturas tensionales que debieron formarse cuando la roca de caja (ortogneis Chango Real) tuvo rigidez suficiente.

Estudios de Lazarte (1990) en la roca de caja de las vetas apoyan esta idea ya que el aporte metasomático producido (SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O, Rb e Y) es compatible con la composición del Granito Papachacra en sus diferentes cuerpos. Esta relación también se apoya en la relación de campo que existe entre las vetas auríferas y pegmatitas características que estarían ligadas a la etapa de alteración potásica del intrusivo mencionado.

De acuerdo a Boyle (1979), en la precipitación del oro tienen más influencia las condiciones físico-químicas del ambiente que la concentración del metal. Los cambios de temperatura serían mucho menos importantes que los cambios de presión para la depositación del metal.

La presencia de diferentes cuerpos intrusivos hacia el noreste y este de la zona aurífera da una fuente magmática suficientemente importante para sostener este criterio.

Al comienzo de la actividad post magmática ocurre el máximo de metasomatismo potásico relacionado al Granito Papachacra, antes de que las soluciones alcanzaran los grados más ácidos. Se estima que habrían tenido pH ligeramente ácido o ligeramente alcalino; propicio para el transporte de oro según opinión de autores como Helgeson y Garrels (1968) y Coveney (1981).

En cuanto a la edad de la mineralización, asumiendo que se relaciona con la actividad magmática del Granito Papachacra, se ubica provisoriamente en el Carbonífero. Si bien, el resultado del único dato disponible de edad cretácica es dudoso (García *et al.*, 1982), las afinidades mineralógicas y geoquímicas lo sitúan en el conjunto de cuerpos postectónicos del ciclo Carbonífero (Lazarte, 1991, 1994; Gorustovich y Guidi, 1993) por lo que se adopta este último criterio.

En consecuencia y según la paragénesis, estamos en presencia de vetas de tipo hipo a mesotermales relacionadas a actividad magmática de posible edad carbonífera.

MANIFESTACIONES CUPRÍFERAS, SECTOR LOMAS DE PACHAO

Ubicación

Se encuentran sobre la quebrada de Yanquenco, sobre el antiguo camino de Culampajá. Dentro de este grupo cita-

mos también dos pequeñas manifestaciones en la quebrada del Zarcito.

Sólo se realizaron unas pocas labores de exploración.

Litología

Las principales vetas están emplazadas en esquistos de la Formación Loma Corral. Las manifestaciones de la quebrada del Zarcito se alojan en el ortogneis de la Formación Chango Real.

Estructura

Es una brecha de falla de posición norte-sur/subvertical, discordantes con la esquistosidad de las metamorfitas.

Mineralogía

La mineralización es de galena, blenda, pirita, calcopirita y minerales de plata y chispas de oro con reservas. Velazco Robles (1982) indica también presencia de minerales de Bi. En la quebrada del Zarcito predomina calcopirita, con vestigios de oro (Velazco Robles, 1982).

Los minerales secundarios son cerusita-anglesita reemplazando a galena, malaquita y azurita como alteración de calcopirita y pátinas de limonitas.

MODELO GENÉTICO

Son vetas hidrotermales que por mineralogía y alteración podrían relacionarse al mismo ciclo metalogenético de los depósitos auríferos.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, G. y A. Toselli, 1981. Geología del Noroeste Argentino. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad Ciencias Naturales, Publicación Especial,* 1287. San Miguel de Tucumán.

Avila, J. y L.Velazco Robles, 1983. Relevamiento minero de las sierras de Altohuasi y Culampajá, Belén, Catamarca. *2º Congreso Nacional de Geología Económica,* 2: 11-27.

Avila, J. C y L. Papetti, 1984. Geología y metalogénesis del cerro Alto de la Mina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 5: 553-564. Buenos Aires.

Batchelor, R. y P. Bowden, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology,* 48: 43-55.

Boyle, R.,. 1979. The Geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada, Bulletin,* 280.

Brown, G., R. Thorpe y P. Webb, 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London,* 141: 413-426.

Coveney, R., 1981. Gold quarz veins and auriferous granite at the Oriental Mine, Alleghany district, California. *Economic Geology,* 76: 8.

Fernandez Lima, J., H. De La Iglesia y A.Jutoran, 1955. Estudio de las minas de oro del distrito Culampajá, Belén, Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito.

García, H., E. Rosello y A. Massabie, 1982. El depósito Tiburcio, ejemplo argentino de roca ribbon, Papachacra, departamento de Belén, Catamarca, R. Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología,* 2: 735-750. Buenos Aires.

Gorustovich, S. y F. Guidi, 1993. Caracterización uranífera de los granitoides del Norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, R. Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino,* 5: 297-305. Mendoza.

Guillou, J., 1979. Informe área de reserva Nº 44-Altohuasi. *Secretaría de Estado de Minería,* inédito.

Helgeson, H. y R. Garrells, 1968. Hidrotermal transport and deposition of gold. *Economic Geology,* 63 (6): 622- 635.

Holland, H., 1972. Granites, solutions and base metal deposits. *Economic Geology,* 67 (3): 281-301.

Lazarte, J. E., 1990. Análisis preliminar de la alteración de la roca de caja de las vetas auríferas de Culampajá. *11º Congreso Geológico Argentino,* 1: 332- 335. San Juan.

Lazarte, J. E., 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad Ciencias Naturales e Instituto Lillo, Tesis Doctoral,* inédito.

Lazarte, J. E., 1992. La Formación Chango Real (NO de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. *Estudios Geológicos,* 48 (5-6): 257-267. Madrid.

Lazarte, J. E. 1994. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 49 (3-4): 337- 352.

Ricci, H. y C. Ichazo, 1973. Area de Reserva Nº 41, Vaca Vizcana-Papachacra, sector Culampajá-La Mesada. *Servicio Minero Nacional,* informe inédito.

Saavedra, J., 1982. Geochemistry of barren granites and those mineralizated with tin and tungsten in west-central Spain. *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 6: 291-300.

Turner, J. C., 1973. Descripción geológica de la hoja 11d-Laguna Blanca. *Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín,* 142.

Van De Pijpekamp, B., 1982. Petrological criteria for establishing the tin potential in granitoid complexes. *Metallogenesis Associated with Acid Magmatism,* 6: 273- 278.

Velazco Robles, L. 1982. Estudio geológico-económico del sector oriental de las sierras de Altohuasi y Culampajá entre las quebradas La Tranca y La Alumbrera, Belén, Catamarca. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad Ciencias Naturales, Seminario,* inédito.

Ávila, J., J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata, 1999. Metalogénesis de wolframio y estaño de Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 563-573, Buenos Aires.



METALOGÉNESIS DE WOLFRAMIO Y ESTAÑO DE CATAMARCA

Julio Avila[1,2], José E. Lazarte[1,2], Miguel Gianfrancisco[1] y Ana S. Fogliata[1,2]

INTRODUCCIÓN

En el sector sur-central de la provincia de Catamarca existen depósitos y manifestaciones de wolframio y estaño que conforman definidos distritos mineros.

Las mineralizaciones de estaño están en las sierras de Fiambalá, Zapata y en el cordón de las Lajas, las de wolframio tienen una distribución más extendida ya que existen además en la sierras de Altohuasi, Papachacra, Belén, Vinquis y el Cerro Negro.

Algunos yacimientos fueron explotados con intensidad en los períodos bélicos mundiales hasta avanzada la década del cincuenta. La mina de estaño Vil Achay continuó trabajando irregularmente hasta principios de los ochenta.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las unidades orográficas mencionadas se incluyen en las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979), son bloques limitados por fracturas inversas de alto ángulo de rumbo submeridiano, ascendidos diferencialmente y volcados.

En la region afloran cuarcitas, esquistos, gneises y migmatitas que pueden ser asimiladas con reserva a las formaciones Loma Corral y Famabalasto (Turner, 1962) de probable edad precámbrica-paleozoica inferior. Dataciones realizadas por Grissom (1991) en el Gabro de Fiambalá, que aflora en el sur de la sierra homónima arrojan edades ordovícicas.

Para los granitoides, numerosos autores (Rapela *et al*, 1990; Lazarte, 1991; Grissom 1991) distinguen tres eventos principales.

El primero, de edad cámbrica, representado por ortogneises foliados, originados a partir de granitos biotíticos de tipo calcoalcalino. Son rocas de grano medio a grueso, color gris a rosado. El segundo evento corresponde a granitos de edad ordovícica-silúrica, también de composición calcoalcalina, peraluminosa. Son rocas de color rosado, grano medio a grueso, porfiroides en muchos casos. Los cuerpos del primer y segundo evento tienen dimensiones batolíticas.

El tercer evento, está compuesto por granitos de composición similar pero mucho más evolucionados, enriquecidos en sílice y rubidio principalmente; que intruyen a los anteriores. Son cuerpos de menor dimensión, emplazados en un ambiente postectónico. Tienen color rosado a blanquecino, con texturas variadas, donde se reconocen varias facies. Es particularmente interesante la presencia, en estos cuerpos, de topacio, fluorita y zinnwaldita como minerales accesorios. Son también característicos los procesos postmagmáticos como feldespatización y albitización en la mayoría de los cuerpos.

Grissom (1991) le asigna edad carbonífera al plutón de Los Ratones, esta edad se extrapola a los otros cuerpos con características similares.

Areniscas continentales terciarias y sedimentos aluviales aterrazados cuartarios rellenan las depresiones entre las sierras.

YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE WOLFRAMIO

Los yacimientos y manifestaciones de wolframio se distribuyen irregularmente en una superficie que tiene una

[1] *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.*

[2] *CONICET.*

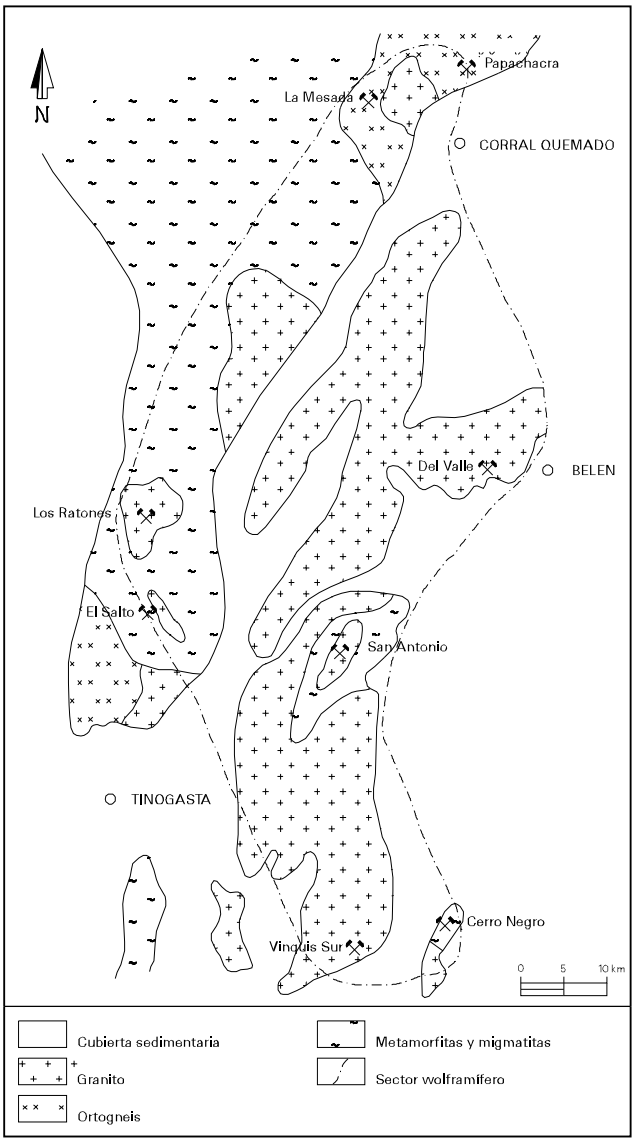


Figura 1. Mapa geológico del área de mineralizaciones de wolframio y estaño en la proivncia de Catamarca.

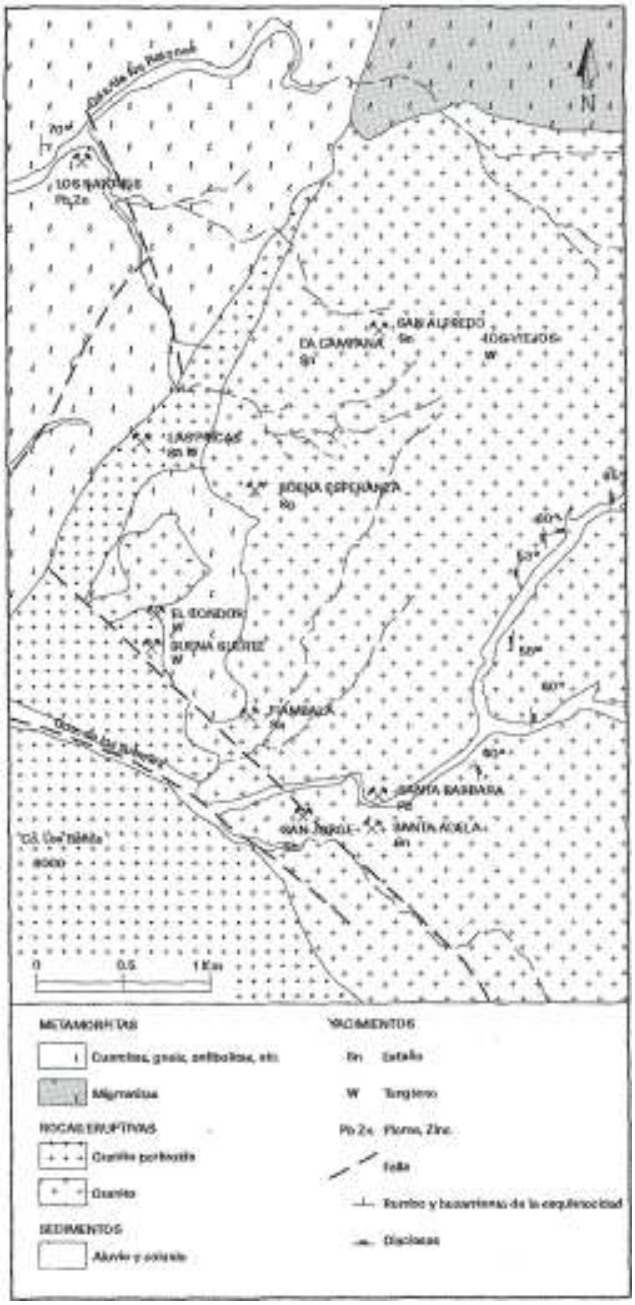


Figura 2. Mapa geológico del área de la Sierra de Fiambalá (grupo minero Los Ratones).

forma aproximadamente rómbica, que se extiende desde Papachacra en el norte hasta el cerro Negro en el sur y desde Los Ratones en el oeste hasta las cercanías de Belén en el este (Avila, 1992) (figura 1).

Por su paragénesis y el tipo de alteración se considera que son de alta temperatura desde pegmatíticos a hipotermales relacionados con greisenización y específicamente con biotitización, silicificación, moscovitización y turmalinización.

GRUPO MINERO LOS RATONES

En este grupo se incluyen todas las minas relacionadas con el plutón de Los Ratones emplazado en la sierra de Fiambalá, 10 km al este de la localidad de Fiambalá.

Los depósitos de wolframio, (Los Viejos, Buena Suerte y el Cóndor entre otros), se encuentran dentro de una área de aproximadamente 3 km^2 donde afloran metamorfitas, granitos y pórfiros graníticos (Arrospide, 1980) (figura 2).

El granito normal es equigranular de grano mediano a grueso, de color gris claro, formado por cuarzo, ortosa, albita y biotita con topacio y fluorita como accesorios.

El pórfiro granítico, de color gris rosado, presenta grandes fenocristales de ortosa algo albitizados en matriz de grano mediano formada por cuarzo, plagioclasa y biotita.

El wolframio se presenta como wolframita en vetas de cuarzo y pegmatitas alojadas en fracturas principalmente

en el pórfiro granítico aunque también existen en el granito normal, en parte greisenizado y en las metamorfitas.

Las vetas se emplazan en fracturas que tienen rumbo principal noroeste-sureste y buzamientos de 40° a 60°al noreste y suroeste. También hay un juego conjugado menos mineralizado.

Sus corridas son del orden de la centena de metros y sus espesores varían entre finas guías a 0,40 metros. En el caso de la mina Los Viejos tiene una corrida discontinua de 1.000 metros.

Las vetas de cuarzo lechoso portan wolframita, feldespato potásico, fluorita y biotita. Algunas presentan escasa casiterita. En las salbandas se observa biotitización en fajas de centímetros de espesor. Esta alteración, producto de metasomatismo potásico, a veces se intensifica y se extiende a la roca transformándola en un granito porfírico gris oscuro (es el «granito negro» de los mineros del lugar).

La alteración también representada por procesos de greisenización es similar a la que afectó a los depósitos de estaño (Arrospide, 1980) y está limitado en forma de fajas a las paredes de las concentraciones de wolframita. Por tal motivo se desarrollará en el punto correspondiente a los depósitos de estaño.

En la zona de la mina Buena Suerte hay sectores donde la mineralización se encuentra diseminada en el granito porfírico cerca del contacto con los esquistos.

Estos yacimientos han sido explotados a cielo abierto y subterráneamente con intensidad en la década del cuarenta totalizándose más de 3 km de laboreo. Los eluviones y desmontes de esa explotación conservan contenidos importantes de wolframio.

GRUPO MINERO EL SALTO

En este grupo se incluyen los depósitos vinculados con los stocks graníticos El Salto y Ayacucho emplazados en el sureste de la sierra de Fiambalá, 26 km al nornoroeste de la localidad de Tinogasta (Tres Sargentos, El Salto, San Luciano, Agua Verde, Andacolla, La Rosario y Ayacucho) (figura 3).

La roca de ambos cuerpos es un granito equigranular de grano media no a fino de color gris a rosado con cuarzo, plagioclasa parcialmente albitizada, ortosa y biotita con apatito y fluorita como accesorios.

Todos los yacimientos tungstíferos del sector se alojan en fracturas de las anfibolitas pertenecientes al Gabro Fiambalá en las cercanías del contacto con el granito. En general la mineralización no continua cuando la estructura se interna en el granito (Avila, 1988; Tomsic *et al.*, 1995).

Son vetas de cuarzo con espesores que varían entre 0,05 y 0,30 m, portadoras de wolframita y escasa fluorita con las salbandas de biotita de hasta 0,30 m de espesor.

Tienen rumbo principal noroeste-sureste con fuertes buzamientos al noreste y suroeste hasta verticales.

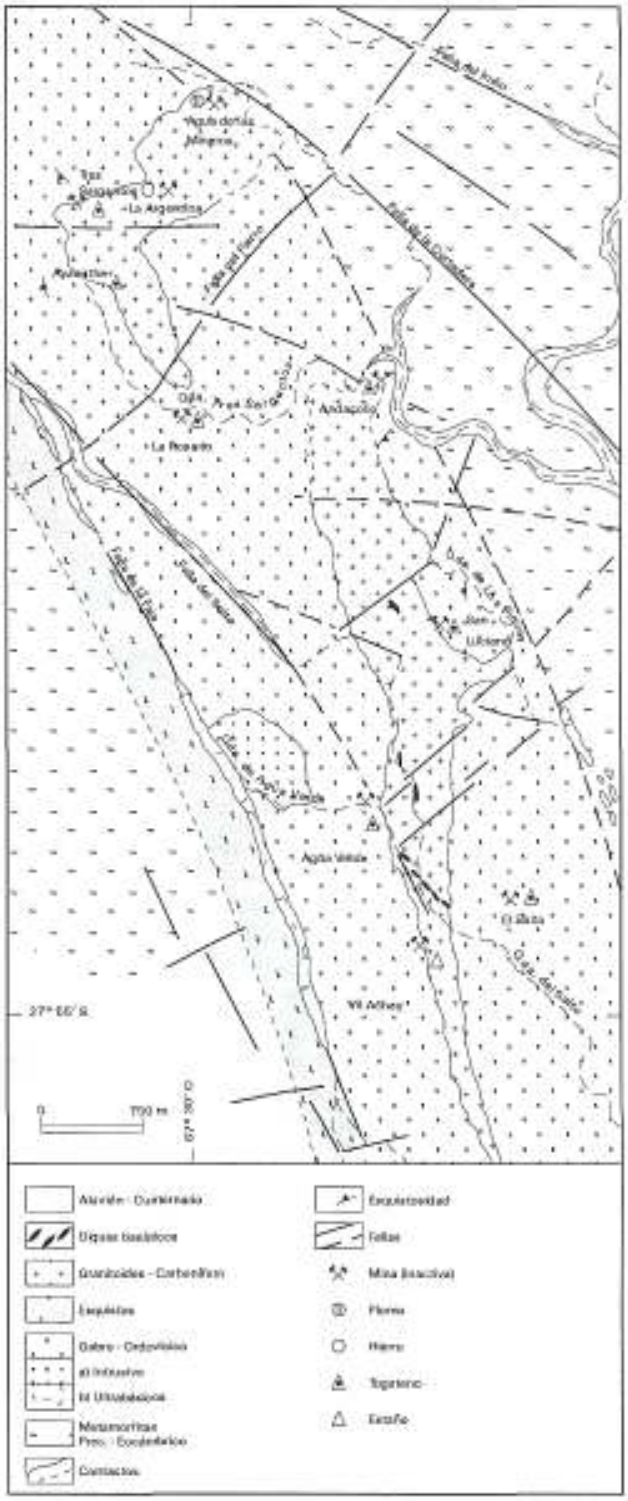


Figura 3. Mapa geológico del área al sureste de la Sierra de Fiambalá (grupo minero El Salto).

Algunos depósitos (Tres Sargentos, Andacolla y Agua Verde) fueron intensamente trabajados por métodos subterráneos, otros se explotaron a cielo abierto.

En la tabla 1 se resumen las características de los depósitos.

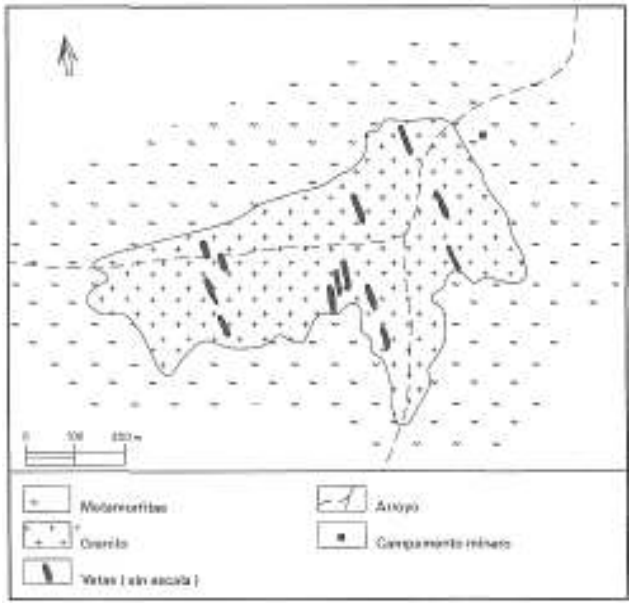


Figura 4. Mapa geológico del grupo minero San Antonio.

GRUPO MINERO SAN ANTONIO

Se incluyen aquí los depósitos ubicados en el flanco oriental del centro de la sierra de Zapata, 30 km al suroeste de la localidad de Belén. En el área afloran filitas, cuarcitas y esquistos anfibólicos intruídos por el plutón San Antonio.

Es un cuerpo de composición granítica, porfiroide, de dos micas, con fenocristales de feldespato rosado. Al microscopio se observa reemplazo albítico en la ortosa, cuarzo, biotita, moscovita , topacio y micas de litio (Fernandez Lima, 1955).

Las numerosas vetas, más de 150, se emplazan en fracturas de variado rumbo (predominando nornoroeste-sursureste) con fuertes buzamientos hacia el estenoreste y oeste-suroeste hasta subverticales. Tienen espesores entre 0,10 y 1 metro.

Las vetas se alojan en el granito; las más importantes están en las cercanías del contacto con los esquistos. Cuando la estructura se interna en las metamorfitas, la mineralización se enangosta y empobrece hasta desaparecer (figura 4).

YACIMIENTO	GEOLOGIA Y MINERALOGIA	ESTRUCTURA	LABORES
Tres Sargentos 152 metros de	Vetas de cuarzo c/wolframita. Salbanda de biotita, contacto con granito Ayacucho.	Facturas subparalelas al contacto. Rumbo: NNO-SSE Inclinación: ENE y OSO.	labores relevadas (de un nivel).
El Salto	Vetas de cuarzo c/wolframita, calcopirita y scheelita alojadas en anfibolitas (310°/70° SO) en fracturas cerca del Gr. El Salto.	Fracturas subparalelas.	Rajo a cielo abierto y galería sobre veta. 255 m distribuidos en 4 niveles.
San Luciano	Vetas de cuarzo c/wolframita en metamorfitas.	Fracturas concordantes a esquistosidad del basamento.	Rajos a cielo abierto y galerías. (60 m).
Agua Verde	Vetas de cuarzo c/wolframita diseminada en metamorfitas cerca del contacto Gr. El Salto	Se alojan en fallas con R 259°/ 70° SE	Socavones en 5 niveles.
Andacolla	Vetas de cuarzo con wolframita diseminada o en bolsones en anfibolitas	En fallas de Rumbo: 165°N	Rajos a cielo abierto y 120 m de galería.
La Rosario	Vetas de cuarzo c/wolframita diseminada en metamorfitas	Rumbo:320° Inclinación: subvertical	80 m de labores en dos niveles
Ayacucho	Vetas de cuarzo c/wolframita diseminada en granito y anfibolita.	Rumbo: 160° Inclinación: NE	Rajo de 4 m socavón y 12 m de galería.

Tabla 1. Características principales de los yacimientos del grupo minero El Salto.

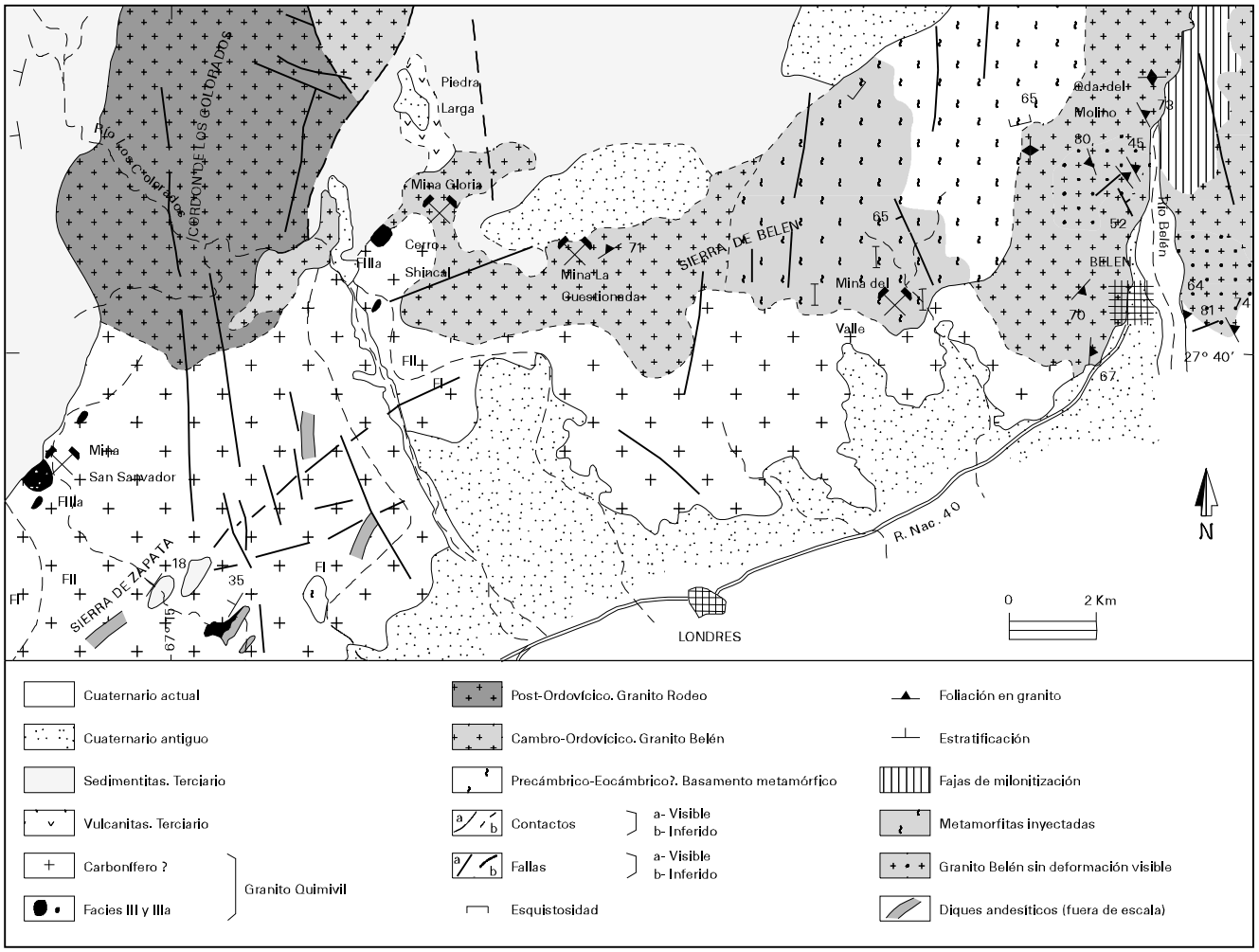


Figura 5. Mapa geológico de las Sierras de Belén y Sierra de Zapata y Cordón de Los Colorados (modificados de Lazarte y Guidi, 1997).

Son vetas de cuarzo portadoras de wolframita. Este mineral se presenta en cristales aislados en bolsones de cristales bien desarrollados, lo cual permitió una óptima beneficiación de la mena. En superficie se observan oxidos de hierro y cobre.

La alteración en las salbandas es silicificación y moscovitización., raramente supera los 0,20 m de espesor. En esta zona es dable encontrar wolframita diseminada.

Estos depósitos fueron muy trabajados hasta los años cincuenta. La totalidad de las labores mineras sobrepasan los 8 km de desarrollo.

GRUPO MINERO DEL VALLE

Con este nombre se denomina a un grupo de minas y manifestaciones ubicadas al sur de la sierra de Belén, 5 km al oeste de la localidad homónima (del Valle, Gloria y La Cuestionada). De este grupo se destaca la mina del Valle que le da el nombre al conjunto (figura 5).

Las metamorfitas son esquistos micáceos y cuarcitas de colores gris verdoso a oscuro. Estas metamorfitas están intruídas por un ortogneis biotítico, foliado de color gris y grano grueso (Granito Belén), (Lazarte y Gianfrancisco, 1995). Ambas rocas están intruídas por un leucogranito evolucionado de grano mediano que se compone de cuarzo, feldespato potásico y moscovita. con topacio y fluorita como minerales accesorios.

Las vetas de cuarzo, con espesores que varían entre 0,05 y 0,30 m, se alojan en fracturas de las metamorfitas cercanas al contacto con el granito evolucionado. Las vetas continúan cuando las fracturas se internan en el granito. Tienen rumbo principal noreste-suroeste y fuertes buzamientos al noroeste hasta subverticales. Sus corridas varían entre 90 y 225 metros.

El cuarzo es portador de wolframita, muy escasa calcopirita, otros minerales de ganga son fluorita, topacio, biotita, moscovita y turmalina. En superficie se observan oxidados de hierro y cobre.

Se han realizados laboreos a cielo abierto y subterráneo, estos últimos superan los 250 metros.

La secuencia de depositación de minerales es la siguiente: en primer lugar hay una alteración pervasiva de cuarzo-feldespato potásico muy difundida arealmente, desarrollada tanto en el granito gnéisico como en las metasedimentitas. Posteriormente sigue una etapa pegmatítica que desarrolla vetas y filones de hasta 0,5 m en el granito gnéisico y venillas de 2-5 cm en las metamorfitas. En una de estas etapas se forman fenoblastos de granate y topacio en las filitas y esquistos.

En la etapa hidrotermal continúa el metasomatismo sobre la roca de caja con silicificación. Luego se deposita casiterita y cuarzo I con escasas micas. Posteriormente ocurre una primera etapa de depositación de micas con biotita y moscovita, acompañadas en algunos casos por topacio y fluorita. En algunos sectores se desarrolla clorita. Con el cuarzo I se deposita una primera generación de wolframita. La segunda generación se deposita con el cuarzo II, masivo. Finalmente, en las vetas emplazadas en metasedimentitas, ocurre una segunda etapa «micácea» con biotita y moscovita, la que termina con una sericitización generalizada.

VINQUIS SUR

En el extremo sureste de la sierra de Vinquis, 36 km al sureste de la localidad de Tinogasta se encuentran vetas pegmatíticas y de cuarzo portadoras de wolframita alojadas en un granito gris rosado de grano grueso de características similares a las descritas anteriormente.

En este sector no se observa en las cercanías el contacto con las metamorfitas debido a la cubierta cuartaria no consolidada que cubre el área.

Los afloramientos son escasos, las pocas labores realizadas se encuentran aterradas. No se pudo definir el rumbo predominante.

CERRO NEGRO

El Cerro Negro es una unidad orográfica menor que se alinea subparalela al resto de las sierras.

El complejo metamórfico ocupa la mitad norte del cerro. Son esquistos y metavulcanitas.

En su sector sur aflora un cuerpo granítico de grano grueso, porfiroide, de color gris a rosado, con fenocristales de microclino en una matriz formada por cuarzo, microclino, oligoclasa, biotita y moscovita.

Todas las vetas de cuarzo y turmalina portadoras de scheelita se emplazan en fracturas que afectan a las metamorfitas. Las minas reconocidas son: Virgen del Valle, Marcelino, Don Alberto, San Patricio, Santa Rosa y Don Angel. Las ubicadas en el sector norte tienen rumbo nornoreste-sursuroeste a norte-sur y fuertes buzamientos al este y oeste. Las del sector sur se orientan al nornoroeste-sursureste y buzan al oeste.

Tienen espesores que varían entre 0,05 y 1,5 metros. Sus corridas también son muy variables, en el caso de las minas Virgen del Valle y Marcelino superan los 800 metros.

La turmalinización afecta a los esquistos que conforman las cajas y se extiende en algunos casos hasta 0,50 m desde las salbandas.

Martínez (1978) menciona la presencia de escasa wolframita, oro(?), pirita y calcopirita.

Los criaderos han sido explotados a cielo abierto de manera rudimentaria en varios sectores. Se realizaron labores subterráneas de corta extensión.

El Cerro Negro es un distrito wolframífero que tiene características diferentes a las del resto de los sectores descriptos, no sólo por la presencia casi exclusiva de scheelita como mena de wolframio, sino por la turmalinización de las cajas y la inexistente relación superficial de las vetas con el contacto con el intrusivo.

GRUPO MINERO LA MESADA

Se ubican en la sierra de Altohuasi-Culampajá, 8 km al norte de la localidad de Corral Quemado. En la quebrada de La Mesada se emplazan las vetas de San Isidro y La Banda (Aspilcueta, 1959; Avila y Velazco Robles, 1983; Avila *et al.*, 1987) en una extensión de alrededor de medio kilómetro cuadrado (figura 6).

Las vetas de cuarzo portadoras de wolframita están alojadas en fracturas submeridianas y buzamiento 20° a 30°E que afectan la Formación Loma Corral.

Las metamorfitas son esquistos con grado variable de inyección, el ortogneis Chango Real aflora alrededor de 100 m al este del sector mineralizado.

Las vetas de cuarzo hialino, de hasta 0,20 m de espesor, presentan "ojos" de wolframita, escasa pirita y óxidos de hierro y ocres de bismuto. Se observa turmalinización y moscovitización en las salbandas.

Existen afloramientos en tres sectores bien definidos dispuestos de manera discontínua en un rumbo submeridiano. La corrida en cada sector varía entre 100 y 150 metros.

Han sido trabajadas en la década del 50. Se hicieron laboreos a cielo abierto y subterráneo que totalizan los 400 m de extensión.

Dentro de este grupo se incluyen vetas de características similares pero con escasa mineralización que afloran en las lomas de Pachao, al norte de la Quebrada de la Mesada.

PAPACHACRA

En las proximidades de la localidad de Papachacra existen manifestaciones vetiformes de wolframio en El Aragonés y Piedra Calzada.

Son vetas de cuarzo escasamente mineralizadas con wolframita, mica, pirita y óxidos de hierro que se emplazan en el basamento metamórfico en las cercanías del contacto con el granito Papachacra. Tienen rumbo nornoreste-sursu-

roeste, subverticales, con espesores de hasta 10 centímetros. En ellas se desarrollaron trabajos a cielo abierto y pocos metros de laboreos subterráneos. En Piedra Calzada se realizaron destapes prospectando por wolframio y topacio (Soulier, 1982 y Avila y Porto, 1982).

YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE ESTAÑO

Los yacimientos y manifestaciones de estaño se distribuyen irregularmente dentro de un área de 450 km^2 ubicada en el sector centro-occidental del área wolframífera (figura 1).

Por su paragénesis y el tipo de alteración se considera que son de origen hidrotermal (hipotermal) relacionados fundamentalmente con greisenización.

GRUPO MINERO LOS ÁRBOLES-LOS RATONES

En este grupo se incluyen todas las minas relacionadas con el plutón de Los Ratones emplazados en la sierra de Fiambalá, aproximadamente 10 km al este de la localidad homónima (Arrospide, 1980). En un área de alrededor de 7 km^2 se ubican los principales pedimentos (San Alfredo, Buena Esperanza, Fiambalá, San Jorge, Santa Bárbara entre otras, figura 1).

Este distrito ya fue descripto en el acápite de los yacimientos de wolframio.

La mineralización de estaño se presenta solo bajo la forma de casiterita y se encuentra irregularmente distribuída en cuatro tipo de asociaciones en donde aparece diseminada y en concentraciones: en masas feldespáticas y rocas graníticas; en el pórfiro granítico; en greisen y en vetas de cuarzo.

En el primer tipo, debido a la escasez de sus afloramientos y a las dimensiones reducidas de los mismos, presenta poco interés económico. En cuanto a la mineralización en el pórfiro, la casiterita aparece únicamente como un mineral accesorio dentro de la roca. En el greisen la presencia de casiterita es escasa e irregular y debido a los bajos tenores de estaño no se la considera como de importancia económica. Es en las vetas de cuarzo donde aparecen las mayores concentraciones de casiterita. La misma forma "ojos" o "bolsillos" de distribución irregular.

La casiterita se presenta asociada a pirita, fluorita, topacio muy escasa calcopirita y wolframita.

La orientación principal de las vetas y fajas de greisen varía de nornoroeste-sursureste a nornoreste-sursuroeste con buzamientos predominantes al este entre 40 y 70°. Tienen espesores muy variables, desde finas guías hasta alrededor del metro, de igual modo, sus corridas varían entre decenas hasta varias centenas de metros en forma discontínua.

La alteración de la roca de caja está representada por fenómenos de greisenización. Las zonas con mayor desarrollo de este tipo de alteración se encontrarían en la Mina Los Viejos y San Alfredo, así como también en el sector suroriental del distrito donde aparecen Ofelia, La Argentina, y Santa Inés entre otras. Arrospide (1980) reconoce de acuerdo a la composición mineralógica y a los porcentajes relativos tres tipos de greisen: greisen de cuarzo-mica (San Alfredo y San Marcos); greisen de topacio-mica (San Marcos y Ofelia) y greisen de sericita-cuarzo (Fiambalá y San Jorge).

Las labores mineras se realizaron principalmente en San Alfredo, en esa mina se superaron los 600 m de labores subterráneas. Las otra minas, menos desarrolladas, se ex-

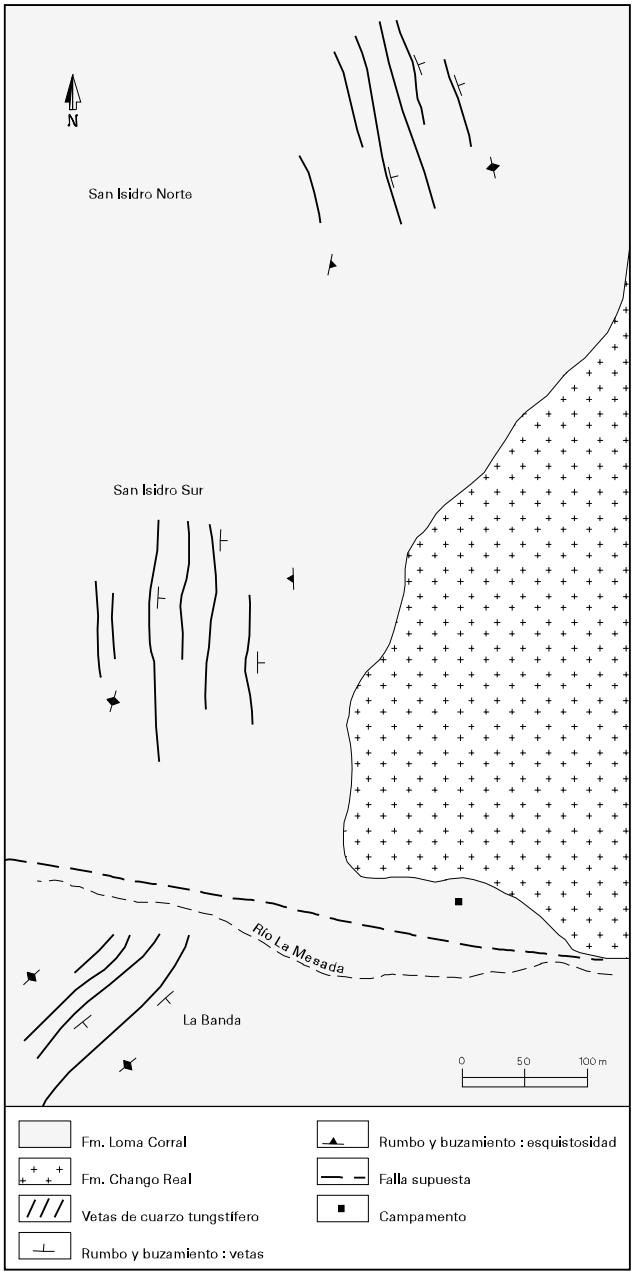


Figura 6. Bosquejo geológico del sistema de vetas del grupo La Mesada (modificado de Aspilcueta, 1959).

plotaron a cielo abierto y mediante galerías de corto recorrido.

VIL ACHAY

Este yacimiento está vinculado con el stock granítico de El Salto emplazado en el sureste de la sierra de Fiambalá, 26 km al nornoroeste de la localidad de Tinogasta.

Es un granito equigranular de grano mediano a fino de color gris a rosado con cuarzo, plagioclasa parcialmente albitizada, ortosa y biotita con apatito y fluorita como accesorios que está emplazado en las anfibolitas del Gabro Fiambalá.

Existe un dique granítico que intruye a ambas rocas, de rumbo nornoroeste-sursureste y buzamiento 60°O, subparalelo al contacto granito-anfibolita. Tiene un espesor entre 6 y 9 m y una corrida del orden del kilómetro (figura 7).

La mineralización se aloja en los primeros 100 m del dique, a partir de su intersección con el cuerpo de El Salto. El mineral de mena mas importante es casiterita que se presenta diseminado en el dique y formando stockworks en zonas limitadas por fracturas que forman lazos sigmoides elongados en sentido norte-sur con una potencia de hasta 3 m, dispuestos «en echelón» (Avila, 1982). Estos lazos se encuentran en el dique aunque a veces se extienden a las cajas (figura 8).

Se observa magnetita asociada a casiterita, calcopirita, bornita, calcosina, covelina y oxidados de cobre. Cravero (1974) menciona además la existencia de stannita.

Los minerales de ganga son albita, cuarzo, fluorita, lepidolita, zinnwaldita y topacio.

La alteración general de la roca es sericítica,y argílica suave a moderada con cloritización incipiente. Hay limonitización moderada a fuerte. La albitización de las plagioclasas está relacionada con una mayor mineralización de estaño. La alteración mas importante relacionada con la mineralización es la albitización-greisenización.

Esta mina fue explotada de manera discontinua hasta la década del ochenta. En ella se desarrollaron tres niveles principales y sus realces.

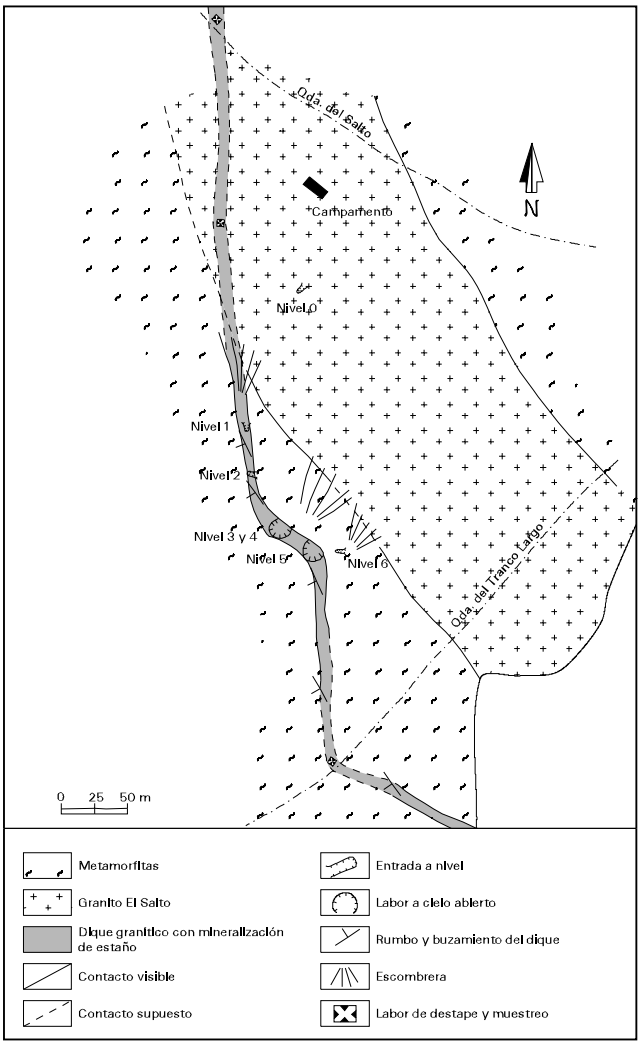


Figura 7. Mapa geológico y localización del dique donde se aloja la mineralización en el yacimiento de Vil Achay.

GRUPO MINERO EL FRAILE

Este grupo de minas (Las Champas, Progreso Argentino y El Fraile) se encuentra en el cordón de Las Lajas, aproximadamente 23 km al oestenoroeste de la localidad de Londres (figura 9).

En la zona afloran metamorfitas, un cuerpo granítico de grano medio a grueso de color rosado con características mineralógicas similares a las descriptas anteriormente y sedimentitas continentales de edad terciaria (Tezón, 1957 y Angelelli, 1984).

Las vetas de cuarzo portadoras de casiterita y las fajas de greisen mineralizadas se encuentran en el granito aunque también se extienden a los esquistos (figura 10). Además de casiterita aparecen hematita, fluorita, biotita y topacio.

Las estructuras mineralizadas tienen un rumbo nornoroeste-sursureste a norte-sur, espesores de hasta 0,15 m en las vetas y hasta 1 m en las fajas de greisen, y corridas discontinuas de hasta 250 metros.

Se realizaron decenas de galerías cortas sobre vetas. El total de laboreo realizado supera los 400 metros.

ZAPATA NORTE

Las manifestaciones y depósitos (San Salvador y San Vicente) se encuentran en el centro-norte de la sierra de Zapata, 14 km al oeste de la localidad de Londres (Angelelli, 1984; Avila y Papetti, 1987), véase mapa adjunto (figura 5).

En el área de la mina San Salvador afloran solamente granitos y sedimentitas continentales de edad terciaria.

El granito es de tipo evolucionado, tiene cuatro facies diferenciadas (Olivieri, 1950; Lazarte, 1994) cuyas composiciones varían de sieno a monzogranito. Está constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, topacio y fluorita.

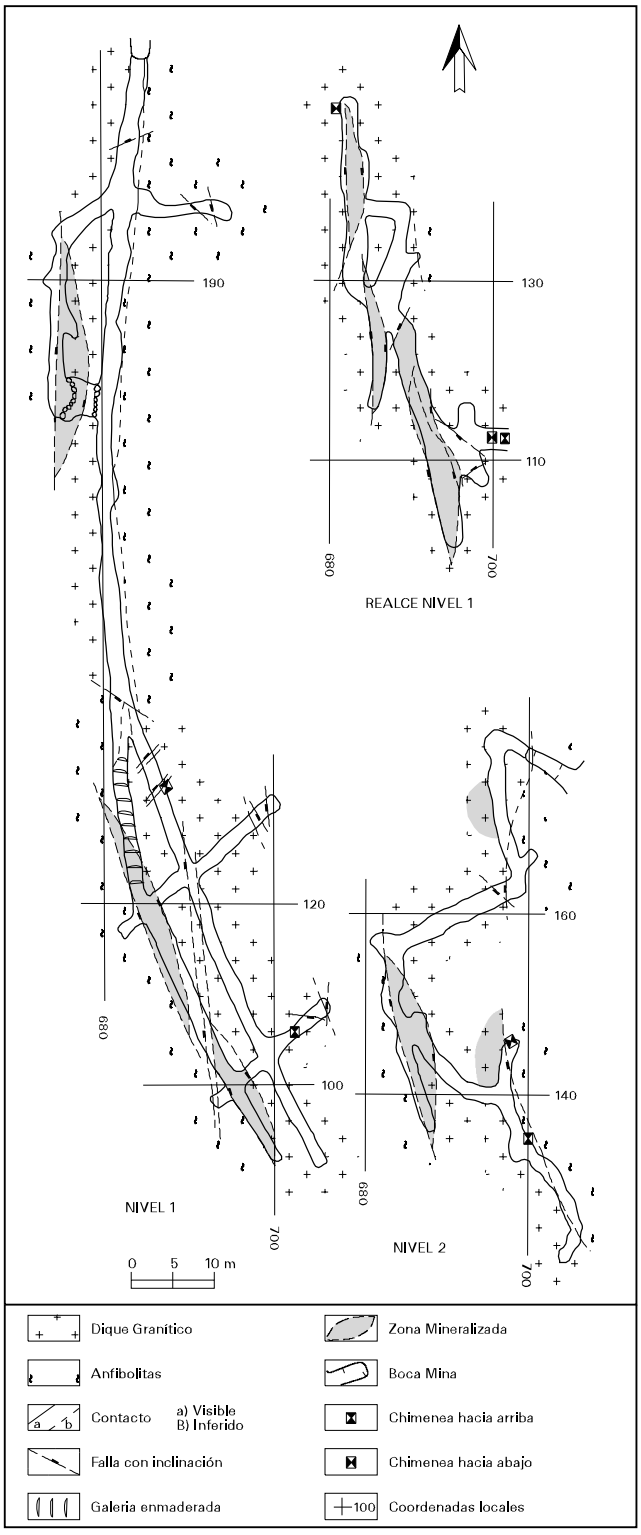


Figura 8. Relevamiento geológico de la mina Vil Achay (Ávila, 1982).

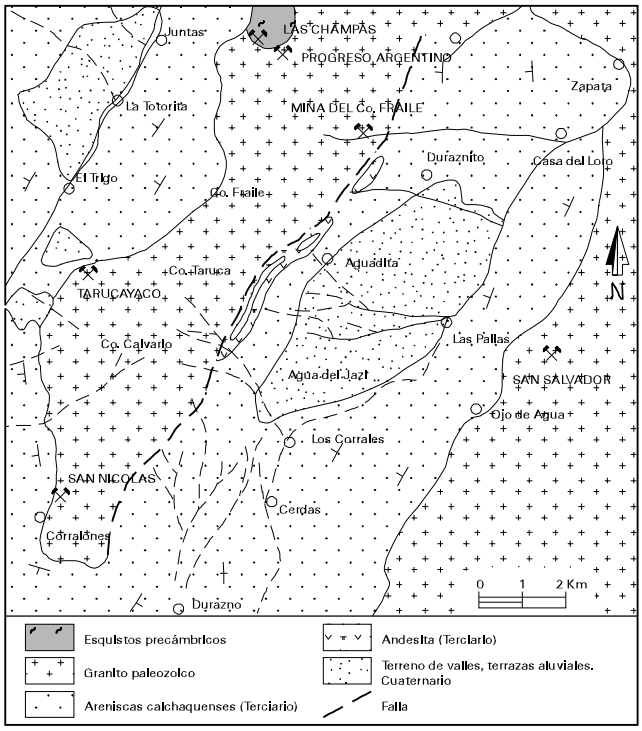


Figura 9. Relevamiento geológico minero de la región Cerro del Fraile (Tejón, 1957).

Las vetas de cuarzo portadoras de casiterita y las fajas de greisen se emplazan en el granito. Tienen rumbo principal nornoroeste-sursureste y buzan 60° al este. Además de casiterita se encuentra fluorita, topacio, sericita y micas.

Los espesores varían de algunos centímetros hasta dos metros. Es común el hábito bolsonero en el vetas y fajas de greisen, las que tienen corridas discontinuas.

En todo el sector se han ejecutado trabajos a cielo abierto y subterráneos que alcanzan los 500 metros.

ZAPATA SUR

Los criaderos (Tres Picos y La Favorita) se encuentran en el centro-sur de la sierra de Zapata, 20 km al oeste-suroeste de la localidad de Londres (Tezón, 1957).

En la zona afloran solamente rocas graníticas de características similares a las del sector norte.

La mineralización, es muy escasa, se presenta en vetillas de cuarzo y fajas de greisen de rumbo general noreste-suroeste e inclinación variable. Se observa casiterita, micas, y feldespatos alterados.

En sectores se formaron depósitos eluviales los cuales fueron explotados por métodos rudimentarios.

Más al sur, sobre la ladera occidental de la Sierra de Zapata se encuentra la mina San Cristóbal. Son labores sobre una veta de cuarzo orientadas 32-38°NE con una inclinación 64-76°SE, y una potencia media de 0,67 m (Tezón, 1957). El cuarzo es blanco con manchas de óxidos de hierro y oquedades rellenadas por drusas de topacio y cuarzo.

La mena es casiterita microgranular pardo oscura diseminada en el cuarzo.

La roca de caja es un granito grueso porfírico color rosado con zonas con impregnación de hematita y carbonato de calcio.

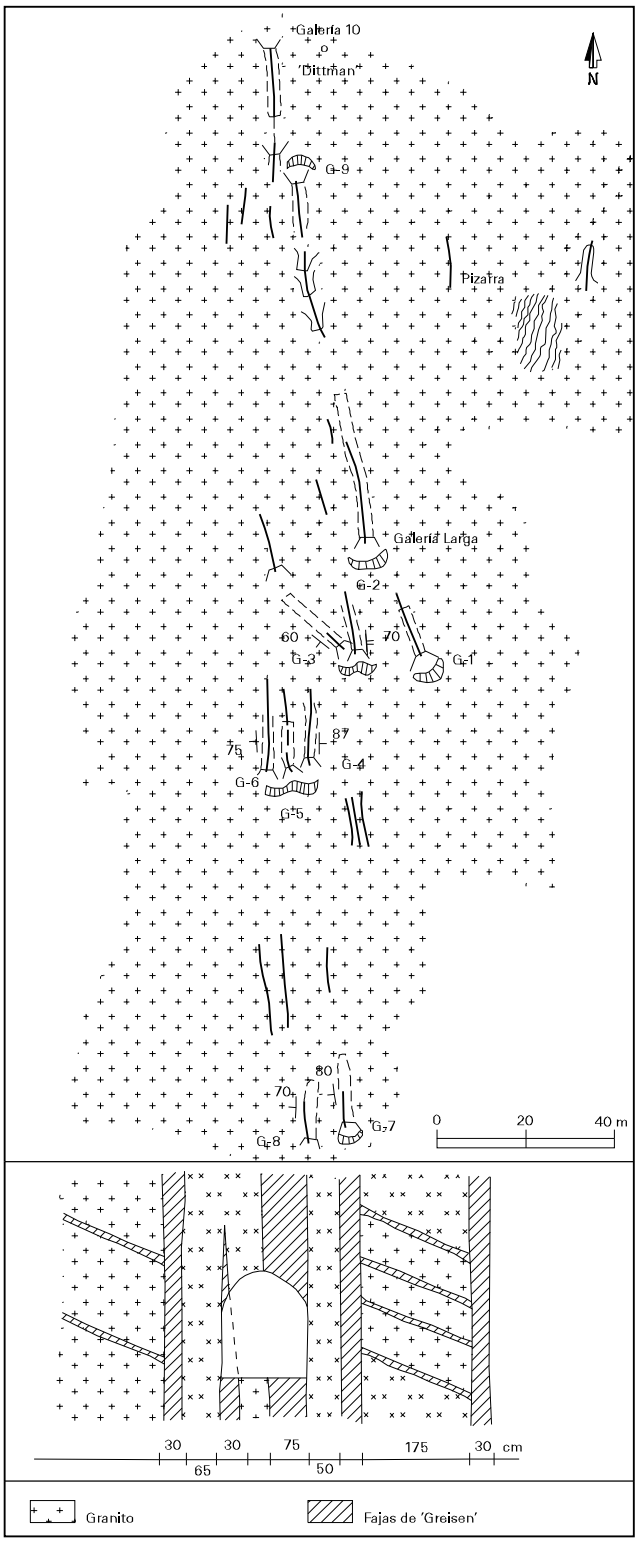


Figura 10. Bosquejo geológico de la mina El Progreso Argentino (Angelelli, 1945).

Minerales	Primarios	Secundarios
Feldespato K		
Granate		
Cuarzo		
Biotita		
Moscovita		
Micas (n.i.)		
Sericita		
Clorita		
Wolframita		
Casiterita		
Topacio		
Fluorita		
Magnetita		
Py-Cpy		
Mal.-Azur.		
He-Goe.		
Limonitas		

Tabla 2. Paragénesis mineral (todas las vetas) (Lazarte y Gianfrancisco, 1995).

Las alteraciones que se observan son sericitización y caolinización intensa y fajas de greisen.

MODELO GENÉTICO

Por las relaciones de campo, la paragénesis mineral (tabla 2) y el tipo de alteración se considera que los depósitos de wolframio y estaño tratados en este capítulo son hidrotermales de alta temperatura asociados a fluídos tardío magmáticos relacionados con rocas graníticas evolucionadas postectónicas de posible edad carbónica.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, CIC.*

Arrospide, A., 1980. Metalogénesis de la Sierra de Fiambalá en el sector comprendido entre la Quebrada de Los Arboles y de Los Ratones. Catamarca. *Tesis Doctoral. Facultad deCiencias Naturales y Museo de La Plata,* inédito.

Aspilcueta, J., 1959. Minas San Isidro y La Banda, Distrito de San Fernando, departamento Belén, provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito.

Avila, J. C., 1982. Estructura y Mineralización del Yacimiento de Estaño de Vil Achay, provincia de Catamarca, Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Argentino, Actas,* 2: 633-651.

Avila, J. C., 1988. Depósitos tungstíferos de las sierras de Fiambalá y Zapata, Catamarca, definición de sus metalotectos. *3º Congreso Nacional de Geología Económica,* 1:237-250. Buenos Aires.

Avila, J. C., 1992. Metalogénesis de Estaño y Tungsteno en la provincia de Catamarca, Argentina. *Acta Geológica Lilloana,* 17:2.

Avila, J. C., J. E. Lazarte y L. E. Velazco Robles, 1987. Metalogénesis del distrito minero de Culampajá y Papachacra, provincia de Catamarca, República Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 209-212. San Miguel de Tucumán.

Avila, J. C. y L. Papetti, 1987. Depósitos Estanníferos de las Sierras de Fiambalá y Zapata (Catamarca). Definición de sus Metalotectos. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 47-50. San Miguel de Tucumán.

Avila, J. C. y J. C. Porto, 1982. Presencia de topacio en el contacto granito-basamento del área de Papachacra, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana,* 16 (1): 215-220.

Avila, J. C. y L. Velazco Robles, 1983. Relevamiento minero de las sierras de Altohuasi y Culampajá, Belén, Catamarca. *2º Congreso Nacional de Geología Económica.,* 1:11-27.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *2º Simposio de Geología Regional Argentina,* 1: 224-291.

Cravero, O., 1974. Area de reserva N° 47 Fiambalá Zapata. Estudio geológico minero mina Vil Achay. *Servicio Geológico Minero,* inédito. Tucumán.

Fernández Lima, J. C., 1955. Informe geológico de la mina de wolfram San Antonio, departamento Belén, provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Grissom, G., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: sierra de Fiambalá, northwestern. *Stanford University. Phd Thesis.* 262 pp.

Lazarte, J. E. 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Tesis Doctoral,* inédito. 270 pp.

Lazarte, J. E. 1994. Aspectos petrográficos y estructurales de la alteración de las manifestaciones estanníferas de San Salvador, sierra de Zapata, Catamarca. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas:* 191-200.

Lazarte, J. E. y M. Gianfransisco, 1995. Geología y alteración de las vetas tungstíferas de la sierra de Belén, Catamarca. *5º Congreso Nacional de Geología Económica,* 374-384.

Martinez, L., 1978. Geología del área de Cerro Negro, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales,* inédito.

Oliveri, J. C., 1950. Contribución al conocimiento de la geología y génesis del yacimiento estannífero El Salvador. Departamento Belén, provincia de Catamarca. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis doctoral,* inédito.

Rapela, C., A. Toselli, L. Heaman y J. Saavedra, 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic Arc in the southern Andes.In: Kay,S. & Rapela, C.(Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper,* 241:77-90.

Soulier, F., 1982. Geología de las manifestaciones de W y Bi de Piedra Calzada, departamento Belén provincia de Catamarca. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,* inédito.

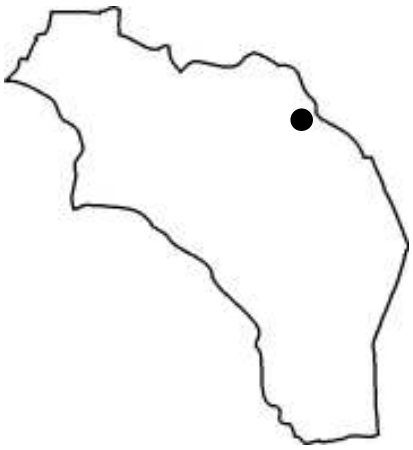
Tezón, R. V., 1957. Minería de la Hoja 13 C Fiambalá. *Dirección Nacional de Minería, Anales,* 5: 127. Buenos Aires.

Tomsic, S. 1979. Estudio geológico-económico del sector sur oriental de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, i*nédito.

Tomsic, S., J. C. Avila y J. E. Lazarte, 1995. Metalogénesis asociada a magmatismo ácido en el sur de la sierra de Fiambalá, Catamarca, República Argentina. *9º Congreso Latinoamericano de Geología* (FIAMBALA FIAMBAF 1,2). Caracas.

Turner, J. C., 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca, Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26: 1-2.

Avila, J., J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata, 1999. Metalogénesis de estaño y wolframio de la sierra de Mazán, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 575-579, Buenos Aires.



METALOGÉNESIS DE ESTAÑO Y WOLFRAMIO DE LA SIERRA DE MAZÁN, LA RIOJA

Julio Avila[1,2], José E. Lazarte[1,2], Miguel Gianfrancisco[1] y Ana S. Fogliata[1,2]

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Mazán se encuentra ubicada entre las coordenadas 28°37' y 28°56' de latitud sur y 66° 0' y 66°38' de longitud oeste. Está limitada al este y al norte por el Bolsón de Arauco, al sur por la Sierra de Upinango, y al oeste por el bolsón de Mazán, que la separa de la Sierra de Ambato.

En ella se emplazan tres yacimientos, que en orden decreciente de tamaño son: La Descubridora (estaño), Yanacoya (wolframio) y Perseverancia (wolframio) (figura 1).

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

La primera mención de la presencia de casiterita en la Sierra de Mazán fue hecha por de M. de Moussy (1869) y posteriormente por Bodenbender (1903), pero el primer trabajo geológico se remonta al año 1913 y fue realizado por Keidel y Schiller. Estos autores centraron sus estudios en la porción norte de la sierra conocida con el nombre de cerro Mazán describiendo a las rocas graníticas aflorantes y los diques con casiterita y wolframita de La Descubridora y Yanacoya respectivamente.

En 1916 Beder hace referencia a los filones de cuarzo con wolframita y casiterita de Mazán destacando la presencia simultánea de ambos minerales en un mismo yacimiento. En 1971 Vergara realiza una descripción del yacimiento La Descubridora y posteriormente Angelelli *et al.* (1977) lleva a cabo el estudio mineralógico comparativo de casiteritas argentinas (incluida la de Mazán).

Se conocen también trabajos petrológicos de los granitoides de Mazán como el de Rossi de Toselli *et al.* (1985) y Schalamuk *et al.* (1989). Estos últimos realizan un estudio geológico-mineralógico del sector este de la sierra. Posteriormente Toselli *et al.* (1990) estudian las rocas cataclásticas del sector sur, mientras que (Toselli *et al.*, 1991) caracterizan geoquímicamente las rocas graníticas y sus enclaves en la zona Carrizal-Mazán.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra forma parte del ambiente geológico de Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979). Las rocas más antiguas corresponden a metamorfitas de la Formación La Cébila (González Bonorino, 1951) de edad precámbrica superior-cámbrica inferior (Nullo, 1981). Está representada en su extremo sur, en la quebrada de Arauquito y en la quebrada de Los Pozuelos sobre la ladera occidental. Corresponden a filitas cuarzo-moscovíticas de color gris verdoso con esquistosidad predominante noroeste-sureste e inclinaciones entre 50° y 55°E.

La mayor parte de los afloramientos corresponden a rocas graníticas definidas por Keidel y Schiller (1913) como granito Viejo y granito Nuevo. Ambos tipos de granitos fueron denominados posteriormente por Fogliata y Avila (1997) como granito Mazán y granito La Quebrada respectivamente.Toselli *et al.* (1998), denominan como Formación Señor de La Peña a un conjunto de granitos de Sierras Pampeanas Orientales que se caracterizan por ser porfíricos, y contener cordierita además de biotita y moscovita, granate, andalusita y sillimanita. El granito Mazán y La Quebrada quedan incluidos dentro de este nombre formacional.

[1] *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.*

[2] *CONICET.*

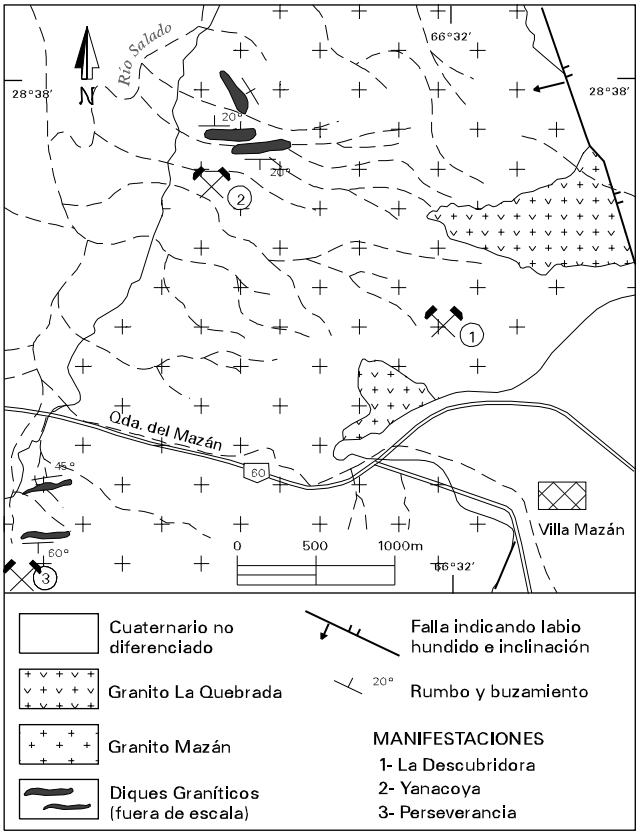


Figura 1. Mapa geológico de la Sierra de Mazán.

El granito Mazán tiene textura porfírica (megacristales de microclino pertítico), es de grano grueso a medio y presenta inclusiones de xenolitos metamórficos. El granito La Quebrada es una roca inequigranular de grano medio a fino. Asimismo existen numerosas rocas filonianas de composiciones variables: diques graníticos a tonalíticos, aplitas graníticas, pegmatitas graníticas simples y zonadas y diques de cuarzo, vinculados todos ellos espacial y genéticamente al granito La Quebrada.

Toselli *et al.* (1996) caracteriza a los granitoides de Mazán como granitos peraluminosos, ricos en potasio y con bajos contenidos en calcio, características geoquímicas éstas que los hace asimilables a granitos colisionales de emplazamiento somero.

Para Ramos (1988) los granitoides de Mazán junto a los de Velasco constituyen parte del arco magmático de las Sierras Pampeanas Occidentales originado durante el ciclo orogénico Famatiniano (465 a 385 Ma).

Rapela *et al.* (1996) llevan a cabo nuevos estudios geoquímicos en rocas graníticas de distintos sectores de Sierras Pampeanas, definiendo una Faja Batolítica Central en donde existen afloramientos de granitos denominados por estos autores como GFP (granitos fuertemente peraluminosos) ricos en cordierita y otros silicatos de aluminio. Dentro de este tipo especial de granitos Rapela *et al.* (1996) incluyen a los granitoides de Mazán a los que consideran como afines a granitos formados por fusión cortical con aporte sedimentario, asociados normalmente a colisiones arco-continente o continente-continente. Estos autores consideran a los granitoides fuertemente peraluminosos de Sierras Pampeanas Orientales como unidades silíceas de gran distribución en donde la fusión cortical es el origen de los magmas graníticos con reciclamiento cortical como proceso fundamental.

Las rocas terciarias de la zona de estudio están representadas por la Formación Salicas y las formaciones cuaternarias son Coneta (Nullo, 1981) del Holoceno inferior y sedimentos fluvio-eólicos del Holoceno superior.

DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS

LA DESCUBRIDORA

Se ubica en el extremo austral de la ladera oriental del Cerro Mazán, que constituye la porción norte de la Sierra de Mazán. Los únicos datos que se conocen con el objeto de determinar los contenidos de estaño en La Descubridora corresponden a Vergara (1971) que en un trabajo inédito menciona 0,25% de estaño como la ley más alta para este yacimiento, aunque probablemente las leyes de minado fueron más altas que la citada.

Este yacimiento fue explotado en las primeras décadas del siglo, encontrándose todavía vestigios de explotación a cielo abierto en pequeña escala, aunque la mayor actividad minera se llevó a cabo con métodos subterráneos. Se han desarrollado varios centenares de metros de labores horizontales distribuidas en distintos niveles, todas ellas comunicadas al exterior aprovechando la topografía de la zona. Por lo general, las labores se desarrollaron "veta en mano" y se explotaban en realce desde la galería, las que en la actualidad están en general en buen estado de conservación.

El yacimiento está emplazado en el granito Mazán (figura 2), afectado por intensa alteración meteórica cuya textura porfírica queda definida por megacristales de feldespato pertítico en una pasta compuesta por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, apatita, turmalina, fibrolita y moscovita, además de cordierita, granate y andalucita (Schalamuk *et al.*, 1989) ; y en el contacto de este con el granito La Quebrada inequigranular, de composición mineralógica similar pero carente de biotita (salvo en las zonas cercanas al contacto). No en todos los lugares donde hay mineralización aflora el granito La Quebrada, pero siempre están cercanas sus apófisis y diques asociados.

La mineralización se ubica en diques de cuarzo acompañados por moscovita, los que se encuentran fracturados y desplazados por lo que es difícil medir su corrida. La potencia oscila entre 0,3 y 3 m con rumbo general oestenoroeste-estesureste e inclinaciones variables, con preferencia al norte. El cuarzo de las vetas es blanco-grisáceo con tinte ferruginoso en sectores, estructura maciza y está acompañado por moscovita, aislada o en racimos que no exceden los 7 mm

de tamaño en la zona central de las vetas. Hacia las salbandas el contenido de moscovita aumenta considerablemente.

La mena es casiterita parda oscura con signos de fracturación. Aparece en bochones aislados dentro de la masa cuarzosa (0,2 a 3 cm), es idiomórfica y zonada. Se reconocen otros minerales primarios en las vetas tal es el caso de pirita, arsenopirita, calcopirita, escasa wolframita e ilmenorutilo. Schalamuk *et al.* (1989) enumera los siguientes minerales secundarios: hematita, limonita, tungstita, sheelita, sericita, epidoto, clorita y yeso.

En las salbandas de las vetas la alteración se manifiesta a través del desarrollo de un greisen de color verdoso de poco desarrollo que suele encontrarse también en el contacto de los dos granitos. Por su contenido mineralógico puede ser clasificado como un greisen de cuarzo y mica (70%-92% de cuarzo y 8%-30% mica), según Boulan *et al.* (1967) o de cuarzo-moscovita (con escasa casiterita) según Scherba (en Smirnov, 1982).

En el cuarzo de las vetas de La Descubridora, portador de la mineralización que microscópicamente se presenta como cristales anhedrales con extinción ondulosa discontinua (efectos deformativos moderados) y venillas con textura mortero del mismo mineral en dos direcciones (reticulado), se llevó a cabo el estudio petrográfico y termométrico de las inclusiones fluidas contenidas con el fin de determinar las características físico-químicas de los fluidos mineralizantes. De esta forma, se determinaron inclusiones fluidas de tamaño variable (<2 a 14 m) de origen primario, pseudosecundarias y secundarias tardías (Fogliata *et al.*, 1998).

Los resultados de los estudios termométricos muestran un histograma de temperaturas de homogeneización con tendencia bimodal. Para las inclusiones secundarias se determinó una temperatura de homogeneización media de 222°C, mientras que para las primarias y pseudosecundarias la media es de 328°C. Esta temperatura debe considerarse como la temperatura mínima de entrampamiento. Ambos tipos de inclusiones parecerían corresponder a un mismo fluido con distintas proporciones de CO_2 (siempre baja) y salinidad constante (alrededor de 6% equivalente en peso de NaCl). Las inclusiones secundarias podrían haberse entrampado con posterioridad, pero a partir del mismo fluido (Fogliata *et al.*, 1998).

YANACOYA

Está ubicado a unos 3.000 m hacia el sur (medidos desde el extremo norte) sobre el flanco occidental del cerro Mazán. El acceso puede realizarse desde Villa Mazán por la Ruta Nacional 60 atravesando la quebrada de Mazán hasta empalmar con un camino de ripio.

Los únicos datos en cuanto a consideraciones económicas de este yacimiento que se conocen datan de Keidel y Schiller (1913) quienes mencionan la extracción de 7 t de wolframio de un bolsón mineralizado, abandonándose luego la explotación debido a los bajos tenores.

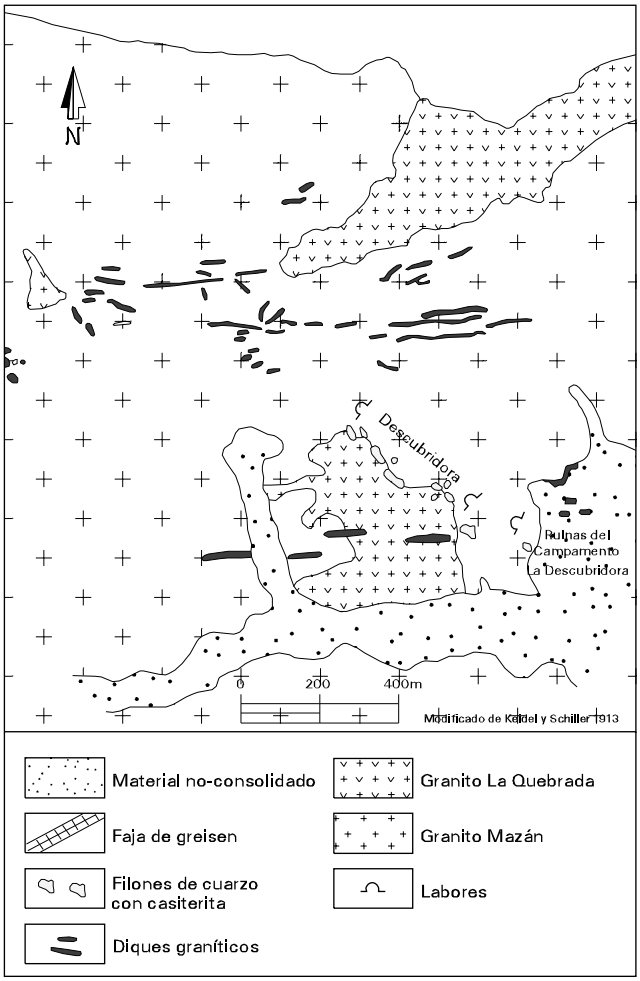


Figura 2. Mapa geológico de la mina La Descubridora.

Fue explotada hace ya varias décadas. La explotación se llevó a cabo a cielo abierto a pequeña escala. La labor tiene un ancho aproximado de 4 m y se desarrolló en sentido del rumbo de la veta alrededor de 30 metros. La profundidad máxima alcanzada es de 5 metros. Esta se puede considerar con la profundidad límite, pues la roca del techo no ha sido extraída. También se desarrolló una pequeña labor horizontal y una chimenea, las que están en parte aterradas.

La roca de caja es el granito Mazán, en el que se distinguen para este sector según Fogliata y Avila (1997) tres juegos principales de diaclasas: rumbo N290° y buzamiento entre 71° y 76° S; rumbo 275° y buzamiento 29° y 31°N ; y rumbo N195° y buzamiento entre 64° y 73°E.

Fogliata y Avila (1997) describen a este yacimiento como conformado por dos vetas de cuarzo con moscovita subordinada, separados por una quebrada de rumbo norte-sur (figura 3). La veta norte está emplazada en el flanco septentrional de dicha quebrada con rumbo N265° y buzamiento 16°N. La veta sur aflora sobre el flanco austral de la quebrada con rumbo N28O° y buzamiento 20°S. Las dos vetas portadoras de mineralización tienen una potencia

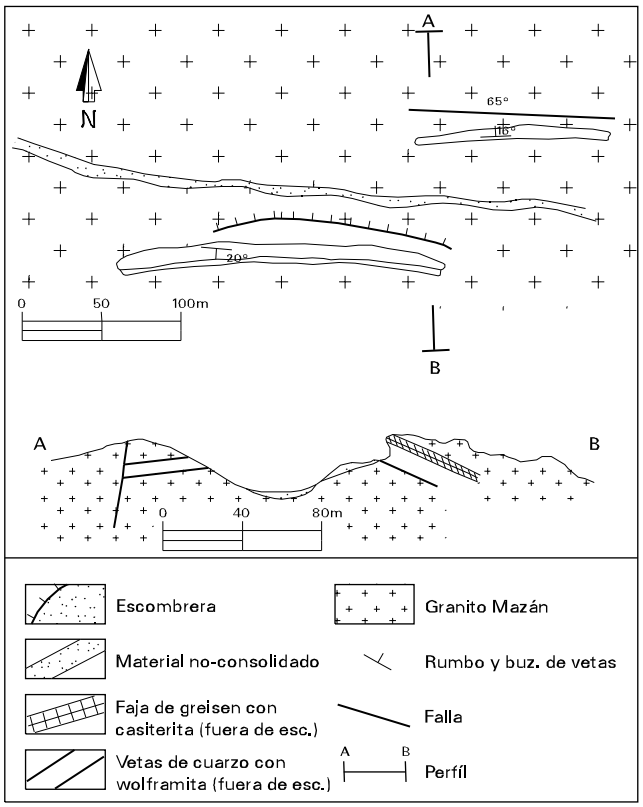


Figura 3. Mina Yanacoya. Bosquejo geológico.

media de 2 m y se observa que fueron trabajadas a lo largo de unos 100 m en su corrida.

La mena es wolframita y aparece acompañada por casiterita y escasa pirita (Fogliata *et al.*, 1998). La wolframita tiene habito tabular, color negro con brillo submetálico. Su tamaño no excede los 4 centímetros. Bajo la observación con luz reflejada se presenta en cristales blanco-grisáceos fracturados, con fuerte anisotropía e inmersos en la masa cuarzosa. La casiterita es de color pardo, presenta zonación y su tamaño varían entre 0,5 y 5 centímetros. Está siempre asociada con moscovita.

La alteración se limita a las salbandas y está representada por una roca gris de grano grueso a medio que fue clasificada como un greisen, y que se encuentra constituido por moscovita, cuarzo, turmalina y sheelita con casiterita enmascarando totalmente la roca de caja (Fogliata *et al.*, 1998).

Asimismo el ganito Mazán sufre una transformación intensa en los alrededores de las vetas ya que adquiere coloración rojiza, y sus feldespatos están caolinizados por completo.

En el cuarzo portador de la mena de Yanacoya, cuyos cristales son anhedrales existe la presencia de numerosas inclusiones fluidas de tamaños variables (2 a 13 m, aunque hay excepcionalmente algunas de mayor tamaño que superan las 20 m). El estudio termométrico de las inclusiones permitió la determinación de determinación de las temperaturas de homogeneización dando como resultados dos modas bien diferenciadas, una de alta temperatura a 330°C (correspondiente a inclusiones primarias y pseudosecundarias) y otra en 250°C (inclusiones secundarias). Las salinidades arrojaron valores semejantes (entre 6% y 7% equivalente en peso de NaCl) para los tres tipos de inclusiones observadas, lo que indicaría la existencia de un fluido original único, que se diferenciaría solo en la concentración de CO_2. La Th media para las inclusiones primarias-pseudosecundarias es de 327,3°C, y se la considera como la temperatura "mínima" de entrampamiento (Fogliata y González, 1998).

PERSEVERANCIA

Está ubicada sobre la ladera occidental de la Sierra de Mazán, al sur de la quebrada homónima (a unos 4.800 m medidos desde el puente de Villa Mazán). No se conocen para esta manifestación datos de leyes ni reservas.

La primera mención sobre Perseverancia fue hecha por Keidel y Schiller (1913) y posteriormente por Beder (1916).

Existe una sola labor desarrollada en forma perpendicular a un dique de cuarzo actualmente derrumbada.

La roca de caja es el granito porfírico Mazán. En esta zona el granito presenta numerosas diaclasas entre las que se reconocen tres juegos principales: rumbo N50° y buzamiento 45°NO; rumbo este-oeste y buzamiento 70°S ; y rumbo norte-sur y buzamiento 60°O (Fogliata, 1998).

Esta manifestación consiste en una zona de greisen desarrollada a ambos lados de un dique de composición cuarzosa principalmente con una potencia variable entre 1,5 y 2 m, con rumbo N50° y buzamiento 45° NO (Fogliata *et al.*, 1998).

El cuarzo del dique es de color blanco-grisáceo y estructura maciza. Lo acompañan lentes moscovíticos dispersos dentro de su masa. La mineralización, que está alojada en venillas cuarzosas que atraviesan la zona de alteración, consiste en wolframita de color negro y de tamaños variables: 0,2-0,5 cm a 5-7 cm de largo. Los cristales de mayor tamaño son tabulares y están acompañados por cristales blanco-amarillentos idiomórficos de sheelita, que no exceden los 0,3 centímetros.

La alteración es muy intensa y enmascara totalmente la textura del granito original (granito Mazán). Corresponde a un greisen de moscovita-topacio-turmalina y cuarzo subordinado (Fogliata, 1998).

Fogliata (1998) estudió las inclusiones fluidas de las venillas de cuarzo que contienen la mineralización de esta manifestación. Las temperaturas de homogeneización dieron como resultado un histograma con distribución bimodal. La temperatura de homogeneización media es de 338°C (correspondiente a inclusiones primarias y pseudosecundarias). Se considera a esta temperatura como la "mínima" de entrampamiento a partir de un fluido liquido acuoso con un contenido variable, pero siempre bajo en CO_2. Los dos tipos de inclusiones fluidas estudiadas parecerían tener salinidades bastante parecidas, las que varían entre 4% y 6% en peso equivalente de NaCl.

MODELO GENÉTICO

Por la paragénesis mineral, tipo de alteración y características físico-químicas de los fluidos responsables de la mineralización, se considera que los depósitos estano-wolframíferos de la Sierra de Mazán se corresponden con depósitos hidrotermales de alta temperatura asociados a fluidos tardío magmáticos aportado por rocas graníticas peraluminosas, pos-tectónicas de alto nivel de emplazamiento. Este evento metalogenético se relacionaría con la actividad magmática que intruyó al granito La Quebrada (de posible edad carbonífera).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., E. Galloni, A. Arrospide, R. O. Korov y I. M. Cohen, 1977. Casiteritas argentinas. Su investigación mineralógica y geoquímica. *Obra del Centenario del Museo de La Plata,* 4: 119-135.

Beder, R., 1916. Los yacimientos minerales de wolfram de la República Argentina. *Dirección de Minería, Boletín, serie B,* 19. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1903. Criadero de óxido de estaño (casiterita) con escorodita y pirita arsenical en la provincia de La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 17: 372-375. Córdoba.

Boulan, H., Lachet y F. Malasek, 1967. Zur geology und mineralization der Zinnerzlagerstantten Altenberg. *Freib. Forch.. H. C* 218: 9-34. Leipzig.

Caminos, R., 1979. Sierras pampeanas noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En *Geología Regional Argentina,* 1: 225-291.

Fogliata, A. S., 1998. Estudio geológico y metalogenético de los recursos mineros de la Sierra de Mazán y sus alrededores, provincia de La Rioja. *1º Informe de Beca de Perfeccionamiento del CONICET*, inédito.

Fogliata, A. S. y J. C. Avila, 1997. Manifestaciones minerales de la ladera occidental del Cerro Mazán, provincia de La Rioja, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno,* 2:961-965.

Fogliata, A. S. y M. M. González, 1998. Estudio de inclusiones fluidas en las vetas cuarzo wolframíferas de Yanacoya, Sierra de Mazán, La Rioja. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Acta:* 71-75. Bahía Blanca.

Fogliata, A. S., G. Mas y J. C. Avila, 1998. Las wolframitas de Mazán, La Rioja: caracteres mineralógicos y composicionales. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Acta:* 77-82. Bahía Blanca.

González Bonorino, F., 1951. Una nueva formación precámbrica en el noroeste argentino. *Comunicaciones Científicas del Museo de La Plata,* 5.

Keidel, H. y W. Schiller, 1913. Los yacimientos de casiterita y wolframita de Mazán, en la provincia de La Rioja (República Argentina). *Museo de La Plata, Revista,* 20: 124-150.

Linares, E. y R. González, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B (Didáctica y Complementaria)* 19, 628 pp.

Lindgren, W., 1913. Mineral Deposits, *McGraw-Hill,* New York, 930 pp.

Moussy, M. de, 1869. Descripción Geógraphique de la Cófedération Argentine. Paris, 1860-64.

Nullo, F. E., 1981. Descripción geológica de la Hoja 15f, Huillapima, provincia de Catamarca. *Carta Geológica Económica de la República Argentina. Secretaría de Estado y Minería, Boletín,* 178.

Ramos, V. A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11 (3):168-174. Otawa.

Rapela, C. W., B. Coira, A. Toselli y J. Saavedra, 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior de Iberoamérica: 21-68. *Universidad de Extremadura.*

Rapela, C. W., J. Saavedra, A. J. Toselli y E. Pellitero, 1996. Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 337-353.

Rossi de Toselli, J., A. J. Toselli , D. Indri, J. Saavedra y E. Pellitero, 1985. Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminosos de las Sierras Pampeanas: el problema de los granitos cordieríticos. *AMPS* T16 N°1/4:55-64.

Schalamuk, I., A. J. Toselli, J. Saavedra, H. Echeveste y R. Fernández, 1989. Geología y Mineralización del sector este de la Sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. *AMPS* T20 N°1-4 :1-12.

Smirnov, V. I.,1982. Geología de yacimientos minerales. *De MIR*. Moscú.

Toselli, G. A. y A. J. Toselli, 1990. Deformación dúctil en los granitoides de la Sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5:147-177.

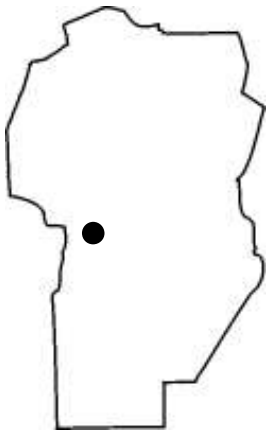
Toselli, A. J., F. R. Durand, J. N. Rossi de Toselli y J. Saavedra, 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos,* 5: 443-462. Buenos Aires.

Toselli, A. J., F. R. Durand, J. N. Rossi de Toselli, C. Cisterna, J. P. López, F. Sardi, J. Saavedra y G. Córdoba, 1998. Descripción de las unidades del basamento metamórfico-ígneo. En: *Servicio Geológico Minero Argentino* (Eds.). Hoja Geológica Aimogasta. Enviado.

Toselli, G. A., J. Saavedra, G. Córdoba y M. E. Medina, 1991. Petrología y geoquímica de los granitos de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46 (1-2): 26-50.

Vergara, G., 1971. Descripción geológica del yacimiento estannífero La Descubridora, La Rioja. *Universidad de Buenos Aires,* tesis de licenciatura, inédito.

Brodtkorb, M. K. de, 1999. El distrito wolframífero Cerro Áspero, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 581-583, Buenos Aires.



EL DISTRITO WOLFRAMÍFERO CERRO ÁSPERO, CÓRDOBA

Milka K. de Brodtkorb[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Este distrito se ubica en la falda oriental de la sierra de Comechingones, en el departamento Calamuchita, unos 40 km al oeste de la localidad de Berrotarán. Abarca una extensión de 7 km en sentido este-oeste y 5 km norte-sur. Los depósitos se centran alrededor de los 64°48'de longitud oeste y los 32°20' de latitud Sur.

Consta de varios grupos mineros, San Virgilio, Cerro Aspero, Fischer, Numeradas y depósitos como Lambaré, La Salvadora, Loma Linda, San Esteban (figura 1).

Leyes, reservas y producción

Asi como en otros distritos wolframíferos, estas minas fueron explotadas principalmente durante las 1° y 2° guerras mundiales y sólo se conocen algunos datos de leyes y producción.

En el grupo San Virgilio entre 1939 y 1963 se produjeron 400 t de concentrados con una ley de 71 % de WO_3. El grupo Fischer registra una producción de 20 t de concentrados entre 1954-56 y San Esteban 6-7 t de concentrados para 1939 (Angelleli, 1984).

Sistema de explotación

Fueron trabajadas mediante un importante desarrollo de labores subterráneos, en rajos, chiflones y piques. La principal explotación se realizó en San Virgilio en donde se trabajaron 7 niveles que totalizan 2.000 m (500 m en el nivel 0). En el distrito Cerro Aspero la veta principal ha sido explotada desde su afloramiento hasta el nivel 2 en un recorrido de 180 m y una profundidad de 35 m; 23 m más abajo se abrió el nivel 3. El mineral se transportaba a la planta mediante un cablecarril de 300 m de largo.

La compañía Tungsteno Argentina S.A. realizó varios trabajos en la mina Lambaré y también abrió en las minas 1 y 9 de las Numeradas, cuatro niveles comunicados por chiflones.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las minas Fischer son conocidas desde fines del siglo pasado y fueron explotadas por la compañía Hansa durante la primera guerra mundial, reiniciando su explotación en 1933. Los demás yacimientos se abrieron a principios de este siglo.

En los años 80', Minera Aguilar realizó una importante exploración en San Virgilio con resultados no satisfactorios para una explotación.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Este distrito minero se localiza en el Batolito Cerro Aspero que constituye el complejo granítico más importante de la sierra de Comechingones. Está constituido por tres plutones que de sur a norte son Alpa Corral, El Talta y Los Cerros, que intruyen a una secuencia metamorfica de grado medio y alto y a fajas de cizalla dúctil que afectaron a esa secuencia (Pinotti, 1998).

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

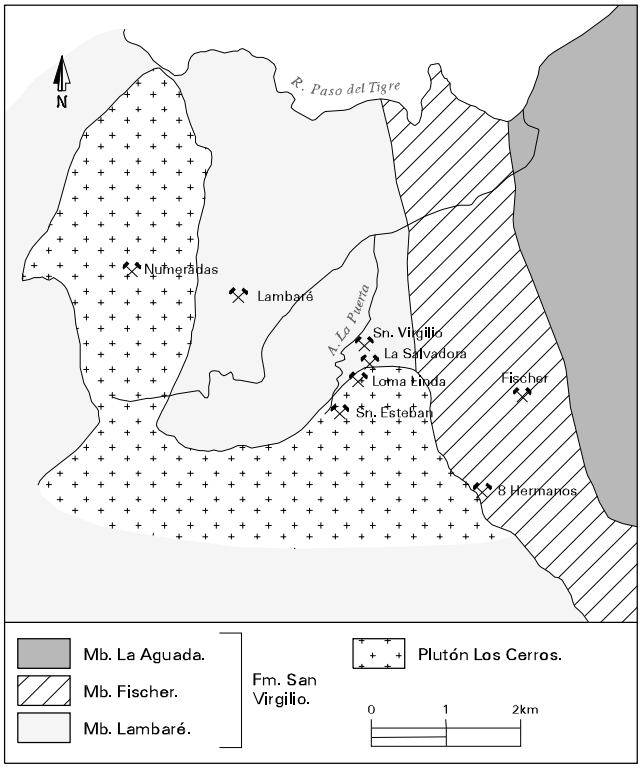


Figura 1. Grupos mineros y depósitos del distrito Cerro Áspero.

La edad de los intrusivos correspondería al ciclo Achaliánico (Miró, 1997).

Litología

Las rocas metamórficas fueron denominadas por González Díaz (1972) Formación San Virgilio y a su vez subdivididas en 3 miembros: La Aguada, Fischer y Lambaré. El miembro La Aguada se localiza al este de esta zona, y está constituido por anfibolitas de grano mediano, conformadas por hornblenda y plagioclasa y como accesorios titanita y epidoto. Es común observar en ella pegmatitas y vetas de cuarzo estériles siendo escasas las segregaciones cuarzo-oligoclásicas.

El miembro Lambaré se localiza al oeste en contacto con el granito del cerro Aspero, formado por micacitas de foliación bien desarrollada, constituida por biotita, cuarzo, y escaso feldespato potásico y plagioclasa. El miembro Fischer, que se ubica entre los dos antes mencionados, está constituido por una alternancia de anfibolitas y micacitas y presenta intercalaciones de calizas cristalinas algo impuras. Se mencionan también inyecciones cuarzo-oligoclásicas con formación de "pegmatitas concrecionales".

El plutón Los Cerros constituye la última intrusión dentro del batolito y su contacto con la roca de caja es neto. Está conformado por una unidad cuspidal integrada por granito de grano medio a grueso con importantes procesos

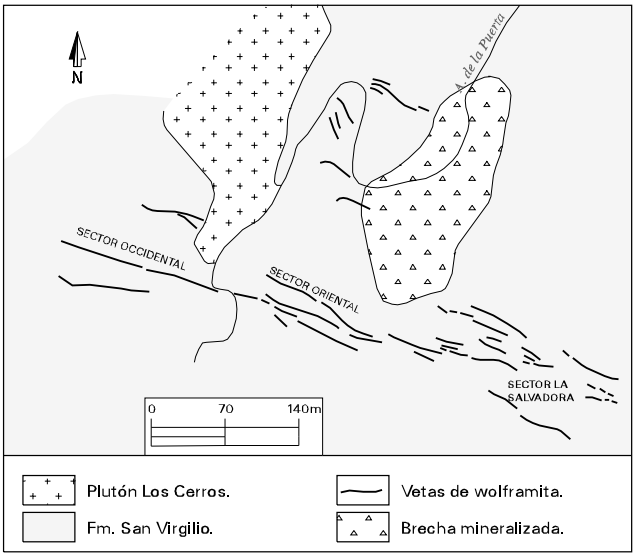


Figura 2. Bosquejo geológico de minas San Virgilio y Cerro Áspero.

de greisenización y albitización (Pinotti, 1998). Se encuentra profusamente inyectado por diques pegmatíticos y vetas de cuarzo, perpendiculares al contacto.

Estructura y morfología

La mineralización se presenta en 4 tipos diferentes: a) brechas (San Virgilio y cerro Rico) b) vetas de cuarzo que se localizan tanto en rocas graníticas como metamórficas (San Virgilio y cerro Aspero), c) mantos controlados estructuralmente por la esquistosidad cuya roca de caja son micacitas y anfibolitas en parte con epidoto (grupos Fischer y Lambaré) y d) diseminados en el granito (San Esteban y La Salvadora) (González Díaz, 1972; Angelleli, 1984).

La brecha San Virgilio (figura 2) presenta un control estructural, especialmente en sus bordes oeste y este y conforma una elipse de 450 m en el sentido nornoreste-sursuroeste y un ancho de 150 metros. Está constituida por trozos de pocos cm hasta 1 m^3 de micacitas, anfibolitas y trozos de vetas mineralizadas con anterioridad, cementados por abundante cuarzo con wolframita asociada a apatita, fluorita, escasa turmalina, pirita, calcopirita, molibdenita. Al oeste-suroeste del grupo Fischer se halla otra brecha, circular de unos 200 m de diámetro, con mineralización de cuarzo, wolframita y molibdenita.

Las vetas de cuarzo con wolframita son cuerpos tabulares de diversos tamaños y disposiciones.

Las vetas del Grupo Fischer se encuentran alojadas en una faja de 1 por 1,5 km dentro de esquistos anfibólicos y micacitas. Tienen extensiones entre 50 y 400 m y un rumbo norte-sur y son cruzadas por otras concordantes con la esquistosidad («vetas manteadas»). Tienen espesores de 5 a 20 cm y largos de 200 a 600 metros. En San Virgilio las vetas de cuarzo son en general de poco espesor, 20-40 cm y hasta 1,20 m, y largos que llegan a algunos cientos de metros. Son sub-

verticales hasta verticales. En cerro Aspero y Loma Linda predominan las vetas de rumbo oestenoroeste-estesureste e inclinaciones cercanas a la vertical, que están cortadas por un sistema norte-sur. Estarían a su vez cruzadas por las "vetas manteadas" (Oliveri, 1956; Dawson, 1977).

La mineralización diseminada se halla exclusivamente en el borde diferenciado del plutón y se localiza en La Salvadora y San Esteban. La wolframita, de hábito prismático y de 1-2 mm de largo, se presenta en nidos y cuerpos irregulares.

Mineralogía

El principal mineral económico es la wolframita. Se encuentra acompañada por molibdenita, pirita, bornita, calcopirita, bismutina, galena y esfalerita. Como minerales secundarios se localizan limonitas, escasa malaquita y crisocola.

Fueron mencionados como minerales de ganga cuarzo, apatita y fluorita

MODELO GENÉTICO

Estos yacimientos han sido considerados tradicionalmente hipotermales relacionados a la intrusión del granito del cerro Áspero. Más precisamente se corresponderían con la greisenización presente en la parte cuspidal del plutón Los Cerros.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires,* 2, 704 pp.

Dawson, L., 1977. Apuntes sobre la mineralización de las vetas en el grupo minero San Virgilio. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito.

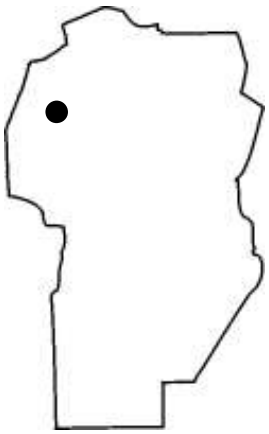
González Díaz, E., 1972. Estudio del distrito minero cerro Aspero, provincia de Córdoba. *Servicio Nacional de Minería y Geología, Anales,* 16.

Miró, R., 1997. Comunicación verbal.

Oliveri, J., 1956. Informe previo del grupo Minero San Virgilio (wolframio), departamento Calamuchita, Córdoba. *Dirección Nacional de Minería,* informe inédito.

Pinotti, L. 1998. El batolito Cerro Aspero, provincia de Córdoba, modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. *Universidad Nacional de Río Cuarto,* tesis doctoral.

Tourn, S. M. Los yacimientos de wolframio de Agua de Ramón, Córdoba, 1999. Manifestación Carrizal, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 585-590, Buenos Aires.



LOS YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO DE AGUA DE RAMÓN, CÓRDOBA

Selvia M. Tourn[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Estos yacimientos se hallan situados al noroeste de la provincia de Córdoba, entre los paralelos 30°49' y 30°52' de latitud sur y los meridianos 65°21' y 65°24' de longitud oeste. Se encuentran comprendidos en el sector centro occidental de la Carta Geológico-Económica 19h, Cruz del Eje (Lucero Michaut y Olsacher, 1981). Cubren un área aproximada de 6 km^2 sobre la margen occidental del río Guasapampa, en los alrededores de la población de Agua de Ramón, pedanía de Guasapampa, departamento Minas. La altura sobre el nivel del mar oscila entre 425 y 525 metros.

Los centros poblados más cercanos son Tuclame a 21 km y Serrezuela a 30 km, ambos ex estaciones del Ferrocarril Nacional General Belgrano. Los más importantes son Villa del Soto a 48 km y Cruz del Eje a 71 kilómetros.

Las minas se han dividido en tres sectores: Norte, Central y Sur, de acuerdo con el siguiente detalle (figura 1):

Sector Norte. Minas Dora Inés, El Carmen (vetas El Carmen Norte, El Carmen Sur y El Chileno), Mercedes (vetas Oeste, Central, San Martín y Mercedes) y La Pepita.

Sector Central. Minas La Abundancia, La Esperanza, San Antonio y Don Cipriano.

Sector Sur. Minas La Blanca, Americana, La Reina, San Vicente, La Armonía, Esmeralda, (vetas Santa Rita - secciones oeste y este-, Relámpago (vetas oeste y sur) y María Laura.

Leyes, reservas y producción

Los datos que se consignan son de valor histórico, pues las minas se hallan totalmente inactivas. Si bien no hubo cálculo de reservas, Lapidus (1959) en un completo estudio geológico-económico, consideró con mejores perspectivas las vetas El Carmen Norte y El Chileno de la mina El Carmen, la veta San Martín de la mina Mercedes, la veta principal de la mina La Armonía y las vetas Santa Rita y Oeste de las minas Esmeralda y Relámpago.

Se determinó la existencia de 700 t de minerales de wolframio con contenidos medios del 65% de WO_3 hasta profundidades de 60 m en todas las vetas mencionadas, con la excepción de La Armonía, en que la mineralización se hallaría hasta a 90 m por debajo de la superficie, con leyes medias entre 2,2% en las vetas del sector norte y 0,94 % en la zona sur.

En cuanto a la producción, las únicas cifras ciertas abarcan el período 1952-1957, en que la producción total del distrito fue de 68.462 kg de concentrados de wolframita y scheelita con contenidos medios de 65% de WO_3 (Lapidus 1959). Los datos sobre cantidades extraídas con anterioridad a esa fecha, no pueden ser utilizados por su gran diversidad.

Sistema de explotación

Con algunas excepciones, el laboreo minero practicado en casi la totalidad de los afloramientos de vetas y guías mineralizadas consiste en pequeños chiflones, rajos a cielo

[1] *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas.*

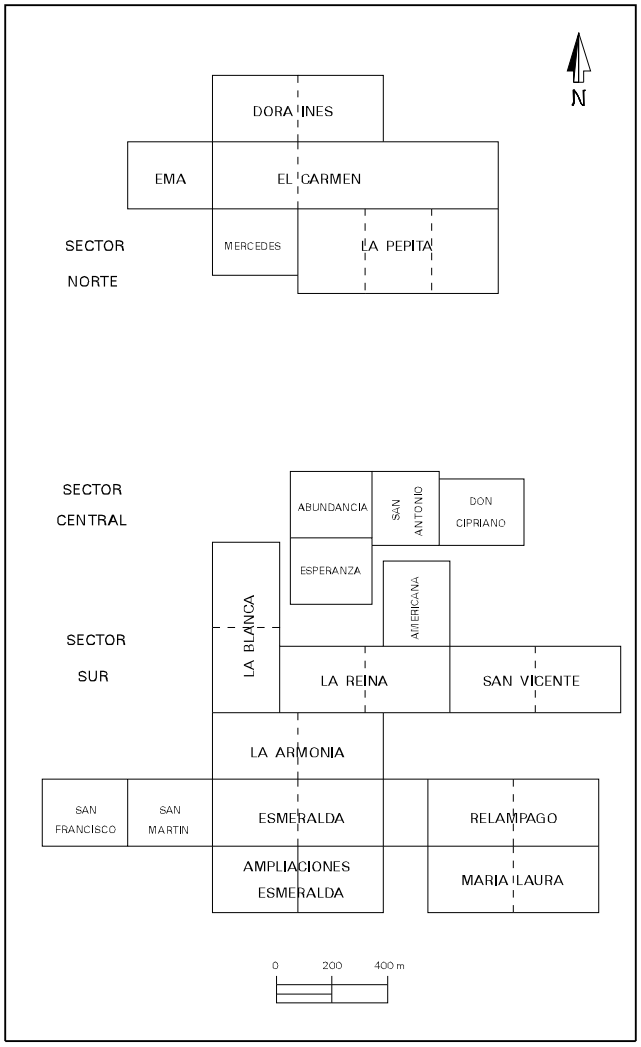


Figura 1. Sectores Norte, Central y Sur de los Yacimientos de wolframio de Agua de Ramón.

abierto y numerosos destapes, muchos de ellos realizados con el sólo objeto de determinar la continuidad de las vetas y establecer su mineralización.

Algunas labores de mayor envergadura practicadas en el Sector Norte son los chiflones de hasta 20 m de longitud de la veta El Carmen Norte, un pique de 22 m de profundidad en la veta El Chileno y un cortaveta de 10 m de longitud que desemboca en una galería de 38 m de largo, construída sobre la veta San Martín de la mina Mercedes. Entre las mayores labores del Sector Central se cuenta un rajo a cielo abierto de 10 m de longitud que se continúa por una galería cortaveta de 16 m en la mina Abundancia, que en conjunto atraviesan un total de 4 vetas, y dos chiflones de 10 m de largo que se unen en una galería de 20 m de longitud a un cortaveta de 25 m de extensión en la mina La Reina. En el Sector Sur, cabe destacar dos Piques Maestros, ambos de 30 m de profundidad, de la mina La Armonía y de la Sección Central de la veta Santa Rita; del tope de este último parte un cortaveta de 12 m de longitud, que al llegar a la veta se continúa por una galería de 16 m hacia el oeste y 29 m hacia el este.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El distrito wolframífero Agua de Ramón es conocido desde fines del siglo XIX, habiéndose otorgado las primeras concesiones mineras en los años 1905 y 1907 a los Sres. G. R. Carranza y S. Barrionuevo respectivamente.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito se halla en el sector norte de la Sierra Grande de Córdoba, perteneciente al ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales. Se trata de un ambiente esencialmente metamórfico integrado por esquistos y gneises, con intercalaciones menores de cuarcitas, anfibolitas, rocas calcosilicáticas y mármoles, de edad proterozoica a paleozoica inferior, intruidos posteriormente por stocks graníticos (Gordillo y Lencinas, 1979).

El conjunto sufrió plegamiento según los ciclos Pampeano en el Cámbrico inferior a medio y Famatiniano atribuido al Cámbrico superior-Devónico (Aceñolaza y Toselli, 1976) y luego fracturación, observándose una foliación de rumbo nornoroeste a estenoreste, con buzamientos al este y en algunos casos los efectos sobreimpuestos de ambas fases de deformación (Dalla Salda, 1984). Ramos (1991) ubica tectónicamente a la región que comprende este distrito en la porción más septentrional de una cuenca de trasarco que se extiende desde la Sierra del Morro, en la provincia de San Luis.

Por su parte, Lyons *et al.,* 1997 reconocen tres eventos principales de deformación/metamorfismo que han afectado a las rocas de la región: 1) ciclo Pampeano del Cámbrico inferior; 2) ciclo Famatiniano del Ordovícico inferior y 3) ciclo Achaliano del Devónico. Episodios de fallamiento e inclinación de bloques tuvieron lugar durante el Mesozoico y el ciclo Ándico del Cenozoico tardío.

El área alcanzó la facies de anfibolita del metamorfismo regional, con fenómenos localizados de metamorfismo de contacto sobreimpuesto.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Está constituida por rocas metamórficas, un intrusivo tonalítico, rocas filonianas y material de relleno moderno (Tourn, 1998). En la figura 2 se observa el mapa geológico del distrito Agua de Ramón y en las figuras 3, 4 y 5 se pueden ver los planos geológicos correspondientes a los tres sectores en que se dividieron las minas, es decir, Norte, Central y Sur.

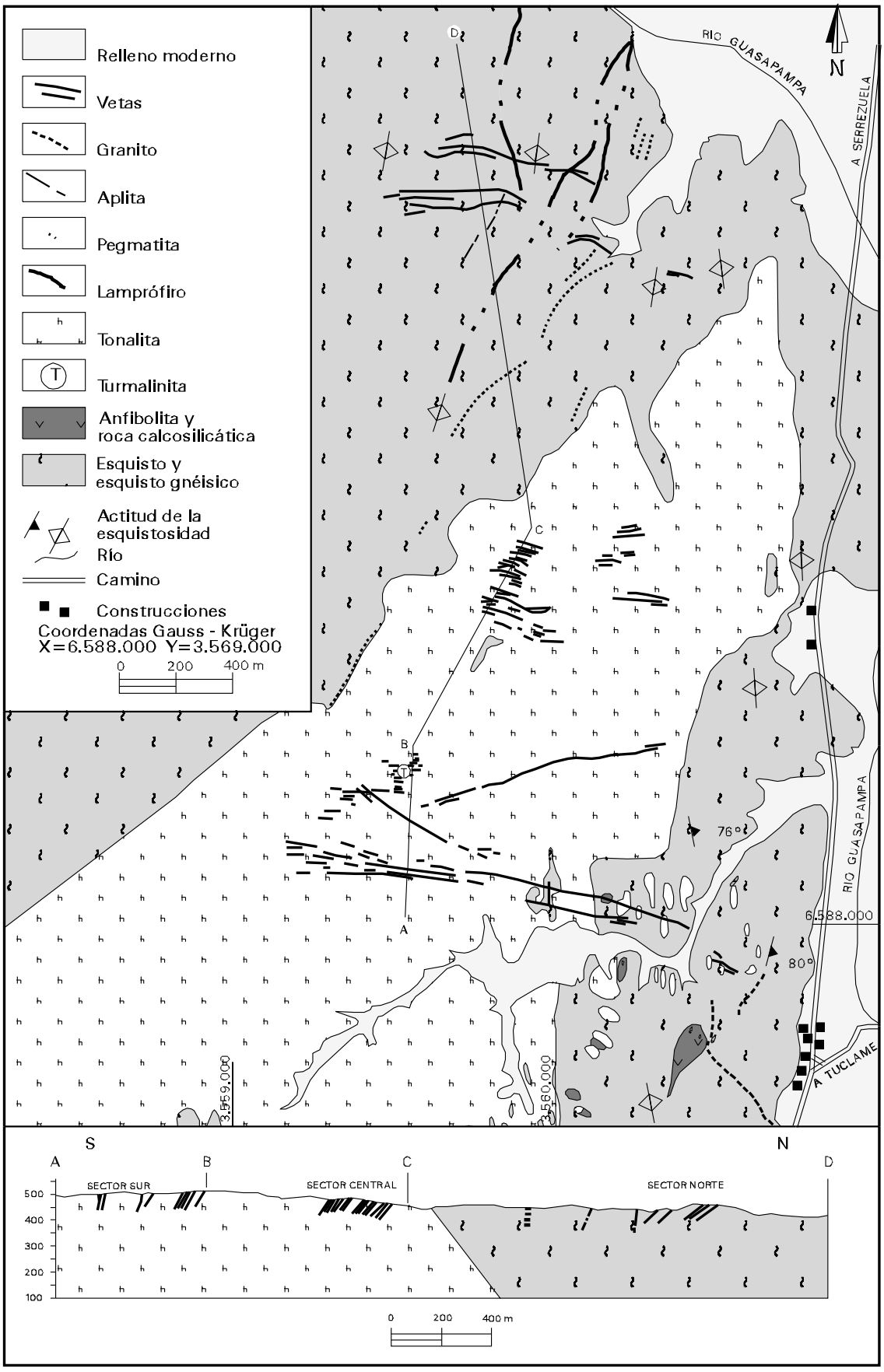


Figura 2. Mapa geológico del distrito Agua de Ramón.

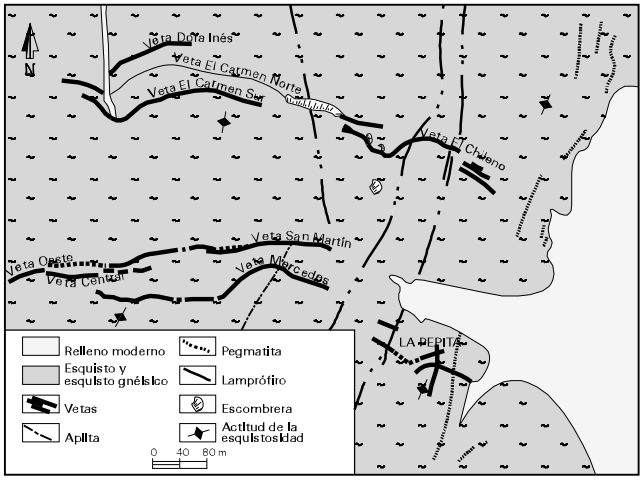


Figura 3. Plano geológico de las minas del sector norte Dora Inés, El Carmen, Mercedes y La Pepita (modificado de Lapidus, 1959).

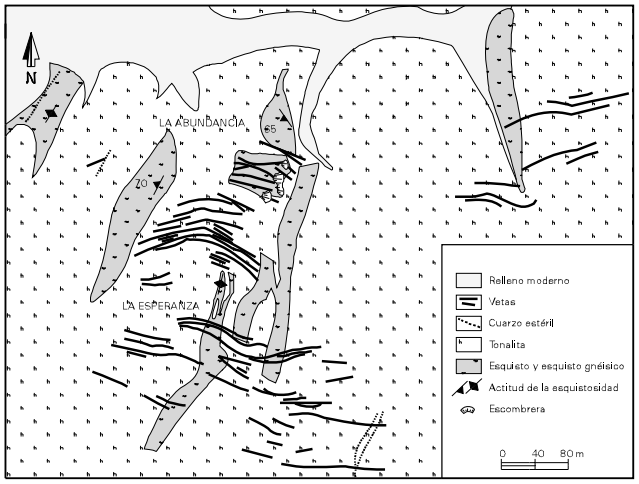


Figura 4. Plano geológico de las minas del Sector Central La Abundancia, La Esperanza y San Antonio (modificado de Lapidus, 1959).

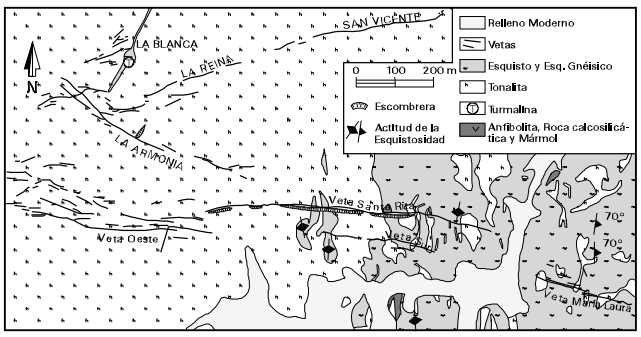


Figura 5. Plano geológico de las minas del Sector Sur La Blanca, La Reina, San Vicente, Armonía, Esmeralda, Relámpago y María Laura (modificado de Lapidus, 1959).

El ambiente metamórfico está integrado fundamentalmente por esquistos y esquistos gnéisicos con intercalaciones menores de anfibolitas, rocas calcosilicáticas, mármoles y turmalinitas (Tourn y Herrmann, 1997). El rumbo general es norte-sur y el buzamiento varía desde 65°E hasta la vertical.

El conjunto se halla intruído por una tonalita, aflorante en un 40% del área, siendo en general concordantes los contactos del plutón con la esquistosidad de la roca hospedante, así como también los de las abundantes apófisis de dicha roca en los esquistos próximos a los límites entre ambas.

Con excepción de las vetas hidrotermales y los granitos, las rocas filonianas son en general concordantes con la esquistosidad. Se trata de lamprófiros, pegmatitas, aplitas y filones de cuarzo estéril, los cuales se alojan preferentemente en los esquistos del sector norte. Los filones graníticos tienden a ubicarse en el sector sureste y borde sur del área adoptando rumbos variables desde concordantes a discordantes con la esquistosidad.

Las vetas de cuarzo son las principales portadoras de la mineralización de wolframio y se alojan dos tercios del total en la tonalita y el tercio restante en el esquisto, con carácter discordante en relación con la esquistosidad y los bordes del intrusivo.

Estructura

Como ya se señaló, la mineralización de wolframita y scheelita se concentra fundamentalmente en vetas de cuarzo, las cuales han ocupado las fallas causadas por la reactivación de las diaclasas transversales de la tonalita y el reflejo de éstas en el esquisto. Los minerales de wolframio se concentran donde las vetas interseptan diaclasas longitudinales y en los tramos más delgados de las vetas, por ser esos los lugares más propicios para una rápida pérdida de temperatura y presión de las soluciones portadoras del wolframio.

Con escasas excepciones, el rumbo de las vetas es este-oeste con inclinaciones siempre al sur que varían entre 30° y la vertical, aumentando el valor de la inclinación desde el norte, donde la caja es el esquisto, hacia el sur donde la roca hospedante es la tonalita. Las longitudes y potencias también son sumamente variables, con corridas desde unos pocos metros hasta 800 m y potencias que oscilan desde guías de pocos centímetros hasta vetas de 0,70 metros.

Minoritariamente y con carácter diseminado y de grano muy fino, la scheelita se presenta en las intercalaciones de anfibolitas, rocas calcosilicáticas y mármoles, localizándose con preferencia en las rocas calcosilicáticas. El rumbo general de estas rocas es norte-sur con inclinaciones de 65° al este hasta la vertical, en concordancia con los esquistos y esquistos gnéisicos que las alojan.

Finalmente, en ambiente detrítico, hay wolframita y scheelita en aluviones y acumulaciones de carácter eluvial.

Morfología

La mineralización wolframífera se concentra en las vetas en bolsones de mayor o menor tamaño vinculados a la intersección de las mismas con diaclasas longitudinales, así como en los tramos más delgados de las vetas. Cuando los bolsones son pequeños, la mineralización se halla más próxima a las cajas, mientras que cuando son de dimensiones mayores, la mayor parte de la veta se halla constituida por wolframita y scheelita.

En cuanto a la escasa mineralización diseminada, la misma es exclusivamente scheelítica y se halla con preferencia en rocas calcosilicáticas que se relacionan íntimamente con mármoles y/o anfibolitas, presentando geometrías lentiformes. Son bancos de dimensiones exiguas, que en general no son mapeados y pocas veces son mencionados, aunque su presencia se repite con características semejantes en áreas separadas por decenas o centenas de kilómetros, como en los distritos de Ambul y Sierra de Altautina más al sur y Sierra del Morro Oeste, ya en la provincia de San Luis.

Alteración hidrotermal

Afecta con mayor o menor intensidad a todas las rocas del distrito. Hay silicificación en ambos márgenes de las vetas, que se manifiesta por la tonalidad más clara de las cajas en las proximidades de los contactos y desaparece al alejarse de éstas. A esto se agrega caolinización de los feldespatos, sericitización y aporte de turmalina y pirita en los esquistos y la tonalita.

En cuanto a las rocas anfibolíticas, calcosilicáticas y mármoles, se observa que a los efectos producto del metamorfismo regional y de contacto sobreimpuesto, se ha sumado la formación posterior de venillas de cuarzo hidrotermal.

Mineralogía

La textura de las vetas es maciza en todos los casos y en ocasiones se han desarrollado cristales de moscovita marginando las mismas perpendicularmente a las cajas, lo que produce la apariencia de un grosero bandeamiento.

Las vetas se hallan fundamentalmente constituidas por cuarzo, seguido por moscovita que margina las vetas en cristales de hasta 2 cm de diámetro, y turmalina en agregados finos y pequeños cristales, que se distribuye muy irregularmente por toda la masa de cuarzo.

Los minerales primarios están constituidos fundamentalmente por wolframita y scheelita y, con carácter escaso, aparecen pirrotina, calcopirita, pirita, esfalerita, bismutina, calcita, fluorita, apatita y ferrocalcita. En cuanto a la mineralización de tungsteno, los cristales de mayor tamaño de wolframita -hasta 10 cm de longitud- se hallaron en la zona norte, mientras que en el sur se presenta en general como agregados cristalinos medianos a finos. El color es castaño muy oscuro a negro. La scheelita aparece con más frecuencia reemplazando a la wolframita en los límites de grano, pero también constituyendo grupos de agregados cristalinos de diverso tamaño, variando su color del castaño claro al blanco amarillento. Los sulfuros son muy escasos y se presentan con preferencia en el Sector Sur.

Los minerales secundarios son hematita, limonita, covelina, malaquita, azurita, tungstita y bismutita. Estos minerales son característicos del Sector Norte, más afectado por la oxidación, la cual disminuye hacia el sur hasta casi desaparecer.

Los minerales de ganga existentes son cuarzo, moscovita y turmalina.

Estudios isotópico-geoquímicos, geocronología

Con el fin de determinar la edad de la mineralización se realizó una datación radimétrica potasio-argón sobre la moscovita desarrollada perpendicularmente a la roca de caja, que arrojó como resultado una edad de 450 ±13 Ma, lo que la ubica dentro del Ordovícico.

Más recientemente, Lyons *et al.,* 1997 dan a la mineralización la edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la moscovita del margen de las vetas de cuarzo-turmalina portadoras de wolframio, siendo ésta de 366 ± 1Ma, lo que la ubicaría en el Devónico.

MODELO GENÉTICO

Si bien las anfibolitas no son las portadoras de la mineralización wolframífera susceptible de explotación en este yacimiento, en su conjunto el distrito se puede vincular con los depósitos relacionados a volcanismo submarino, es decir dentro de un esquema genético sinsedimentario vinculado con volcanismo exhalativo, con metamorfismo posterior y removilizaciones asociadas.

Brodtkorb y Pezzutti (1991) ubican al distrito entre los yacimientos wolframíferos asociados a metavolcanitas básicas y caracterizados por tener mineralización scheelítica asociada a rocas calcosilicáticas y a anfibolitas en lentes concordantes con los esquistos de distribución regional, acompañadas con frecuencia, como es el caso de Agua de Ramón, por cuerpos discordantes de cuarzo con mineralización wolframífera asociada.

Dado que en Agua de Ramón las vetas hidrotermales son las principales portadoras de wolframio, se relaciona su génesis con la removilización producida por el intrusivo.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. y A. Toselli, 1976. Consideraciones estratigráficas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *2º Congreso Latinoamericano de Geología, Memorias,* 2: 755-763.

Brodtkorb, M. K. y N. Pezzutti, 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociados a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. *INREMI, Universidad Nacional de La Plata,* Publicación Nº 1: 169-184.

Gordillo, C. E. y A. N. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 1: 577-650. Córdoba.

Dalla Salda, L. H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Cordoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39 (1-2): 38-51.

Lapidus, A., 1959. Las minas de tungsteno de Agua de Ramón, Departamento Minas, provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 10. Buenos Aires.

Lucero Michaut, H. N. y J. Olsacher, 1981. Descripción geológica de la Hoja 19h, Cruz del Eje, provincia de Córdoba. *Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Servicio Geológico Nacional, Boletína,* 179. Buenos Aires.

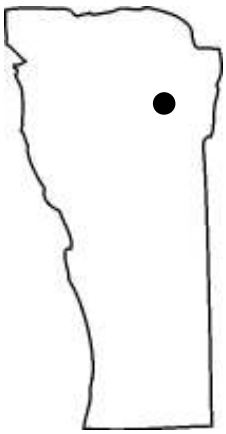
Lyons, P., P. Stuart-Smith y R. Skirrow, 1997. Informe geológico y metalogénico de las sierras septentrionales de Córdoba, provincia de Córdoba. *Institutode Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.* Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. *INREMI, Universidad Nacional de La Plata,* Publicación Nº 1: 185-196.

Tourn, S., 1998. Estudio geológico del distrito wolframífero Agua de Ramón, departamento de Minas, provincia de Córdoba. *Tesis doctoral* (en preparación).

Tourn, S. y C. J. Herrmann, 1997. Hallazgos de turmalinitas relacionadas con mineralización wolframífera en la provincia de Córdoba, República Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2.

Etcheverry, R. y M. K. de Brodtkorb, 1999. Yacimientos de wolframio vetiformes de San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 591-600, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO VETIFORMES DE SAN LUIS

Ricardo Etcheverry[1] y Milka K. de Brodtkorb[2]

En este apartado se presenta y describen los depósitos vetiformes de tungsteno (wolframita y scheelita) emplazados en las sierras Pampeanas de San Luis, figura 1. Los concentrados de wolframio aportados por este tipo de yacimientos puntanos al producido nacional, en el período 1939-1985, representan aproximadamente un 38% del mismo. Para su consideración se han subdividido en:

- tipo Los Avestruces
- tipo Los Cóndores
- otras vetas de cuarzo con wolframita y/o scheelita, con y sin sulfuros

TIPO LOS AVESTRUCES

En este tipo englobamos los siguientes yacimientos: Los Avestruces, Los Piquillines, La Aspereza, Cerrito Blanco y otras manifestaciones, todos localizados en el departamento San Martín en la parte septentrional de la Sierra de San Luis. Los mismos se caracterizan fundamentalmente por contener scheelita en ganga de cuarzo, feldespato y biotita, y estar adosados a modo de vetas y guías a diques lamprofíricos.

YACIMIENTO LOS AVESTRUCES

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Este depósito se localiza a 8 km al sursuroeste de la localidad del Libertador General San Martín, sus coordenadas son 32º28'de latitud sur y 65º41'de longitud oeste.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Los tenores más comunes registrados variaban entre 0,2-1% WO_3.

La producción de este depósito se inició en 1936 y se interrumpió en 1946, obteniéndose 350 t de concentrados con leyes de 65 a 71% WO_3; posteriormente en las décadas del 50 y 80 se observa una reactivación de la misma, alcanzándose 30 y 88 t respectivamente. Este elemento se destinó a la elaboración de óxido y carburo de tungsteno, ferrotungsteno y como metal duro en herramientas, piezas y placas.

Para los Avestruces la empresa Sominar S.A. cubicó en 1955 reservas del orden de las 145.000 t de mineral, mientras que la compañía Minera Cerrito Blanco estableció 80.000 t de mineral medido, indicado e inferido para veta Higuera (estructura en explotación durante 1984). Finalmente Etcheverry (1987) estimó 380.000 t de mineral para todas las minas del distrito (Los Avestruces, La Aspereza y Cerrito Blanco), teniendo en consideración la extensión de las vetas, valores de potencias y leyes medias.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Estas vetas fueron explotadas en principio en un sistema "pirquen" para luego ser reemplazado por métodos más racionales: "corte y relleno" y "realce sobre saca". Estas vetas fueron trabajadas mediante un sistema de rajo superficiales y luego por piques (38 m en veta Buitres y 30 m en veta Negra), un chiflón (veta Higuera) y galerías (360 m en veta Buitres, 220 m en veta Negra, 900 m en veta Higuera). Durante el período de explotación de Sominar se instalaron sucesivamente una planta de 20 t/d y luego otra cuya capacidad era de 100 toneladas por día. La compañía Cerrito Blanco montó en 1985 una planta de concentración gravitacional para un ritmo de producción de 150 toneladas por día.

[1] *CONICET. Universidad Nacional de La Plata*

[2] *CONICET. Universidad de Buenos Aires. Universidad Nacional de San Luis.*

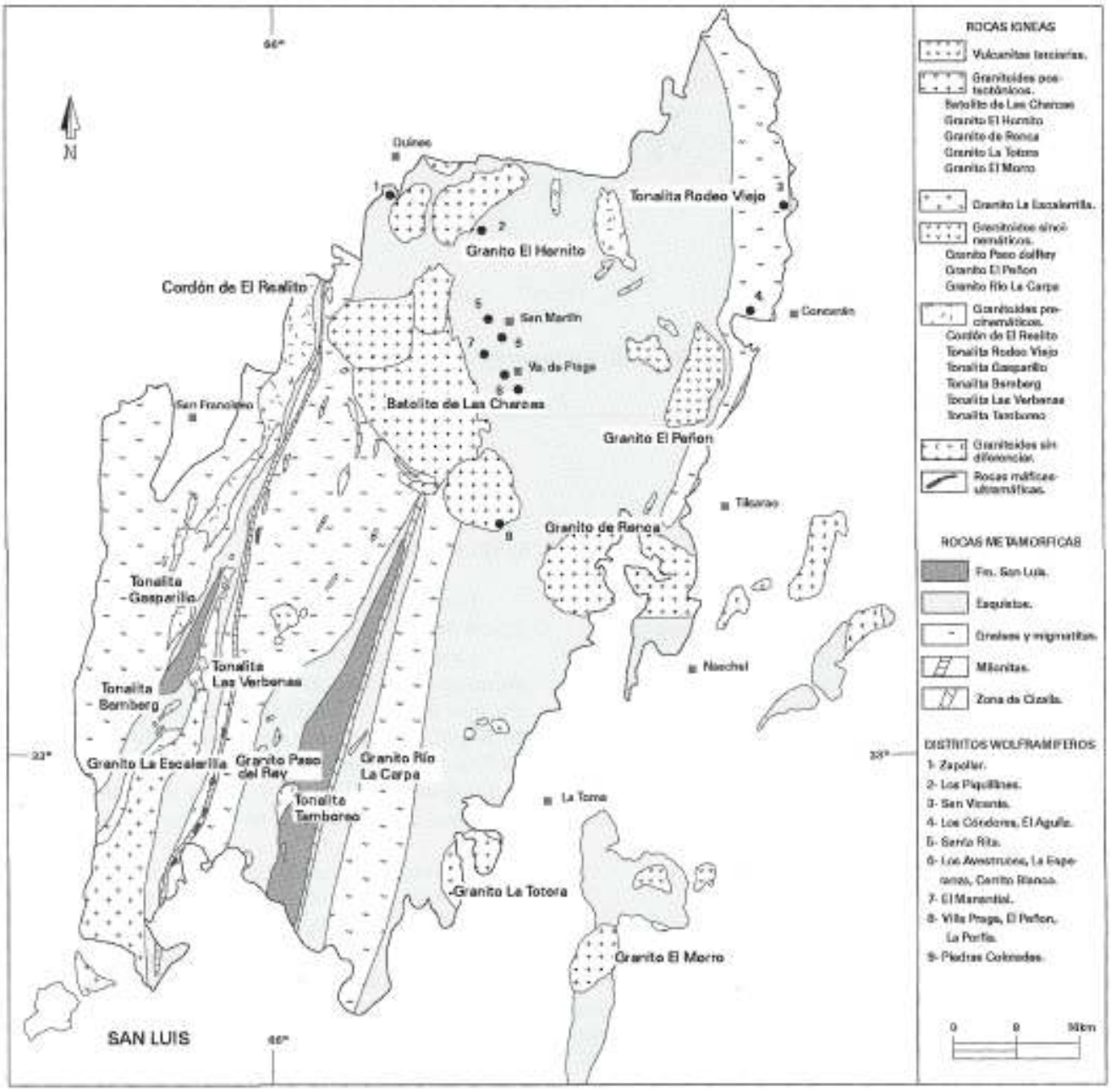


Figura 1. Ubicación de los distritos wolframíferos.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Este depósito fue descubierto durante la década del ‘10 y la explotación se inició en 1921. Los trabajos practicados en las vetas del distrito son diversos y consisten en laboreos mineros de superficie y subterráneos que contabilizan 8.500 m de desarrollo, estos se distribuyen fundamentalmente en rajos (6.300), piques (200), chimeneas (300), chiflones (130), socavones (30) y galerías (1.500), en gran parte inaccesibles (aterrados o inundados).

GEOLOGÍA REGIONAL

Las metamorfitas aflorantes en la región consisten en esquistos y gneises, originadas por un metamorfismo regional dinamotérmico sobre una secuencia pelítica. Estas rocas pueden clasificarse como esquistos cuarzo-biotítico, cuarzo-micáceo y biotítico, gneises biotítico y hornblendífero. Los lineamientos de la región presentan un arrumbamiento meridional marcado, que se evidencia por estructuras planares bien desarrolladas y pliegues de dirección norte-sur a nornoreste. La edad radimétrica de estas metapelitas sería

de 540 + 20 Ma según Halpern *et al.* (1970), quienes dataron un gneis de la comarca.

Estas rocas son intruídas por cuerpos irregulares de rocas graníticas que no sobrepasan los 1.000 m de diámetro, alguno de ellos presenta una elongación coincidente con la dirección de la fábrica regional. El contacto entre granitoides y metamorfitas es neto, a través de interdigitaciones entre ambas rocas. Composicionalmente las plutonitas son granito, granodiorita y tonalita, constituyen una asociación calcoalcalina, con alto contenido en sílice y peraluminosa, que muestra una evolución donde se reconoce un enriquecimiento en cuarzo y perdida de biotita y feldespatos. No se aprecia desarrollo de aureola térmica. De acuerdo a Rapela *et al*. (1987) se trataría de granitos sin a tardiotectónicos, a los que asignan una edad ordovícica inferior a media.

En el sector oeste de la comarca se emplaza el Batolito de Las Chacras, complejo multifásico postectónico (con una fase porfírica característica), notable fracturación circular, presencia de schlieren de filiación metamórfica y abundancia de diques aplo-pegmatíticos, a los que se asocian minerales de Be-Li-Nb (Brogioni, 1987). Este corresponde al denominado granito G4 de Rapela *et al*. (1987) pudiéndosele asignar una edad de 300 millones de años ?.

López de Luchi (1987) distingue para la zona de Renca, al sureste del área en consideración, dos episodios graníticos: La Tapera 485 ± 30 Ma y Renca 415 ± 25 millones de años. Según Etcheverry (1987) podrían ser homologables a Los Avestruces y Las Chacras respectivamente.

Filones aplo-pegmatíticos, concordantes y discordantes, se distribuyen en la región. Los primeros se alojan en metamorfitas, siguen fielmente su estructura y presentan un rumbo norte-sur a nornoreste; los otros son de mayor dimensión se emplazan tanto en las rocas metamórficas como en los granitoides del área, su dirección es N340° y son más jóvenes.

Se reconocen también otros elementos ígneos de composición básica: lamprófiro, diorita y biotitita. Se trata de rocas meso a melanocráticas, metaluminosas y potásicas, posiblemente vinculadas al evento granítico principal, que constituyen diques y pequeños cuerpos irregulares.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las variedades metamórficas mejor expuestas y de mayor distribución en el área son el esquisto cuarzo biotítico y el gneis biotítico. De acuerdo a la paragénesis mineral identificada son homologables a la facies de esquistos verdes. Éstas observan en el sector centro oriental una esquistosidad norte-sur con buzamientos generalmente al este, mientras que en la parte occidental describen plegamientos cuyas superficies axiales siguen una dirección submeridiana. En las proximidades de granitoides y filones aplo-pegmatíticos las metamorfitas pueden presentarse inyectadas; este fenómeno es local y no el resultado de un proceso de migmatización.

Los granitoides del distrito consituyen una asociación orogénica calcoalcalina, con alto contenido en sílice, peraluminosa, leuco a subleucocrática, potásica a moderadamente sódica e integrada por los dos feldespatos. De acuerdo a Bowden *et al*. (1984) pueden ser calificados como tipo "S", con aporte cortical según la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$.

El granito donde se disponen las vetas Buitres ha sufrido un proceso postmagmático de moscovitización; está integrado por un agregado fino de cuarzo y moscovita, esta última se forma a expensas de feldespato potásico o en menor grado como reemplazo de biotita.

Los lamprófiros constituyen cuerpos de dimensiones variables y direcciones N300°-N310° subverticales; son clasificados como calcoalcalinos sobresaturados (tipo kersantita y spessartita). Los diques han aprovechado fracturas regionales para emplazarse; posteriormente los fluidos mineralizantes han utilizado estos mismos planos de deformación tectónica para circular y conformar luego las vetas wolframíferas.

La biotitita es una roca básica de marcada esquistosidad, textura lepidoblástica otorgada por folias de biotita y que además está integrada por cuarzo, plagioclasas y accesorios. Se asocia al par lamprófiro-mineralización. De acuerdo a Etcheverry (1987) es un producto de diferenciación del lamprófiro, que sufrió un proceso metasomático (aporte de álcalis) y posterior cataclasis.

Estructura

Es posible reconocer dos estilos tectónicos, uno antiguo que configura la estructura interna del basamento y otro más moderno que reactiva los elementos estructurales anteriores.

Las metapelitas registran el evento deformacional más manifiesto en el área, que es coincidente con el dominio "B" de Kilmurray y Dalla Salda (1977), y donde F2 produce estructuras planares marcadas y pliegues de dirección noreste-suroeste a norte-sur, que controlan el emplazamiento de cuerpos graníticos tardiotectónicos.

Los juegos principales de diaclasas observan direcciones noreste-suroeste y este-oeste, los mismos son producto de esfuerzos de compresión y tensión respectivamente.

En lo que respecta al fallamiento se visualiza una dirección manifiesta noroeste-sureste (N40°-50°O/subvertical), coincidente con las vetas. Estas fracturas pueden ser consideradas como fallas de rumbo, sus planos son superficies lisas que se han desplazado aparentemente hacia el sureste (dirección de movimiento relativo indicado por estrías). En base a su relación con los esfuerzos principales se las debe considerar como fracturas de tensión. Existen otras fallas de rumbo N15°-25°E, menos frecuentes, que cortan a las anteriores. Las vetas presentan un rumbo N55°O e inclinan al sur, reconociéndose un control estructural para las mismas.

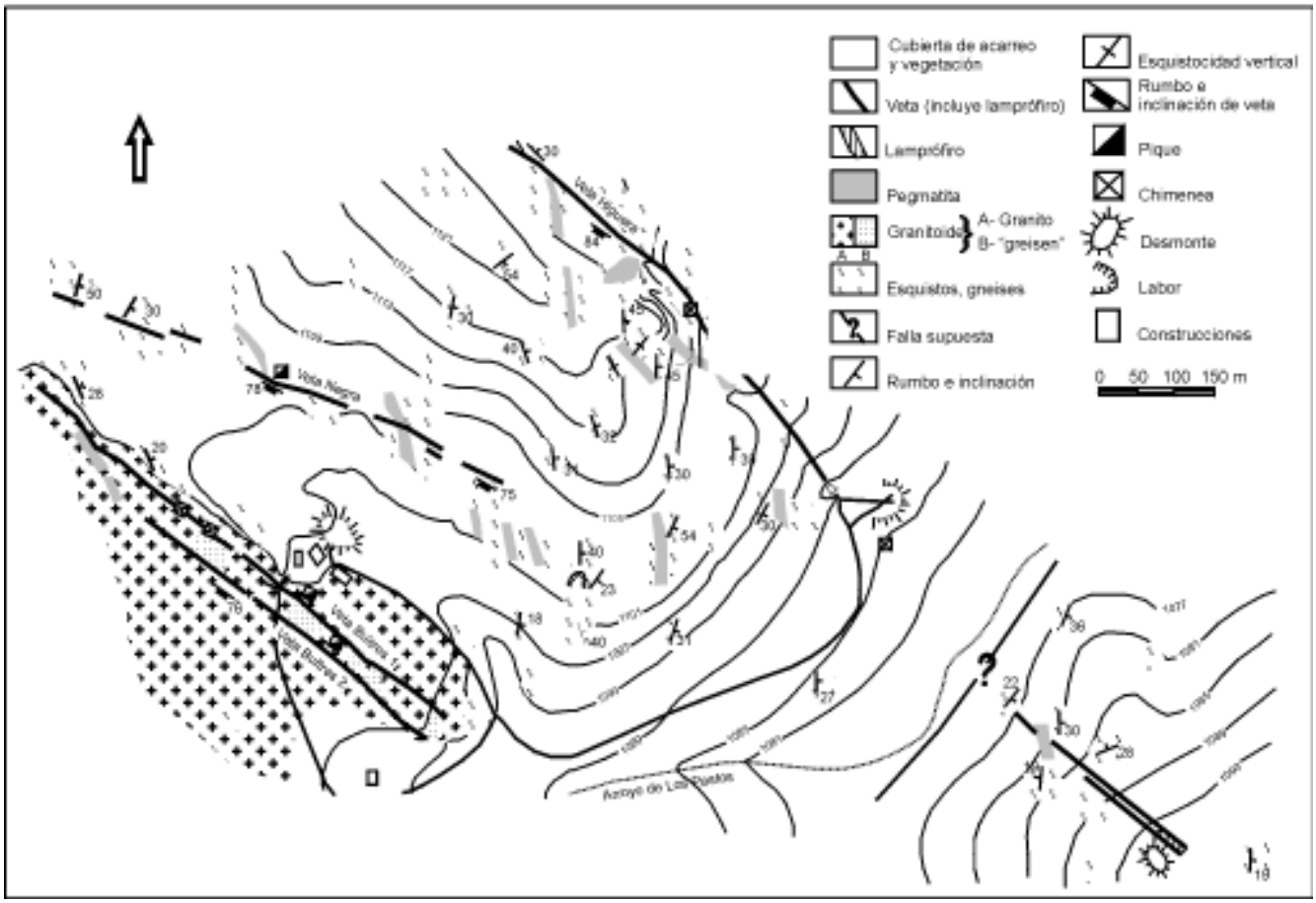


Figura 2. Relevamiento geológico del grupo minero Los Avestruces.

Morfología

Existe un sistema de vetas de rumbo noroeste-sureste a este-oeste, denominadas de norte a sur: San Justo, Higuera, Negra, Buitres I y Buitres II (figura 2). Las mismas presentan una morfología lenticular. La veta Higuera comprende dos ramas que afloran 2.000 m , su azimut es 315º/ subvertical y su ancho es variable (0,15-1,20 m); las ramas están separadas por 2-3 m de lamprófiro, y sucesivas fallas paralelas de dirección N130-140° producen el acuñamiento de estas, su ruptura y alteración, originando "jaboncillo" de falla. En la figura 3 se presentan perfiles, en el rajo y galerías, de este filón.

La veta Negra tiene una extensión de 700 m, su dirección es N290° e inclina entre 75 y 80° al sur; se aloja fundamentalmente en esquistos micáceos. Según Bifano y Torres (1971) el ancho promedio de la veta es de 30 centímetros.

Las estructuras Buitres I y II presentan una longitud superficial de 700 y 500 m respectivamente, la dirección general es N300°/74°S, y están separadas entre si aproximadamente 30 metros. La potencia de las mismas oscila entre decímetros y "reventones" de hasta 4 metros.

En resumen los cuerpos mineralizados observan longitudes de decenas a centenas de metros, son delgados y subverticales.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal no es muy manifiesta pero se desarrolla irregularmente en las diferentes variedades litológicas presentes en el área próxima a los filones. En las rocas básicas del área se aprecia una alteración hidrotermal sobreimpuesta que consiste en una propilitización, evidenciada por la formación de epidoto, clorita, calcita, sericita y caolinita, y además feldespatización y silicificación.

La roca granítica del sector de vetas Buitres sufre una alteración, conformándose un material cuarzo-moscovítico próximo a las fracturas. Esta moscovitización sería asimilable a un greisen cuarzo-moscovítico, desarrollado fundamentalmente en las salbandas de las vetas y que registra valores elevados en W y Li.

Estas transformaciones son previas a la mineralización y ocurren a temperaturas entre 450 y 350 °C.

Mineralogía

De acuerdo a la paragénesis identificada se trata de un filón de cuarzo con scheelita, al que se asocian biotita, feldespato potásico, turmalina, fluorita, wolframita y escasos sulfuros. En la figura 4 se presenta la sucesión

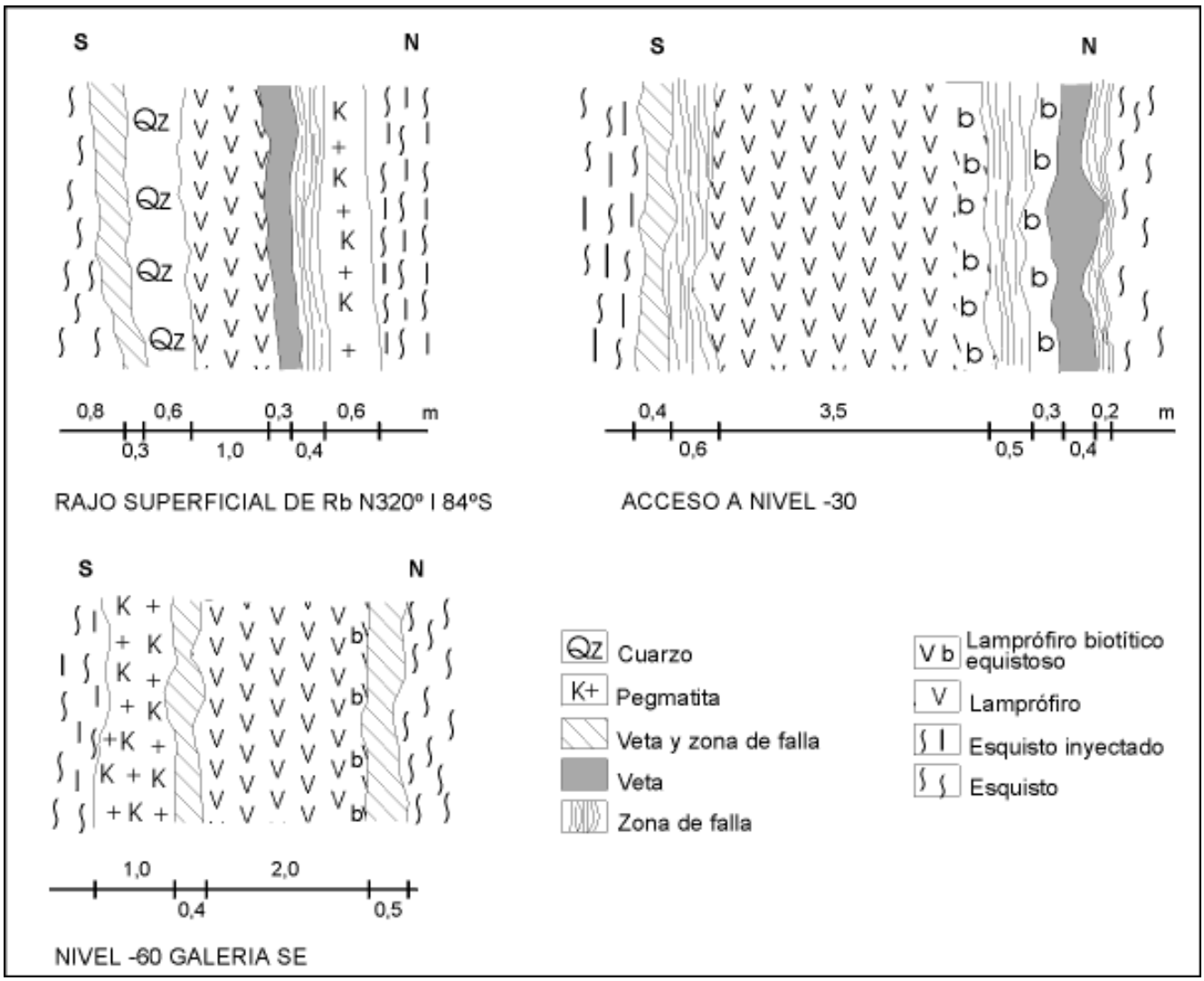


Figura 3. Perfiles Veta Higuera.

de minerales reconocida. Las texturas reconocidas son de relleno de aberturas y en mucha menor proporción de reemplazo.

Los minerales primarios son scheelita en pecas, cristales bipiramidales aislados y agregados de varios centímetros de diámetro en la masa leucocrática o en el límite con la roca micácea; presenta trazas de Mo (820 ppm) y Fe (270 ppm). Así como diminutos individuos tabulares de wolframita en cuarzo. Los sulfuros son pirita, calcopirita y calcosina poco abundantes. Otras especies presentes son hematita, fluorita, turmalina (chorlo) y berilo.

Como minerales supergénicos se reconocen: calcosina, covelina, goethita, cuprita, bismutita, malaquita y azurita.

Los minerales de ganga determinados son cuarzo, biotita, feldespato potásico y moscovita, en orden decreciente de abundancia. La biotita aloja entre sus láminas granos de scheelita y cuarzo.

Geoestadística

Etcheverry (1990) realiza un estudio estadístico para conocer la variación de la ley y potencia de la mineralización en veta Higuera, del mismo surge que el grado de coviariabilidad entre las dos variables es bajo, pudiéndose aceptar que son independientes. La ley se distribuye irregularmente, variando ampliamente en sentido horizontal pero aparentemente aumenta en profundidad y hacia el sector noroeste del cuerpo, mientras que la potencia es menos variable. Como consecuencia de la aleatoridad de las distribuciones, la estimación geoestadística tiene su uso limitado.

MODELO GENÉTICO

Este yacimiento se relaciona a un intrusivo ácido y constituye un criadero periplutónico, correspondiente al tipo "filón de cuarzo con scheelita" (grupo plutónico) de Burnol

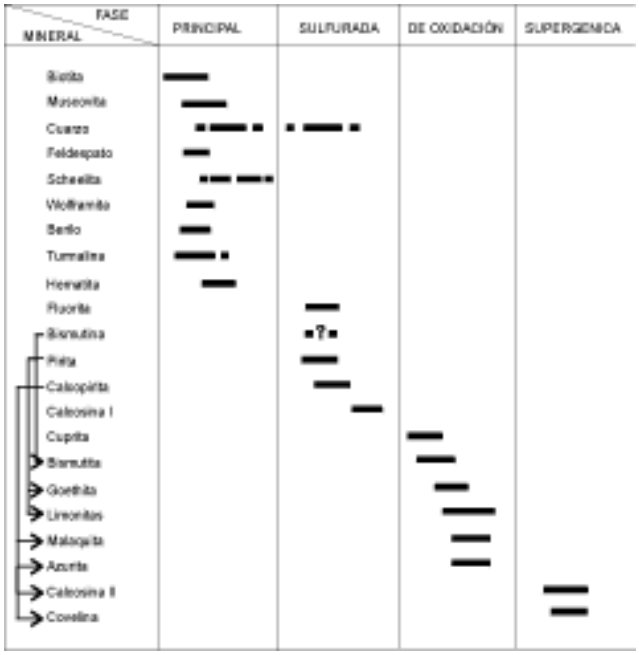


Figura 4. Sucesión mineral.

et al. (1978). Se trata de un yacimiento topo-mineral regulado por la estructura.

YACIMIENTO LOS PIQUILLINES

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Este yacimiento se localiza a 16 km al noroeste de la localidad San Martín, sobre la margen derecha del arroyo Las Huertas (afluente del río Quines) y está integrado por 3 vetas manteadas que se denominan: Santa Bárbara, Lucero y Caballito, sus coordenadas centrales son: 32°15'de latitud sur y 65°55'de longitud oeste.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

De acuerdo a Angelelli (1950) las leyes obtenidas en distintas labores variaban entre 0,37-3,67% WO_3 para potencias medias de 60 y 40 cm respectivamente, mientras que el mineral en cancha presentaba un tenor de 0,81% de WO_3 . Monchablón (1956) establece la siguiente ley y potencia para la veta Santa Bárbara 0,9% WO_3 y 0,5 metros. Las reservas estimadas por Angelelli (1950) son del orden de las 3.000 t de mineral con leyes de 0,5 a 0,8% WO_3 , sin embargo se carece de información actualizada. Previo al año 1943 los trabajos de explotación eran tipo pirquen; en esa fecha se instaló una planta de concentración gravitacional que llego a producir 2.300 kg de concentrados por mes, la cual funcionó hasta 1945 y totalizó 17 t de concentrados.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Se empleo el método de corte y relleno durante el período 1943-1945, con anterioridad se explotaron al pirquen. Los trabajos se desarrollaron a través de chiflones y galerías principalmente, totalizando aproximadamente 420 metros.

GEOLOGÍA REGIONAL

En el área aflora un cuerpo granítico postectónico denominado Granito El Hornito que intruye a esquistos cuarzo micáceos y a lentes de anfibolita. Asociados al granito se presentan diferenciados aplíticos y lamprofíricos.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El granito de grano grueso a porfiroide (cristales de ortoclasa) y de naturaleza calcoalcalina biotítica es interesado por diques lamprofíricos que rellenan fracturas; posteriormente se adosan a éstos las tres vetas de cuarzo-scheelita. Las tres fracturas principales mineralizadas constituyen las vetas Santa Bárbara, Lucero y Caballito. De acuerdo a Monchablón (1956) estas fracturas preminerales corresponden a una falla simple afectada por un segundo fracturamiento, durante el cual se produjo la intrusión del lampróﬁro y luego el relleno por soluciones hipotermales (W); fallas postminerales dislocan al depósito con movimientos de corto rechazo.

La veta Santa Bárbara, la más trabajada, presenta un rumbo N70° a 82°E/40°E, una extensión aflorante de 180 m y potencias de 0,4 a 1 metros. Su morfología es lenticular, aunque se adelgaza hasta finas guías.

Lucero muestra una dirección variable, pero en el chiflón homónimo su rumbo es N30°E y mantea 27°S, es decir que tiende en forma de crucero hacia Santa Bárbara. La zona de contacto de las dos vetas de inclinación opuesta se conoce como "La Canaleta".

Finalmente Caballito aflora por 230 m con una dirección N58°E/39°S. Se trata de dos guías de mineral separadas por 70 cm de lampróﬁro estéril, su potencia es de 10 a 20 centímetros.

Las venas y guías de cuarzo llevan granos y "puros" (concentrados de varios kilogramos) de scheelita, además participan en esta paragénesis mineral: biotita, feldespato, fluorita, pirita y reducidas cantidades de berilo y bismutita.

MODELO GENÉTICO

Este yacimiento se asociaría temporo-espacialmente al Granito El Hornito. Se trata de un relleno de fracturas, que constituye un depósito intraplutónico ligado a un granito félsico.

YACIMIENTO LA ASPEREZA

Grupo minero localizado a 8,5 km en línea recta al suroeste de San Martín y próximo al depósito de Los Aves-

truces. Ampara a cinco vetas subparalelas de dirección N290° e inclinación variable al sur. En la zona afloran esquistos cuarzo biotíticos y gneises intruídos por pequeños cuerpos tonalíticos, todas estas rocas son atravesadas por diques lamprofíricos de rumbo N25-60°O e inclinación 80°S que presentan a sus lados guías mineralizadas. Las vetas se denominan correlativamente 1, 2, 3, 4 y 5, siendo las más importante por extensión y trabajos efectuados la N° 4. Estas guías de morfología lenticular y corridas visibles de hasta 400 m, presentan espesores de 15 a 30 cm y están compuestas principalmente por cuarzo-scheelita, acompañados por escasa wolframita, biotita, turmalina, y menos comúnmente pirita y calcopirita como minerales hipogénicos. El wolframato de calcio se dispone a modo de ojos y pecas diseminadas en cuarzo, biotita y lampróﬁro (hasta 1.408 ppm de W). Las labores efectuadas en esta mina consisten en rajos, que cubren aproximadamente la extensión de las vetas, así como 2 piques en estéril (de 17 y 40 m en las adyacencias de las vetas 3 y 4 respectivamente) y cortavetas hacia las estructuras individuales. Estas minas fueron explotadas durante la primer guerra mundial por una compañía francesa y a partir de 1937 por Sominar (que movilizaba también el mineral del yacimiento Los Avestruces), esta empresa finalizó su actividad en 1958 cuando el BIRA (Banco Industrial de la República Argentina) dejo de pagar el precio sostén para el tungsteno. La producción por ejemplo durante 1954 fue de 0,5 t/mes (potencia y ley media = 0,2 m y 0,7% WO_3 respectivamente).

OTRAS MANIFESTACIONES

El depósito Cerrito Blanco se sitúa 8 km al suroeste de San Martín. Está integrado por un sistema de vetas paralelas, de rumbo N10-20°E e inclinación variable al suroeste. La mineralización aflora indistintamente en esquistos micáceos, granito blanco rosado y pegmatita, y consiste en un agregado de cuarzo y turmalina con scheelita finamente distribuída. La misma se dispone en guías de hasta 30 cm de espesor y a ambos lados de un filón lamrofírico. En una de las labores superficiales se descubrió la sanmartinita (localmente denominado *wolfran opaco*), originada por un reemplazo metasomático de soluciones ferrocincíferas sobre scheelita.

Al oeste del anterior se localiza el yacimiento Los Nogales, conformado por vetillas y guías de dirección este-oeste y espesor variable en las salbandas de un dique de lampróﬁro (kersantita), dicha estructura ha sido reconocida en una longitud de 600 metros. La scheelita principal mineral de tungsteno se asocia a wolframita, cuarzo, feldespato y escasa turmalina.

A 1 km al sur de Cerrito Blanco se sitúa la mina La Bochita compuesta por guías de cuarzo con scheelita separadas por 50 cm de lampróﬁro; presenta un rumbo N68°O e inclina 68°S y observa una corrida de 200 metros. Unos 1.000 m al sur de la mina citada precedentemente se emplazan los depósitos San José y Santa María, en el contacto entre esquisto micáceo-granito. Se trata de venillas de cuarzo y scheelita adosadas a un dique lamprofírico de dirección N54°O. El wolframato de calcio también se presenta a modo de pecas en una anfibolita epidotizada, al oeste del contacto granito-esquisto.

En el área de Villa Praga se ha reconocido otro depósito denominado La Teofila, de características similares. En la zona afloran esquistos micáceos, granito y diques pegmatítico y lamprofírico, a este último se asocia una veta de cuarzo de 285 m de corrida. Se trata de un relleno de fractura, donde se aloja primeramente el dique básico y luego la veta de cuarzo con nidos de scheelita y escasa pirita.

TIPO LOS CÓNDORES

A este grupo pertenecen los depósitos de Los Cóndores, El Águila, El Manantial y Santa Rita. Se trata de una mineralización de wolframita en filones de cuarzo, con mica dispuesta preferentemente hacia las salbandas.

YACIMIENTO LOS CÓNDORES

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Este yacimiento se localiza a 12 km al oeste-suroeste de la población de Concarán, departamento Chacabuco. Sus coordenadas son 65º20’ de longitud oeste y 32º32’ de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

El mineral (wolframita y scheelita) tratado en planta tuvo leyes medias de 0,8 a 1% de WO_3. Según Barrie (en Angelelli, 1984) la producción efectuada por la Compañía Minera Hansa hasta 1918 fue de aproximadamente 1.600 t de concentrados de tungsteno. A partir de 1939 y hasta 1963 se consignan 6.619 t con leyes de 66 a 71% de WO_3; 138 t de bismuto con 36 a 64% Bi y otras 144 t con leyes 21-29% Bi; y 5.734 t de concentrados de cobre obtenidos por flotación.

Las reservas asignadas a este yacimiento en 1962 ascendían a 282.000 t con leyes 0,3-0,5% WO_3, sin embargo los trabajos tipo pirquen realizados con posterioridad y la profundidad alcanzada durante la explotación nos hacen pensar que estas deben ser notablemente inferiores.

Sistema de explotación

Este depósito fue trabajado por el método de corte y relleno. Se desarrollaron numerosos laboreos, consistentes en un socavón y galerías en los niveles -54, -110, -137 y otros hasta el nivel –300 unidos por chimeneas y piques, que totalizan aproximadamente 20.000 metros.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Fue descubierto en 1897 y adquirido al año siguiente por la Compañía Minera Hansa, que la explotó hasta 1918;

representó uno de los cuatro grandes yacimientos que se explotaron durante la primera guerra mundial. A partir de 1934 la Compañía Puntana de Minerales recupera wolframita de las arenas del arroyo La Cañada, donde se descargaban los relaves. En 1938 se inician los trabajos de reparación y limpieza de las labores subterráneas y se instala una planta de concentración gravitacional y flotación de 200t/día. Posteriormente Sominar S.A., durante el transcurso de 1952, puso en funcionamiento una nueva planta de 500t/d que opera hasta 1962.

Los Cóndores fue el yacimiento de wolframio más importante del país.

GEOLOGÍA REGIONAL

Se encuentra ubicado en el Complejo Metamórfico Conlara, integrado por esquistos y gneises e intruído por rocas graníticas asignadas al Devónico.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Esta representada por esquistos biotíticos, en parte inyectados, en los que se alojan filones pegmatíticos (con turmalina y apatita) y distintas vetas de cuarzo-turmalina.

Estructura

El yacimiento comprende un sistema de cuatro vetas de rumbo general este-oeste y posición vertical, producto del relleno de fisuras. La principal es la veta Sur, la cual fue reconocida en una longitud de 650-700 m, con potencias de 0,80 a 1,50 m (aunque alcanza hasta 2,50 m). La veta Norte tiene un recorrido de 450 m y potencias variables (0,40-1,00 m). Los otros cuerpos (2B y 3) son lenticulares, de decenas de metros de largo, dispuestas escalonadamente hacia el sur.

Morfología

Las vetas poseen una marcada estructura simétrica. Las salbandas son arcillosas y en la roca de caja es frecuente una turmalinización que arranca desde los filones. Los bordes externos de las vetas están conformados por paquetes de mica verdosa, orientados perpendicularmente a la estructura de las mismas, alcanzando hasta 12 cm de ancho. La mica es potásica. Luego se reconoce una franja de mica con wolframita y menor cantidad de turmalina y cuarzo. En el centro se observa principalmente cuarzo, al que se asocian wolframita y sulfuros.

Alteración hidrotermal

La alteración produjo una fuerte turmalinización del encajante y una argilización no estudiada en detalle.

Mineralogía

La wolframita es el mineral más importante; se presenta en cristales tabulares, cuyos tamaños van desde microscópicos hasta 10 cm de largo; esta especie constituye un miembro intermedio de la serie ferberita-hübnerita. La scheelita se asocia al cuarzo, mica y wolframita, es de color blanco grisáceo y con fluorescencia blanca azulada. Al microscopio se identificó sanmartinita, conformando bordes entre wolframita y esfalerita (Brodtkorb y Ametrano, 1981).

Los sulfuros reconocidos son pirita, calcopirita (con desmezclas de cubanita y mackinawita), pirrotina, bismutinita, wittichenita, antimonita, molibdenita, además de oro, antimonio nativo y bismuto nativo.

Los minerales secundarios observados son covelina, limonitas s.l., jarosita, malaquita, azurita, atacamita, crisocola, bismutita y ocres de tungsteno.

Las principales especies minerales de ganga son cuarzo, moscovita, turmalina, fluorita, calcita, apatita y feldespato.

Estudios isotópicos-geocronología

Una moscovita del depósito fue datada por el método K/Ar y arrojó un valor de 334 Ma (Linares y Latorre, 1969).

MODELO GENÉTICO

Se trata de sistemas hidrotermales de mediana a alta temperatura, en base a la edad establecida se podría asociar con el magmatismo devónico registrado en el área.

OTRAS VETAS DE CUARZO CON WOLFRAMITA Y/O SCHEELITA, CON Y SIN SULFUROS

En ámbito de la Sierra de San Luis existen numerosos depósitos y manifestaciones vetiformes de pequeñas dimensiones, no estudiados con posterioridad a los informes de Monchablón (1956), Roberts (1979), Sabalúa y Mate (1981) y Angelelli (1984), por lo que se considera oportuno transcribir algunas de sus características citadas en dichas obras, complementadas además por observaciones personales. En general se asocian a cuerpos graníticos de edad devónica, en particular con los Batolitos de Las Chacras y Renca (figura 1).

En la quebrada de Zapallar, a unos 10,5 km al sur de la localidad de Quines, existen varios yacimientos que fueron explotados en pequeña escala por wolframita y scheelita; los mismos ocupan una superficie aproximada de 1 kilómetro cuadrado. La geología del sector está integrada por micacitas, esquistos cuarcíticos y pegmatitas. El depósito más destacado del área fue Los Indios, cuya veta de cuarzo se extiende por 100 m con potencias de 0,5 a 0,8 m y un rumbo general norte-sur e inclinación 40°O. Fue movilizada a través de varias galerías, en la actualidad aterradas. A escasa distancia se localiza la mina Piedras Coloradas que está formada por dos guías de cuarzo de 0,1 a 0,8 m de

espesor, cuya dirección es N15°O/30°O; las mismas se alojan en un cuerpo pegmatítico. Existen diversas labores a cielo abierto sobre una extensión de aproximadamente 100 metros. El yacimiento Santa María comprende un filón lenticular de cuarzo, discordante respecto a los esquistos cuarzosos encajantes, su potencia varía de 0,1 a 0,3 metros. La mina ha sido trabajada a lo largo de una ladera por medio de 18 galerías de 10 a 15 m de extensión. Los depósitos Los Túneles y Los Quebrachitos son de poco espesor y recorrido.

Los yacimientos San Vicente, Diana y La Chata se localizan unos 12 km al suroeste de Santa Rosa. Se trata de vetas de cuarzo emplazadas en esquistos micáceos, donde la wolframita (hübnerita) observa una distribución caprichosa. Este mineral se presenta en nidos y en cristales aislados de 1 a 2 cm de largo, acompañado por pirita, calcopirita, esfalerita y fluorita. El cuarzo, relleno principal, se muestra muy fracturado y con guías de hematita. El laboreo más importante se desarrolló en San Vicente y consistía en un pozo maestro de 30 m de profundidad y cinco galerías. La ley media era de 1%.

A escasa distancia al sur de Los Cóndores se halla el depósito El Aguila. Consiste en varios mantos de cuarzo con inclinaciones entre 10° y 30°, de espesores muy pequeños (5 a 30 cm), que cortan a las micacitas y pegmatitas del área. La mineralización de wolframita y scheelita se localiza en las salbandas, junto con mica y turmalina, con presencia además de pirita, calcopirita y bismutina.

En el camino hacia Las Higueritas se presentan 600 m de filones de cuarzo con wolframita, emplazados en esquistos, que fueron explotados como mina Santa Rita.

El Manantial se sitúa a 23 km al suroeste de San Martín, consiste en 4 vetas paralelas de rumbo este-oeste que seccionan a esquistos micáceos y pegmatitas concordantes. Presentan una corrida de aproximadamente 250 m, con espesores promedio de 0,4-0,5 metros. La mineralización está representada por wolframita, dispuesta preferentemente hacia las salbandas, junto con moscovita, pirita, calcopirita, hematita y apreciable cantidad de bismutina. Se praticó un pique hasta 30 m de profundidad y luego galerías para seguir un clavo de 0,60 x 80 metros.

En el sector de Villa Praga se trabajaron los depósitos de La Porfía y El Peñón. El primero se localiza a 10 km al sur y el otro a 4,5 km al oeste de la población mencionada. En la zona afloran esquistos micáceos inyectados y apofisis del granito de Las Chacras, así como pegmatitas portadoras de berilo, turmalina y minerales oxidados de bismuto. La scheelita se dispone en guías lenticulares de cuarzo, de 15 a 30 cm de potencia y corridas de hasta 95 metros. Su rumbo es N31°O/subvertical al oeste. La acción hidrotermal generó procesos de moscovitización y turmalinización en el encajante.

En las cercanías de la localidad de Libertador General San Martín se presenta el yacimiento de Las Palmas representado por guías de cuarzo con scheelita, fluorita y pirita. Próximo a la ruta que une San Martín con el caserío de Las Chacras (18 km) se explotó el yacimiento El Coquito. El mismo se aloja en el contacto esquisto-granito y consiste en el relleno de un sistema de diaclasas por cuarzo, wolframita, scheelita y minerales de bismuto.

El distrito Piedras Coloradas se halla a 24 km al norte de Paso Grande. La geología del área está representada por esquistos cuarzo-plagioclasa-biotíticos intruídos por el granito de Las Chacras de edad devónica. Se han reconocido varias estructuras alojadas en las rocas citadas, pero es sin duda la mina Piedras Coloradas la más importante de esta corrida que se extiende por 6,5 km en dirección nornoreste. En esta mina se han diferenciado cuatro sectores: a) Este, veta de 100 m de longitud y potencias de hasta 3,5 m; b) María Auxiliadora, veta de 150 m de corrida; c) Pique N°1 y d) Guía Sur, emplazados en metamorfitas. Los laboreos realizados consisten en piques, rajos y trincheras poco profundas. La mineralización está representada por wolframita en venas de cuarzo, con scheelita subordinada. En el sector granítico aledaño sólo se observan guías de cuarzo con wolframita, las cuales fueron trabajadas superficialmente.

La mina San José de Paso Grande se ubica a 3,5 km al suroeste de la localidad de Paso Grande. Este depósito se emplaza en esquistos micáceos plegados e inyectados por material pegmatítico. La mineralización de scheelita se dispone en una fractura ocupada por cuarzo y a modo de cuerpos lenticulares concordantes con la esquistosidad, de hasta 30 cm de espesor. Se trabajó mediante chiflones que siguieron las lentes mineralizadas hasta profundidades que alcanzaron los 15 metros.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigaciones de Ciencias Naturales.* Museo B. Rivadavia.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Vol. I y II. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*.

Bifano, E. y H. Torres, 1971. Informe Minero del Grupo Los Avestruces. *B.I.R.A.,* inédito.

Bowden, P., R. Batchelor, B. Chappell, J. Didier y J. Lameyre, 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granite rocks a discussion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35: 1-11.

Brodtkorb, M. K. de y S. Ametrano, 1981. Estudio mineralógico de la mina Los Cóndores, provincia de San Luis. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 259-271.

Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 115-118.

Burnol, L., J. Gefroy y P. Soler, 1978. Le tungstene, ses principaux types de gisement. *Chronique de la Recherche Miniere*: 27-42.

Etcheverry, R., 1987. Geología y mineralización del área wolfrámica de Los Avestruces. Departamento San Martín. Provincia de San Luis. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral,* 489, inédita.

Etcheverry, R, 1990. Geología, mineralización y metalogénesis del yacimiento "Los Avestruces", departamento San Martín, provincia de San Luis, Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación Especial en Homenaje al ingeniero V. Angelelli,* 67-77.

Halpern, N., E. Linares y C. Latorre, 1970. Estudio preliminar por el método Rb/Sr de rocas metamórficas y graníticas de la provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (3): 293-302.

Kilmurray, J. y L. Dalla Salda, 1977. Caracteres estructuralesy petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Museo de La Plata, Obra del Centenario,* 4: 167-178.

Linares, E. y Latorre, C., 1969. Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis. *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 195-204.

López de Luchi, N, 1987. Caracterización geológica y geoquímica del Plutón de La Tapera y del Batolito de Renca, Sierra de San Luis. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 84-88.

Monchablón, A., 1956. Estudio minero-económico de los yacimientos de W de San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* informe inédito.

Rapela, C., A. Toselli, L. Heaman y J. Saavedra, 1987. The Paleozoic Granite Plutonism of Eastern Pampean Ranges, Argentine. En The Geologic Evolution of South America *(Centennial ISSUE,* Ed. Cordani).

Roberts, F., 1979. Wolframio en la provincia de San Luis. Memoria descriptiva de zonas productoras y sus principales yacimientos. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito.

Sabalúa, J. y O. Mate, 1981. Programa tungsteno-estaño de la provincia de San Luis. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito.

Burgos, J. A., 1999. Manifestación Las Termas, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 601-608, Buenos Aires.



MANIFESTACIÓN LAS TERMAS, DISTRITO URANÍFERO TINOGASTA, CATAMARCA

José A. Burgos[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

La manifestación Las Termas se ubica en el faldeo occidental del tramo medio de la sierra de Fiambalá (27º42' de latitud sur y 67º30' de longitud oeste) a 2.200 m s.n.m. y a unos 12 km al este de la localidad homónima. Cuenta con pedido de cateo a nombre de la Comisión Nacional de Energía Atómica, el cual cubre una superficie de 54 ha, distribuídas en nueve (9) unidades de explotación nuclear.

Esta manifestación forma parte del Área Fiambalá (Sierras Pampeanas Noroccidentales) y junto a otras localizadas en el Área La Alumbrera (Sistema de Famatina), integran el Distrito Uranífero Tinogasta, en el suroeste de la provincia de Catamarca.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO

Los primeros antecedentes mineros se refieren a las actividades desarrolladas entre 1954/57 por la Compañía Argentina de Uranio Cerro Bravo en varios yacimientos conocidos inicialmente como Norma, Isabel, La Flecha y Helios, localizados en las sedimentitas de edad pérmica aflorantes sobre el faldeo occidental del Bolsón Fiambalá-Tinogasta, los que integraron posteriormente el Distrito Uranífero Tinogasta (Cordón y Toubes, 1957).

En 1956 se logró la primera producción de 26,6 t de mineral seleccionado con una ley de 0,34% de U procedente del yacimiento La Cienaguita del departamento de Tinogasta. Desde ese año hasta 1960 la CNEA participó de los estudios de estos depósitos, localizando sobre la misma corrida varias anomalías sin interés económico (Agua Amarga, Punta Colorada, entre otros).

En 1961 se desarrolló un programa de prospección aérea que confirmó los anteriores yacimientos detectando nuevas anomalías sobre el faldeo occidental de la sierra de Fiambalá, que no pudieron localizarse en superficie.

Hasta 1977, la CNEA continuó desarrollando en el ámbito provincial actividades discontinuas de prospección y exploración, en particular, sobre las sedimentitas continentales de edad pérmica del faldeo oriental del cerro Negro de Rodriguez descubriendo numerosas anomalías, indicios y manifestaciones de uranio vinculadas con un horizonte guía de distribución regional denominado "Faja Decolorada" de la Formación de La Cuesta (Antonietti *et al.,* 1984). Estas concentraciones de minerales radiactivos, junto a otras de carácter vetiformes de reducidas potencias y corridas (Agua de los Pájaros, Peña Negra, Río Leoncito, Dique Vallecito y Quebrada La Lora, entre otras), fueron agrupadas en el Área La Alumbrera (Gorustovich y Solís, 1977).

Entre los principales depósitos del Área La Alumbrera, se destacan los trabajos de exploración ejecutados en la Manifestación Quebrada El León que permitieron una estimación preliminar a nivel geológico de 173 t de mineral con una ley media de 0,063% de U (Chiaradía 1977). Con posterioridad, se inició un programa de sondeos, llegandose a concretar 252 m, parte de los cuales fueron testigados. Los resultados negativos del perfilaje, sumados a otros inconvenientes, determinaron la suspensión definitiva del trabajo (Burgos 1989).

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Noroeste.*

A partir de 1986, la prospección se orientó al reconocimiento de las intrusiones batolíticas y cuerpos menores de las Sierras Pampeanas. Este programa contaba con antecedentes de anomalías aéreas y de poblaciones geoquímicas anómalas por uranio, determinadas a partir de las muestras aportadas por el Plan NOA 1 Geológico Minero.

Hasta 1991 y en forma discontínua se prospectó un 70% del área programada. Los estudios realizados permitieron diferenciar cinco grupos de granitoides, tres de los cuales presentarían facies con tendencias evolutivas favorables desde el punto de vista uranífero, estableciéndose varios sectores de interés (Guidi, 1991).

Como resultado de este programa en 1987 se descubrió la actual Manifestación Las Termas, que dió lugar al Area Fiambalá ubicada en el sector septentrional de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. Hasta el presente los trabajos desarrollados no permiten definir su economicidad. Entre las tareas realizadas se destacan la delimitación de tres sectores sobre una extensión de 2.400 m de largo por 400 m de ancho con 90% de reconocimiento radimétrico superficial, 75% de levantamientos topográficos y 10 trincheras. Asimismo, estudios geofísicos efectuados en una zona piloto, han certificado la continuidad de una de las estructuras de control mineral, hasta una profundidad mínima de 300 m (Oviedo, 1995).

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de Fiambalá integra la porción septentrional de las Sierras Pampeanas Noroccidentales del suroeste de la provincia de Catamarca (Caminos 1979). Geológicamente, se caracteriza por una secuencia metamorfizada de edad precámbrica y de posible orígen sedimentario, compuesta por rocas metagrauváquicas, metapelíticas y calcosilicáticas que fueron transformadas por metamorfismo de grado variable en esquistos, cuarcitas y gneises con intercalación de anfibolitas (Grissom, 1991, Page *et al.,* 1992). En el faldeo oriental de la sierra, esta secuencia se encuentra corrida sobre conglomerados del Terciario Superior por un fracturamiento inverso de alto ángulo (González Bonorino, 1950).

Durante el Cámbrico Inferior, el basamento metasedimentario fué intruído por un magmatismo granítico aluminoso de carácter pre-sincinemático que sufrió los efectos de la presión y temperatura, dando lugar al ortogneis de La Puntilla. Este cuerpo se ubica sobre el extremo suroeste de la sierra (Penck, 1920, González Bonorino, 1972, Grissom, 1988).

Entre el Cámbrico tardío y el Ordovícico tardío, acompañando a lo que se interpreta como la máxima deformación y metamorfismo regional tuvo lugar una generalizada migmatización seguida por la intrusión de cuerpos básicos (Villar *et al.*,1978; Page *et al.,* 1992). La fuerte deformación desarrolló estructuras esquistosas de rumbo nornoroeste-sursureste y buzamientos variables, como consecuencia del plegamiento y fracturación posterior. Los procesos de migmatización corresponden a fenómenos de inyección de material granítico a lo largo de fajas paralelas a la esquistosidad, los que se presentan con marcado desarrollo sobre el sector este de la sierra (Gonzalez Bonorino, 1972).

Intrusiones graníticas de edad carbónica (Los Ratones, Cuestanzune y La Florida, entre otras menores), representan el último acontecimiento magmático paleozoico del área (Arrospide, 1974). Se destaca el carácter discordante y postectónico de los cuerpos carbónicos y su composición mayoritariamente granítica a cuarzo-monzodiorítica (Grissom *et al.,* 1991; Page *et al.,* 1992).

Con posterioridad a estas intrusiones, siguió un período de ascenso, denudación y peneplanización. Esta actividad perduró hasta el Terciario con interrupciones. (Gonzalez Bonorino, 1972). El ascenso andino, con un marcado fracturamiento inverso, determinó la dislocación en bloques y la configuración de las cuencas continentales donde se acumularon depósitos terciarios y cuaternarios. Durante el Plioceno, la actividad volcánica fué importante, particularmente en las regiones septentrionales. Los movimientos andinos culminaron durante el Plio-Pleistoceno con el mayor levantamiento del basamento cristalino dando lugar a la actual configuración de las Sierras Pampeanas (Caminos, 1979).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

En el área de estudio del faldeo occidental de la sierra de Fiambalá, afloran principalmente rocas del basamento metamórfico intruído por el Granito Los Ratones, cuerpo subcircular de aproximadamente 65 km^2 (figura 1).

Las rocas del basamento se presentan con escasa cobertura de sedimentos modernos. Están integradas por paquetes de esquistos cuarzosos y cuarzo-micáceos, a veces portadores de grafito y agujas de turmalina, intercalados con cuarcitas, gneises y anfibolitas. La secuencia se presenta plegada, con importantes fracturas locales y fajas de milonitas y cataclasitas.

Diques y filones aplíticos y pegmatíticos de composición granítica y otros de composición riolítica a basáltica de hasta 4 m de espesor, intruyen tanto a la secuencia metamórfica como al cuerpo granítico. El contacto entre estas dos entidades es neto, con desarrollo de una aureola de hornfels de textura granoblástica, de unos 25 m de potencia, compuesta por feldespato alcalino-cuarzo-biotita.

En el intrusivo granítico Los Ratones, pueden diferenciarse dos facies principales, una porfírica compuesta por fenocristales de cuarzo y feldespato potásico, plagioclasa y anfíbol, inmersos en una pasta microgranosa de cuarzo y feldespatos y otra, de tipo equigranular cuarzo-feldespática, que presenta inclusiones de rocas ígneas ácidas alteradas a moscovita, las que son portadoras de ilmenita (Morello *et al.,* 1996)

Litología

La mineralización de uranio se aloja preferentemente en esquistos y cuarcitas sometidas a un proceso metaso-

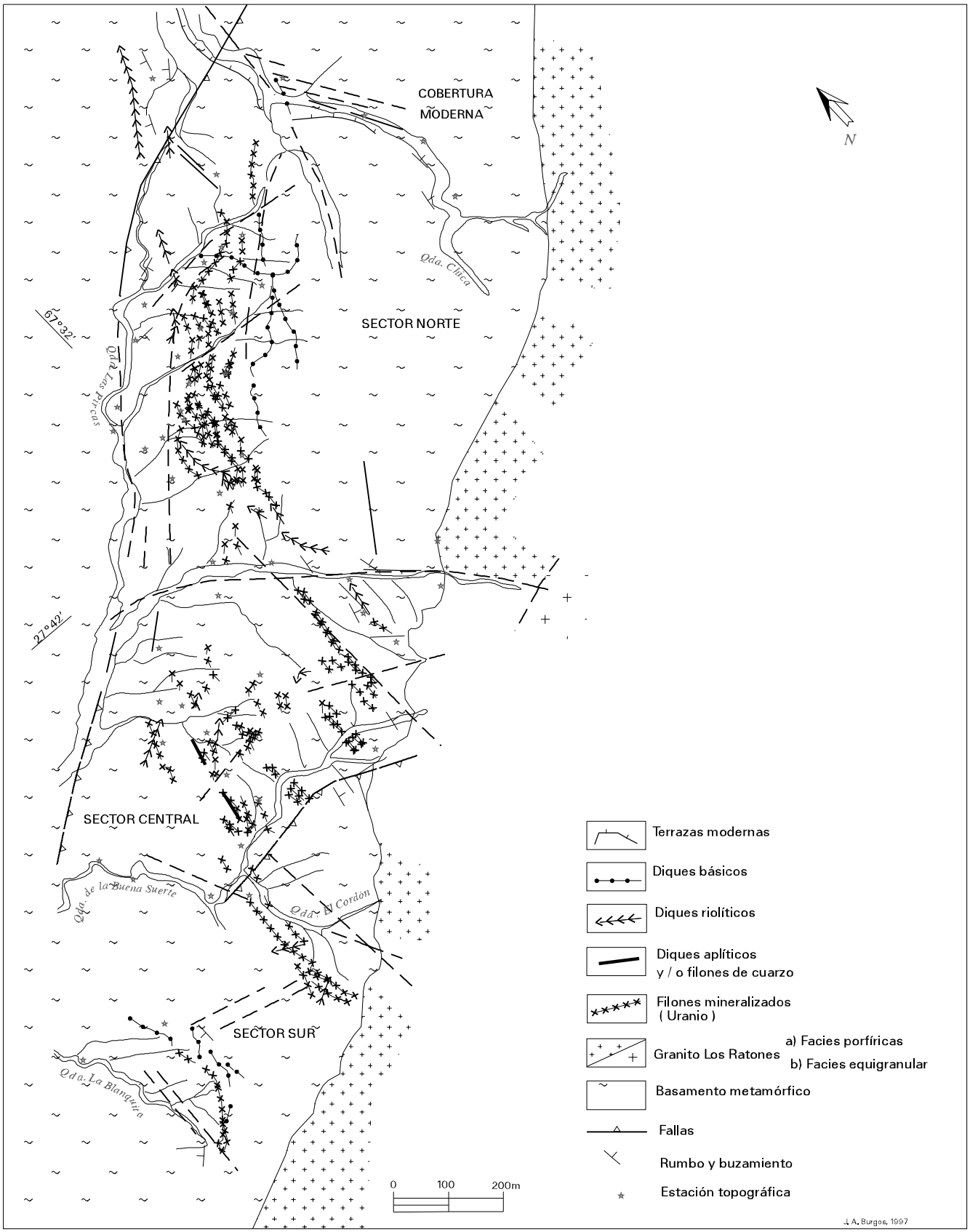


Figura 1. Geología del depósito.

mático por boro y fluor y afectadas por un brechamiento cataclástico, conjunto que dió lugar a importantes fajas de alteraciones. Estas rocas presentan rumbos submeridianos a norte-sur, con buzamientos al este y oeste respectivamente.

Pequeños filones y diques de cuarzo de hasta 0,50 m de espesor, con una pasta fina totalmente sericitizada y moscovitizada, asociados con escasos individuos de feldespato potásico, apatita, circón y fluorita, se presentan intercalados concordantes con la esquistosidad. Los diques de aplitas no superan los 2 m de potencia y están compuestos mayoritariamente por ortosas y plagioclasas con alteración argílica y moscovitización, siendo la moscovita de origen secundario.

Un dique de pórfiro riolítico de 3 m de espesor promedio acompaña paralelamente (o a veces secciona en diagonal) la faja de alteración. Está compuesto por un 75% de pasta de composición cuarzo micácea argilizada y sericitizada. Los fenocristales son de cuarzo, plagioclasas con alteración argílica y feldespato potásico. A veces contienen pequeños cristales de fluorita, circón y/o escasa apatita.

Los diques de basaltos tienen espesores entre algunos centímetros y los 4 metros. Están compuestos por olivino serpentinizado, hornblenda y poca cantidad de anfíboles en la pasta. Algunos presentan orbículas rellenas con analcima y otros, núcleos de hornblenda y/o biotitas de hasta 0,15 m de diámetro (Capuccino 1990).

Estructura

Si bien se han programado estudios específicos sobre la tectónica y microestructuras en el ámbito de la manifestación Las Termas, éstos aún no han sido realizados, razón por la cual se mencionarán las interpretaciones que resultan de las observaciones de campo.

Uno de los principales metalotectos (Laffite *et al.,* 1965) que controla el desarrollo longitudinal de la manifestación Las Termas, corresponde a dos fracturas subparalelas muy próximas que han originado un "corredor de estructuración" de rumbo promedio N150º y buzamiento de 60-70ºSO. Esta estructura cruza la sierra de Fiambalá y habría controlado entre sus límites, los principales procesos tectónicos, magmáticos, hidrotermales y metalogénicos (Burgos y Maidana, 1989; Burgos, 1996).

Movimientos transcurrentes sobre esta estructura, habrían originado la zona de extensión de unos 500 m de ancho por 3 km de largo que se emplaza sobre el flanco occidental de la sierra. Procesos tectónicos reactivados a partir de fajas miloníticas pre-existentes, habrían facilitado la distribución y el control de las soluciones mineralizantes y el posterior desarrollo de las fajas de alteraciones que dan lugar el depósito uranífero de Las Termas (Burgos, 1995).

Otras fracturas menores y diaclasamientos posteriores aparentemente superficiales, han contribuido al desarrollo y al enriquecimiento de la mineralización supergénica asociada.

En general, la yacencia principal de la mineralización es de carácter filoniano, pero participan también delgadas vetillas de pechblenda-pirita-fluorita, en principio en dos generaciones, así como, mineralización supergénica rellenando sistemas de diaclasas tipo stocworks y aún diseminada, dentro de los límites de las fajas de alteraciones.

Morfología

Los trabajos de superficie, en particular la radimetría y las observaciones en trincheras, permiten señalar ciertas características en la morfología del depósito. En principio, el desarrollo de los filones mineralizados respondería a cuerpos elongados en el sentido submeridiano, de 100 a 300 m de corrida, los cuales tienden a acuñarse, digitarse y/o interrelacionarse, dando lugar a un sistema del tipo enrejado.

La potencia mineralizada varía entre algunos decímetros y los 7 m, llegando excepcionalmente a los 15 m en aquellos tramos de cruce de estructuras o en los quiebres de rumbos. El buzamiento de los filones presenta una tendencia generalizada a 40º-70ºE. Localmente pueden ser verticales, o buzar al oeste, en este último caso controlados por el diaclasamiento o por pequeñas fracturas.

En algunos tramos, los depósitos muestran la independencia de la mineralización respecto del rumbo y buzamiento de los paquetes metamórficos. El control tectónico en el emplazamiento de los filones y su carácter epigenético, se ponen de manifiesto al penetrar diagonalmente los planos de la esquistosidad metamórfica. Asimismo, se ha comprobado sobre trincheras que la potencia mineralizada no es uniforme. Se presentan "caballos estériles" intercalados, con baja radimetría, manteniendo la distribución de tipo enrejado hacia profundidad y en todo los casos con minerales secundarios de uranio a la vista y eventualmente pechblenda (Burgos 1996).

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal se encuentra muy difundida en el área pudiéndose reconocer diferentes tipos. La más común es la silicificación que presenta principalmente en guías y venas de diferentes generaciones, también en reventones y en menor medida en forma penetrativa. En la facies equigranular del granito se observan incipientes procesos de episienitización.

Entre las alteraciones micáceas, la moscovitización es la más frecuente y se observa en forma penetrativa, siendo tan intensa en la caja como en el granito. Se presenta en algunos sectores topacio y fluorita acompañando a sericita. La alteración sericítica localmente puede estar asociada con fenómenos de cloritización y argilitización incipientes.

En la facies del granito equigranular se han reconocido fajas submeridianas de alteración de hasta 4 m de espesor, constituida principalmente por una mica verde grisácea (zinnwaldita?) parcialmente alterada a óxidos de Fe y en menor proporción cuarzo y fluorita. En la aureola de corneanas y en las brechas mineralizadas de uranio, se observa una mica de color castaño claro a rojo oscuro, compuesta por laminillas u orlas alrededor de la biotita preexistente.

La fluorita es muy abundante y aparece acompañada por sílice, como constituyente de venas con espesores que varían de pocos milímetros, hasta fajas de 2 metros. La calcita se presenta en venillas acompañando a otros minerales de alteración. (Morello *et al.,* 1996).

Mineralogía

Los estudios de las características físicas, ópticas o mediante análisis por difracción de rayos X, sobre muestras procedentes de la manifestación Las Termas, fueron realizados mayoritariamente en los Laboratorios de la División de Estudios Especiales de la CNEA.

Minerales primarios. La presencia de pechblenda y gummitas fue reconocida en los tres sectores de la manifestación, en forma de venillas microscópicas, llegando solo ocasionalmente a formar vetas de hasta 0,30 m de espesor y reducido desarrollo longitudinal. Penetran rocas metamorfizadas de textura brechosa, color gris oscuro con fuertes oxidaciones ferruginosas castaño amarillentas, a veces rosada y de aspecto terroso. En la mena oxidada se reconocen entre otros, fluorita violácea a negra, pirita y abundante yeso incoloro o blanquecino.

Bajo la lupa binocular las venillas son de color negro y/o amarillo anaranjado, tienen brillo submetálico a píceo, con fuerte alteración, deformación y fracturamiento. Presentan texturas coloformes (o en cocarda), formando pequeñas esferas de hasta 1,8 mm de diámetro; se distinguen también finísimos cristales prismáticos cubiertos por yeso.

Son comunes las texturas botroidales y bandeadas de hábito fibro-radiada, brillo mate o graso, de mineral amarillo de uranio pseudomorfo de pechblenda pre-existente. Estos pseudomorfos, tienen aspecto criptocristalino y a menudo presentan evidencias de alteración posterior.

Otros minerales primarios reconocidos en el área son: casiterita, calcopirita, pirrotina, melnikovita y oro nativo. (Morello, 1990; Morello *et al.,* 1996).

Las determinaciones químicas y radimétricas sobre muestras superficiales de minerales primarios de uranio, registran tenores, en estado de equilibrio, de 0,51% a 9,4l % de U (figura 2).

Minerales secundarios-enriquecimiento supergénico. Los procesos de alteración supergénica son muy importantes y se encuentran esencialmente controlados por la fracturación. Las limonitas constituyen el grupo mineral de oxidación más abundante y se asocian a una gran variedad de sulfatos, en donde también participan minerales del grupo de las arcillas.

Entre los sulfatos, el más abundante es el yeso, frecuentemente, se asocia jarosita y en menor proporción natrojarosita, slavikita y creedita. Es frecuente la presencia de carbonatos de Cu, principalmente malaquita y en menor proporción azurita, paratacamita y relictos de covelina. También se observan óxidos e hidróxidos de Mn (Morello *et al.,* 1996).

Los minerales supergénicos de uranio aparecen asociados a grupos catiónicos de distribución localizada. Se han reconocido óxidos como la masuyita, fourmarierita y wölsendorfita; silicatos como la coffinita, kasolita, uranofano y betauranofano, boltwoodita y sklodowskita y fosfatos como la autunita, chernikovita, metatorbernita, meta-uranocircita, saleeita y coconinoíta. (Saulnier y Greco, 1988; Morello *et al.,* 1996)

Asimismo, mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X sobre roca total, se determinaron contenidos de hierro, cobre, plomo, ytrio, tenores menores de manganeso, zinc, zirconio, thorio y trazas de elementos de tierras raras (Nd, Ce, Er, Gd?), así como niobio y oro. (Morello, *op. cit.*)

Determinaciones radimétricas y químicas por uranio sobre muestras alteradas de superficie y en trincheras, señalan contenidos variables entre 0,025% a 0,42% de U. Si bien mayoritariamente los valores obtenidos se encuentran en estado de equilibrio, escasas muestras acusaron variaciones en la relación química-radimétrica.

Minerales de ganga. Entre los minerales de ganga que acompañan la mineralización de uranio se destacan: cuarzo, fluorita, turmalina, yeso, pirita, xenotima, calcita, óxidos de Fe, carbonatos de Cu, grafito y minerales de Mn, entre otros.

MODELO GENÉTICO

En principio, los estudios realizados en la manifestación permiten establecer que la mineralización de uranio responde a un modelo filoniano de carácter endógeno, epigenético e idiogenético en el sentido de Sureda y Galliski (1989). Dadas las características del proceso, su amplitud y relación espacial con mineralizaciones vetiformes paralelas (W, Sn, entre otras), se lo incluye en un mismo sistema tipo greisen, coetáneo con el emplazamiento del granito Los Ratones.

Este sistema está compuesto por un endogreisen caracterizado por fajas de cuarzo-mica verde grisácea (zinnwaldita?), que se encuentran también en el granito alterado y por un exogreisen que comprende las brechas mineralizadas, el sistema de venas y venillas y la alteración penetrativa. Este último presenta una asociación constituida principalmente por cuarzo-moscovita-(mica castaña rojiza)-fluorita, en donde la presencia de topacio indica que los procesos hidrotermales se originaron a menor temperatura y sin ebullición, evento característico de los sistemas tipo venas (Pirajno, 1992).

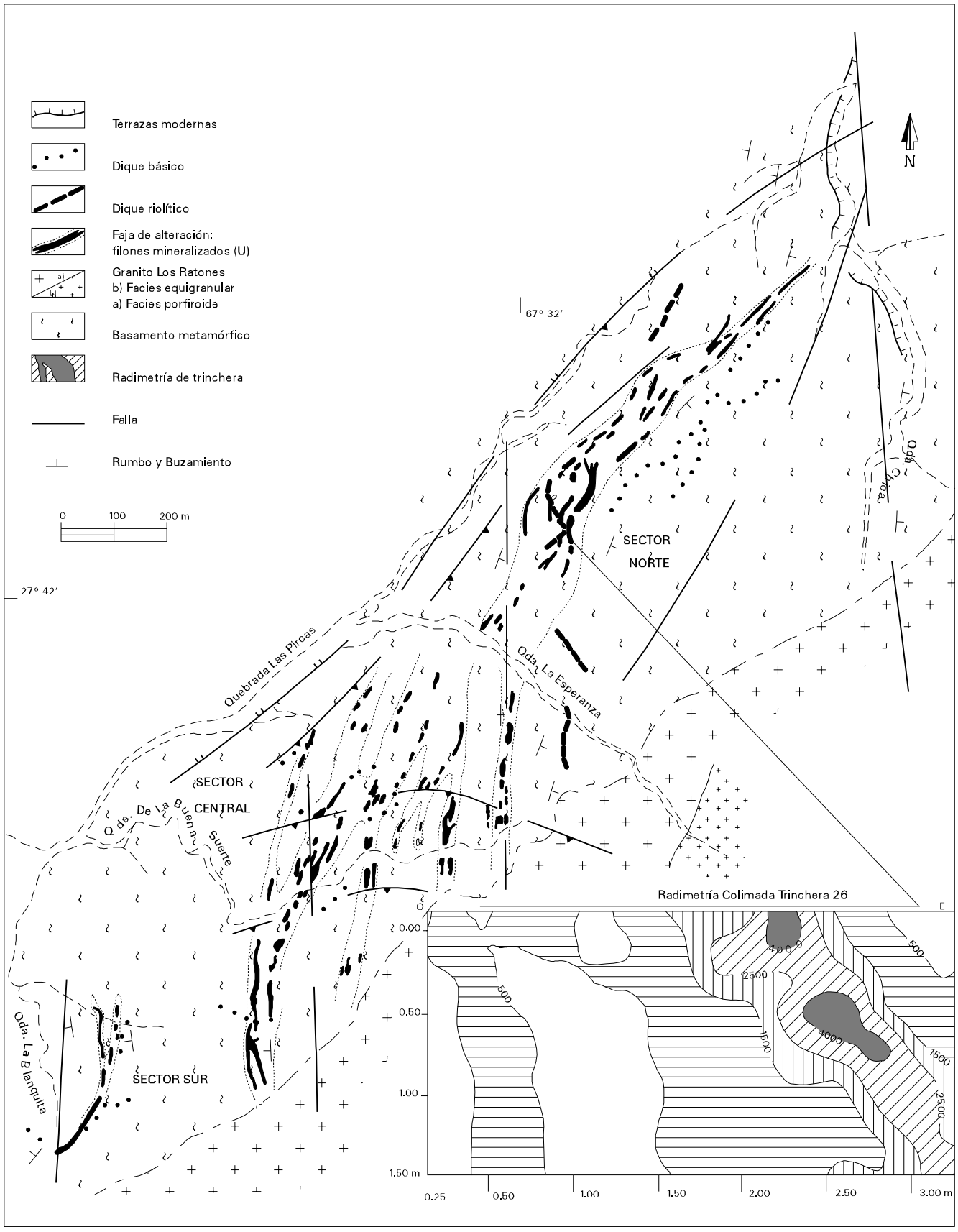


Figura 2. Mineralización, alteración y determinaciones radimétricas del yacimiento.

Un aumento del metasomatismo de H+, por una mayor participación de aguas meteóricas en el sistema hidrotermal posterior a la greisenización, explicaría la presencia de cloritas, arcillas y también de carbonatos que acompañan estas alteraciones (Pirajno, 1997). Las venas de carbonatos pueden considerarse como pertenecientes al estadío final de la greisenización.

Previo a la greisenización, se habrían originado procesos incipientes de episienitización que se reconocen por la descuarcificación y recristalización de cuarzo en las oquedades, que le otorga a la roca un aspecto poroso. Puede decirse entonces que durante la etapa tardío-magmática a postmagmática, las soluciones evolucionaron desde alcalinas con elevada actividad de CO_2 (episienitización) a soluciones de alta actividad de H+ y FH (greisenización) (Morello *et al.,* 1996).

Teniendo en cuenta que la depositación de los minerales de mena para este tipo de depósitos comienza con la fase de óxidos de W y Sn, sigue con la de sulfuros y culmina con la de carbonatos y óxidos de Fe, es probable que la secuencia de mineralización haya sido: casiterita; pechblenda-pirita; calcopirita-pirrotina-pirita-melnikovita-oro, procesos genéticos que podrían vincularse a las facies terminales del magmatismo ácido del granito Los Ratones (Morello *et al., op. cit.*).

BIBLIOGRAFÍA

Antonietti, S., Gorustovich, S., Valdiviezo, A., Benitez,A. y Saucedo, P., 1981. Geología y metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Parte I: Acumulaciones con control sedimentario.*OIEA.* Viena, 1984.

Arrospide, A., 1974. Petrografía, Estructura y Génesis de los depósitos de "Greisen", del sector comprendido entre las Quebradas Los Arboles y Los Ratones, sierra de Fiambalá, Catamarca. *Universidad de La Plata,* informe inédito.

Burgos, J., 1989. Resultados de la investigación por sondeos en la Manifestación Quebrada El León. departamento Tinogasta, Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Burgos, J. y Maidana, J., 1989. Nuevos conceptos de interpretación para el Area Los Ratones, sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Burgos, J., 1995. La zona de extensión que controla la Manifestación Las Termas: un modelo estructural en la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste*. Inédito.

Burgos, J., 1996. El cizallamiento NO-SE que controla las mineralizaciones de estaño-wolframio y uranio. Delimitación de potenciales estructuras en la sierra de Fiambalá y áreas vecinas, provincia de Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *En: 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* l: 225-291, Córdoba.

Capuccino, S., 1990. Informe Petrográfico y Geoquímico de Las Termas, sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Cordon, V. y Toubes, R., 1957. Informe geológico-minero y proyecto de exploración del Distrito Uranífero Tinogasta, provincia de Catamarca. Chilecito, La Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica.* Inédito.

Chiaradía, V., 1977. Informe final Manifestación Quebrada El León, Tinogasta, Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Gonzalez Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 5 (3): 81-110.

Gonzalez Bonorino, F., 1972. Descripción de la Hoja l3c, Fiambalá, provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 127.

Gorustovich, S. y Solis, J., 1977. Area La Alumbrera. Zona de interés uranífero del suroeste de la provincia de Catamarca. *2º Congreso Iberoamericano Geológico Económico,* 5: 295-315.

Guidi, F., 1991. Investigación de las Sierras Pampeanas Noroccidentales para la selección de áreas de prospección. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste*. Inédito.

Grissom, G., 1988. Granulite facies metamorphism associated wich a deep mafic intrusion in an early Paleozoic magmatic Arc, sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. *Geological Society America, Annual Meeting,* Denver, Colorado, Abstracts wich Programs. 20: All.

Grissom, G., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic Arc: sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. *Tesis Doctoral, Univ. de Stanford.*

Grissom, G., De Bari, S. M., Page, S., Page, V., Villar, L., Coleman, R. C. y Viruel de Ramirez, M., 1991. The deep crust of an Early Paleozoic Arc; the sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. En Harmon, R. y Rapela, C. (Eds.): *Andean Magmatic, Special Paper,* 265: 189-200.

Laffite, P., Permingeat, F. y Routhier, P., 1965. Cartografie metallogenique metalloctecte et geochimic regionale. *Bulletin de la Societè Francaise de Mineralogie et Cristallographie,* 88: 3-6. París.

Morello, O., 1990. Estudio mineralógico sobre muestras de la Manifestación Las Termas, Fiambalá, Departamento Tinogasta, Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, Informe D.E.E.. 30-90. Inédito.

Morello, O., Rubinstein, N. y Burgos, J., 1996. Nuevos avances en la metalogénesis de la Manifestación Las Termas, Fiambalá, Argentina. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis,* Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata, 5: 153-156.

Oviedo, E., 1995. Estudio Magnetométrico Piloto de la Manifestación Nuclear Las Termas, Fiambalá, Catamarca. *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires-Comisión Nacional de Energía Atómica.*

Page, S., Page, R., y Viruel de Ramirez, M., 1992. El Basamento de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (4): 373-388.

Penck, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentinien). Ein Beitrag zur Kenntnis des Andinen Gebirgstypus und der Frage der Gebirgsbildung. Der Abhandlungen der Sachsischen *Akademie der Wissenchaften,* 1: 3-420. Leipzig.

Pirajno, F., 1992. Hydrotermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist. *Springer-Verlag,* Berlin-Heidelberg-New York, 709 p.

Saulnier, M. y Greco, F, 1988. Estudio mineralógico de cuatro muestras procedente de la Manifestación Las Termas, Los Ratones, Fiambalá, Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, Informe D.E.E. 1-88. Inédito.

Sureda, R. y Gallisky, M., 1989. La Metalogenia del Norte Argentino: criterios para la elaboración del mapa metalogénico de Salta y Jujuy. Procesos Metalogénicos. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. Correlación Geológica,* 3: 13-44.

Villar, L. M., Godeas, M. y Segal, S., 1978. El Basamento, facies anfibolita granolita y la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 521-536.

Blasón, R., 1999. Yacimiento San Sebastián, distrito uranífero Sañogasta-Cuesta de Miranda, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 609-612, Buenos Aires.



YACIMIENTO SAN SEBASTIÁN, DISTRITO URANÍFERO SAÑOGASTA-CUESTA DE MIRANDA, LA RIOJA

Ricardo Blasón[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito forma parte del Sistema del Famatina, emplazado sobre el faldeo oriental del cordón Ñuñorco-Sañogasta, en el sector centro meridional del sistema. Una decena de indicios se ubican próximos a la localidad de Sañogasta y en el curso superior del río Miranda. Hasta ahora el único depósito explotado es el yacimiento San Sebastián (figura 1).

UBICACIÓN

Se encuentra 20 km al suroeste de Chilecito y 4 km al noreste de Sañogasta, sobre el faldeo oriental del cordón Ñuñorco-Sañogasta, departamento Chilecito. Sus coordenadas son 67º37'35'' longitud oeste - 29º16'32'' latitud sur.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Ley media U = 0,0644 %, puntual hasta 2,4931 %.

Una primera estimación de reservas arrojó la cifra de 35.700 t(m)-23 t(f).

Producción = 19 t(f).

Te = 0,1442 %.

Tcf = 0,0509 %.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Subterráneo: corte y relleno. Cielo abierto: cantera en corta; rajo ~50x30x25m**.**

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Centro.*

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO

Se conocen en este distrito numerosos indicios uraníferos como resultado de la prospección nuclear obligatoria desarrollada durante la década del cincuenta y primera mitad de la del sesenta. Esta actividad dio origen a la aplicación de técnicas geoquímicas y geofísicas, y al reconocimiento de anomalías aéreas durante la segunda mitad de la década del sesenta y durante los años setenta. Solamente San Sebastián alcanzó la etapa de explotación; entre 1954-57, la Empresa Geotécnica entregó aproximadamente 15,8 t(f) (Lucero, 1977).

Lucero y Diez (1963) realizaron una estimación preliminar de las reservas remanentes de San Sebastián, calculando unas 21.000 t de mineral *in situ* con una ley media de 0,644 ‰ U.

La segunda etapa de explotación la desarrolló la empresa Uranco entre 1988-89, entregando estimativamente 3,4 t (f) U.

PROPIETARIO

Sucesores de Danilo Ramaccioni.

MARCO GEOLÓGICO

Sobre un basamento del Proterozoico superior-Cámbrico inferior, Formación Negro Peinado (Turner,1962), constituido por ectinitas leptometamórficas, se depositaron, en un engolfamiento marino durante el Ordovícico inferior, secuencias clásticas y volcaniclásticas marinas: la Formación Volcancito (Harrington y Leanza, 1957), constituida dominantemente por lutitas, en parte margo-

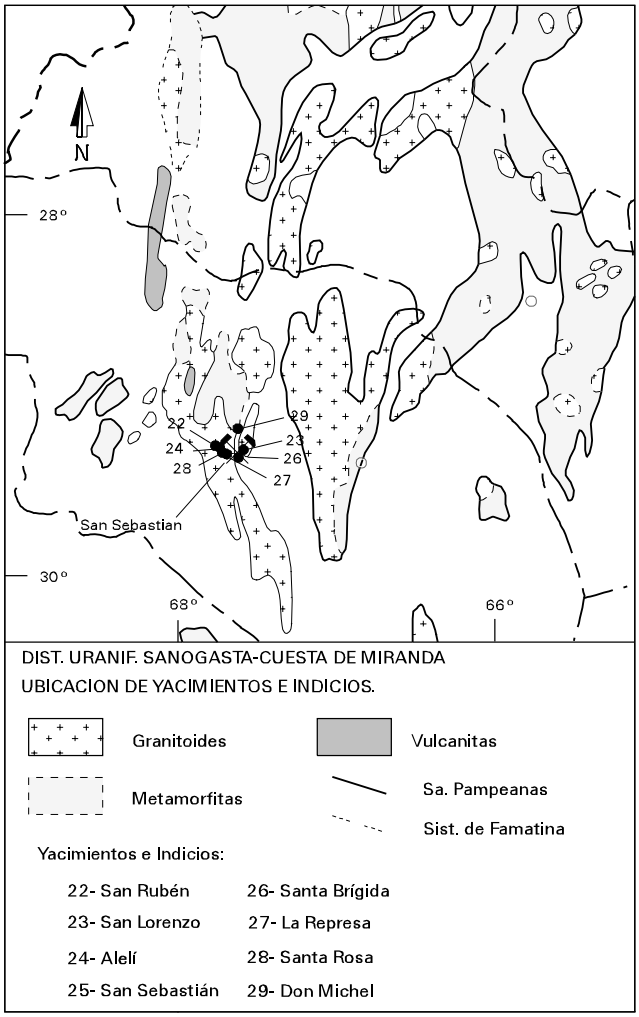


Figura 1.

sas, que intercalan bancos delgados de calizas y areniscas; Formación La Alumbrera (Aceñolaza, 1980) y Portezuelo de las Minitas, constituidas dominantemente por lutitas; y el Grupo Famatina (Turner, 1964), que constituye un complejo sedimentario de origen marino, con predominio de areniscas silicificadas muy duras, lutitas y limonitas con intercalaciones de margas y tobas. La Formación Las Planchadas (Turner, 1967), constituida por andesitas, dacitas, riodacitas y riolitas, de naturaleza hipabisal efusiva y piroclástica, con predominio de los términos intermedios, de ambiente continental, sirve de base al Grupo Famatina (Maisonave, 1979).

Estas unidades fueron intruídas durante el Silúrico-Devónico inferior y medio, por facies magmáticas hipabisales y batolíticas: La Formación La Ojota (Maisonave 1971), cuerpos relativamente pequeños de composición gabro-diorítica: diques y filones capas semiconcordantes de diabasas y lamprófiros (spessartitas), brechas volcánicas andesíticas y pequeños stocks gábricos, probablemente durante el Silúrico inferior (Maisonave, 1979) y por la Formación Ñuñorco, granitoides calcoalcalinos con evolución peraluminosa por diferenciación, que hacia el final del ciclo emplazan facies hipabisales de composición dacítica, riodacítica y riolítica, incluyendo pórfidos cuarcíferos, y la Formación Morado (Turner, 1960), coladas y diques riodacíticos que de Alba (1979), incluye como manifestaciones finales del mismo ciclo magmático.

Hacia el Devónico superior se inicia, localmente, un ciclo de depositación continental: La Formación Lajas (Turner,1960), constituida por areniscas de grano muy fino, finamente estratificadas que intercalan delgados bancos de arcilitas y la Formación Potrero Seco (de Alba, 1954), constituida por conglomerados y areniscas medianas a finas, que indican condiciones avanzadas de continentalización en ambientes desérticos y de transición.

Esta secuencia clástica precede en el área al gran ciclo de depositación continental que iniciado en el Neopaleozoico con el Grupo Paganzo, con depósitos predominantemente clásticos continentales fluvio-lacustres y psamo-pelíticos dominantes, perdura hasta la actualidad, con la depositación de los depósitos cenozoicos.

Estos, fundamentalmente el Grupo Angulos, constituyen secuencias clásticas, del tipo de estratos rojos; desarrollan facies de abanicos proximales, depósitos fluviales entrelazados de alta y baja energía y llanuras de inundación hasta depósitos lacustres y yesíferos, en parte carbonáticos.

Hacia la parte superior se incrementa la participación de material volcánico constituyendo secuencias volcaniclásticas que intercalan dacitas y tobas dacíticas. El origen del material clástico es local y las sedimentitas se depositaron en cuencas intermontanas submeridianas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Los principales indicios uraníferos en el área Famatina están vinculados a los procesos magmáticos y postmagmáticos asociados al emplazamiento de los granitoides de la Formación Ñuñorco. Las facies intrusivas, hipabisales y efusivas constituyen probables rocas fuentes del uranio puesto en circulación (hipogénico o supergénico), y son también rocas hospedantes.

Las rocas magmáticas intrusivas y sus encajonantes constituyen las principales rocas portadoras de los depósitos de uranio. En el área del yacimiento, la roca portadora la constituyen ectinitas leptometamórficas de la Formación Negro Pintado.

Litología

La Formación Negro Peinado, ectinitas leptometamórficas (facies de esquistos verdes) en su mayoría son esquistos, pizarras y filitas, muy esquistosas, de colores que varían del verde claro al oscuro, o de colores grises en tonos oscuros. Existen cornubianitas (filitas moteadas), de colores amarillentos a grises negruzcos a azulados, en el contacto con granitoides de la Formación Ñuñorco.

Los depósitos cuaternarios cubren en forma saltuaria los afloramientos de la Formación Negro Pintado con espesores localmente importantes que alcanzan hasta 50 m de

potencia, enmascarando la continuidad de la estructuras mineralizadas. Forman depósitos de acarreo de pie de monte con aportes litológicos de las áreas vecinas.

Estructura

En el ámbito del yacimiento, las estructuras tectónicas controlan la mineralización de carácter hidrotermal, paragénesis Cu-Fe(U), que se emplaza en la Formación Negro Peinado. Esta característica es similar a las paragénesis más comunes de la Unidad: Cu(Au-Ag); Pb(Ag); Pb; Co(Au-Ag).

El diagrama de rumbos de las estructuras mineralizadas, indica que las vetas mineralizadas principales se desarrollan sobre las direcciones N135º y N90º y menos frecuentes sobre N160º y N180º. Este es el rumbo mineralizado en importantes distritos mineros como Cerro Negro y Santa Rosa. Las paragénesis de Cu-Fe(U) con ganga de baritina, calcita y/o fluorita desarrollan asimismo direcciones N120º-140º y N160º predominantes y N180º y N90º, subordinadas.

Constituyen zonas cizalladas de hábito tabular, donde pequeñas vetas de 0,03-0,30 m, excepcionalmente de hasta 0,50 m de potencia, desarrollan según el rumbo dominante (N140º-N10º) *stckworks* con núcleos mineralizados ricos. Incrementan su potencia o desarrollan clavos mineralizados al interceptar otras direcciones estructurales dominantes.

Es probable que genéticamente la mineralización se encuentre ligada al rejuvenecimiento tectotérmico intermitente asociado a las fases diastróficas que afectaron esta parte del Sistema del Famatina. Parece evidente, que a partir de la disposición submeridiana de los cuerpos graníticos intrusivos, de la orientación de los enjambres de diques de pórfiros cuarcíferos asociados y lamprófiros, que llegan a formar ángulos de hasta 30º al este y oeste con la dirección norte-sur de la orientación de las estructuras mineralizadas N135º, N90º, N160º y N180º, y la edad atribuida a la mineralización, que la estructura previa fue un regulador de orden superior, no sólo en el control de los procesos magmáticos propiamente dichos, sino también obviamente en el control de los procesos de alteración y redistribución tardíomagmáticos (deuterismo), y de mineralización postmagmática (hidrotermales).

Morfología

La mineralización cupro-uranífera se dispone según tres modelos:

-Vetiformes simples, con corridas de 50 o más metros y potencias comprendidas entre 0,5 y 3 m, con leyes de 1-5 ‰ en U y 1-5 ‰ en Cu.

-*Stockworks* compuestos con núcleos ricos en Cu y U, 0,15 ‰ a 0,20 ‰ en U, y mineralización secundaria tipo amás, de bajo tenor, rodeando el núcleo; corridas de 10-20 m sobre rumbo y pocos metros sobre buzamiento, con potencia 0,30 m-0,50 m, sobre el núcleo y de un par de metros incluyendo el tipo amás.

-*Stockworks* simples sin núcleo central rico; se desarrollan en áreas muy fracturadas y alteradas, con importante desarrollo sobre rumbo y varios metros de espesor que reúnen varios miles de t de U, pero de bajo tenor: entre 0,25 ‰ a 0,5 ‰ en U. (Diez et al, 1981; información de Uranco S.A.).

Mineralogía

Los minerales primarios son pirita, calcopirita, bornita, pechblenda, umanguita.

La mineralización se dispone en pequeñas vetillas de milímetros de espesor, aisladas y/o en asociaciones de guías, formando pequeños bolsones. Parte se disemina en la masa triturada de roca que constituye los hastiales de las venillas.

Los minerales secundarios son: malaquita, crisocola, azurita, tyuyamunita, uranofano, gummita.

Los minerales de ganga son baritina, yeso, calcita y fluorita.

Estudios isotópicos y geocronología

Para los yacimientos del distrito Sañogasta, San Victorio y Don Michel, la edad radimétrica por el método U-Pb oscila entre las 305 ± 10 - 316 ± 30 Ma, sincrónica con la fase extensiva Malimán, en la base del Carbonífero superior.

MODELO GENÉTICO

Considerando la actividad hidrotermal a nivel regional y las características de la alteración asociada a la mineralización, se considera al yacimiento de tipo magmático hidrotermal perigranítico, epi a mesotermal.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G., 1980. Presencia de Tetragraptus (Graptolithina) en el Ordivícico de Jujuy. Implicancias cronológicas y paleogeográficas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (4): 539-545. Buenos Aires.

de Alba, E., 1954. Descripción Geológica de la Hoja 16 c. "Villa Unión" (provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería*, inédito. Buenos Aires.

de Alba, E., 1979. El sistema del Famatina. En: *2º Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 1: 349-396.

Diez, J. D., Charadia, V., Navarra, P. y Apesteguia, J., 1981. Geología y Metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Actas de San Luis. Argentina. *OIEA.* (1984)

Ferreyra, R. E., 1977. Estudio de granulometría-tenor en el Yacimiento Schlagintweit, distrito Los Gigantes-Sierras Grandes, provincia de Córdoba. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Harrington, H. y Leanza, A. F., 1957. Ordovician, Trilobites of Argentina. *University of Kansas, Dep. of Geology, Spec.Public.1* (Lawrence, Kansas).

Lucero, H. N., 1970. Información preliminar sobre los resultados de la aplicación parcial del plan integral Distrito Los Gigantes-Exploración realizada; actualización a la fecha de su finalización. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Lucero,H. N., 1977. Informe geológico sintéticosobre los yacimentos uraníferos del distrito de Sañogasta. Minas San Sebastián y Santa Brígida. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Lucero,H. N. y Diez, J. D., 1963. Sobre la valorización de reservas de San Sebastián y Santa Brígida, para tratamiento por heap leaching (Apéndice con gráficos). *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Maisonave, M. H., 1971. Geología de los alrededores de Chaschuil. provincia de Catamarca. Tesis Doctoral. *Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.* Inédito.

Maisonave, M. H., 1979. Descripción geológica de la Hoja 14 c Cerros Cuminchango (provincia de La Rioja y Catamarca). *Dirección Nacional Geología y Minería,* Boletín 106. Buenos Aires.

Turner, J. C. M., 1960. Las Sierras Traspampeanas como unidad estructural. *1º Jornadas Geológicas Argentinas, Anales,* 2: 387-402. Buenos Aires.

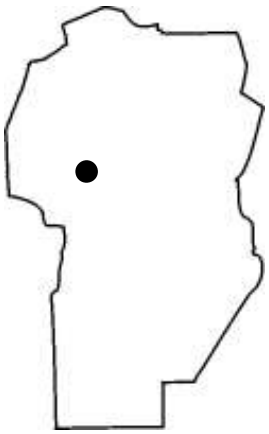
Turner, J. C. M., 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 43: 5-54. Córdoba.

Turner, J. C. M., 1964. Descripción geológica Hoja 15 c Vinchina (provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 100. Buenos Aires.

Turner, J. C. M., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13 b. Chaschuil (provincia de Catamarca y La Rioja)

Turner, J. C. M., 1971. Descripción geológica Hoja 15 d Famatina (provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 126.* Buenos Aires.

Blasón, R., 1999. Yacimiento Schlagintweit, distrito uranífero Batolito de Achala, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 613-620, Buenos Aires.



YACIMIENTO SCHLAGINTWEIT, DISTRITO URANÍFERO BATOLITO DE ACHALA, CÓRDOBA

Ricardo Blasón[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito forma parte de las Sierras Grandes, cordón integrante del bloque cordobés de las Sierras Pampeanas Orientales, en el sector noroeste de la provincia. Alrededor de una veintena de indicios uraníferos intragraníticos se distribuyen principalmente sobre el área central del batolito, sobre ambos flancos de la sierra. Hasta ahora el único depósito explotado es el Yacimiento Schlagintweit (figura 1).

UBICACIÓN

El yacimiento Schlagintweit se ubica en el faldeo oriental de las Sierras Grandes, 3.900 m al sureste del cerro Los Gigantes, entre el río Cajón al norte y el río Cambuche al sur; 90 km al oeste de la ciudad de Córdoba, en el departamento Punilla. Sus coordenadas son (64º46'65''–31º26'30'').

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Ley media U = 0,152 ‰.

Una primera estimación provisoria de reservas arrojó la cifra de 2.968.000 t - 534 t fino.

Producción = 207 t fino.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Cielo abierto; en cantera de ladera, con desarrollo de nueve niveles de servicio-explotación en bermas de 6-10 m de altura. Rajo de 700x300x60 m.

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Centro.*

HISTORIA DEL DISTRITO

Comienza en la segunda mitad de los años cincuenta y culmina con la paralización de las actividades del yacimiento hacia el final de la década del ochenta.

DESCUBRIMIENTO

En 1957 se hace la primera referencia a minerales uraníferos mediante un denuncio en la cantera de mica y berilo "La Morenita". En 1965 Belluco y Lencinas observan "amarillos de uranio" en granitoides muy tectonizados, lo que da origen a una manifestación de descubrimiento: "La Mesada", nombre que, posteriormente, es cambiado a "Schlagintweit". A partir de la segunda mitad de los años sesenta (1966-67), el Servicio de Prospección Detallada de la CNEA realiza los primeros estudios sistemáticos de topografía, radimetría, geología, exploración física de superficie, complementados con perforaciones de exploración geológica. Las principales conclusiones de los estudios indican:

-Las anomalías se disponen según la dirección noroeste-sureste.

-Las fallas portadoras de mineral tienen rumbo N110º-120º, con buzamiento de 70º-85º al suroeste. Este juego es cortado por otro de rumbo N85º-90º, subvertical, que solo está mineralizado en la intersección con el anterior.

Paralelamente se realiza la interpretación fotogeológica de la zona y el relevamiento aerorrradimétrico entre Los Gigantes y Copina.

En los años 1966-67 se realizan los primeros estudios mineralógicos y petrográficos sobre muestras del área, arribándose a interesantes conclusiones:

-Las arcillas de falla, de color rojo oscuro son de composición fundamentalmente caolínica y portan escaso mineral de uranio.

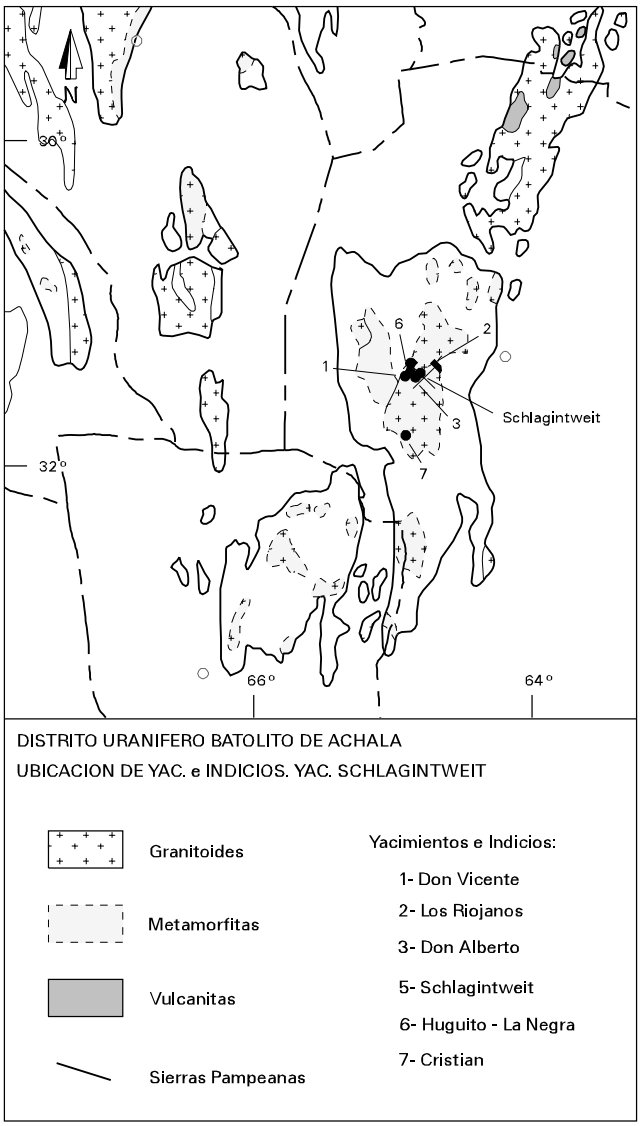


Figura 1.

-Las arcillas grises se componen esencialmente de montmorilonita e illita, y son portadoras de abundante uranio.

-Las arcillas pardo-rojizas, arcillas estratificadas, se componen de montmorilonita-illita y caolinita, en proporciones similares.

-En algunas descripciones petrográficas se describen dos generaciones de cuarzo.

-Se determinan las especies minerales de uranio: autunita y meta-autunita.

-Se considera a las muestras en estado de equilibrio, sin Th; y la elevada radioactividad con relación al tenor químico de U se atribuye al elevado contenido de accesorios refractarios, tales como el circón.

Entre 1967-70, se desarrolla un plan de estudios integrales del área con el concurso de varios especialistas coordinados por Lucero, (Lucero, 1970). Sus conclusiones más notables:

-La génesis es atribuida exclusivamente a procesos supergénicos.

-El cuerpo mineralizado es asimilado aún más.

-Se emplean novedosas técnicas de base estadística en la estimación de reservas.

Entre 1974-75, se continúan los programas de prospección-exploración, con ampliación de los trabajos topográficos, geológicos y radimétricos, ampliándose los estudios hacia el oeste, a la manifestación “Olsacher”; se extraen muestras para ensayos piloto, aplicando técnicas de lixiviación en pilas.

Entre los años 1976–78 se realizan nuevos estudios geológicos y cálculos de reserva.

Se dan a conocer estudios mineralógicos que confirman la ausencia de Th y la relación entre los tenores más altos de U con las fracciones granulométricas más finas, (Ferreyra, 1977).

Hacia fines de la década del setenta se comienza la exploración-evaluación del yacimiento por parte de la empresa Sánchez Granel Ingeniería S.A., desarrollando un plan de perforaciones de alrededor de 50.000 m; se explora hasta una profundidad promedio de 50 m, congruente con la hipótesis desarrollada de un origen supergénico de la mineralización. Su explotación da comienzo a principios de la década del ochenta entregando los primeros concentrados de *yellow cake* en noviembre de 1982.

La CNEA realiza en el ámbito del yacimiento, a medida que progresa la explotación, estudios destinados a dilucidar aspectos puntuales de la génesis, requeridos por su relación con la Contratista.

Entre los años 1987-89 se realiza un estudio geológico de base para sustentar un plan de exploración profunda del yacimiento (Valdiviezo y Blasón,1987-89).

Si bien no se desarrolló el programa de exploración, ya que la CNEA resuelve paralizar la actividad minera hacia fines de 1989, este estudio y el reconocimiento regional sistemático iniciado en el batolito de Achala en octubre de 1985, (Zarco, 1987), permitieron arribar a interesantes conclusiones respecto al modelo genético.

Propietarios

La CNEA tiene la propiedad minera del yacimiento.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las Sierras Pampeanas del bloque cordobés forman parte de la Sierras Pampeanas Orientales, extendiéndose con dirección nornoreste-sursuroeste en el sector nor-occidental de la provincia.

Están constituidas en su mayor parte por el Grupo San Carlos, (Baldo *et al.,* 1995), formado por una monótona y espesa secuencia de composición predominante metagrauváquica, secuencias marinas profundas, metamorfizadas en facies de anfibolitas, con intercalaciones de metapelitas y gneises calcosilicáticos; ortoanfibolitas y rocas máficas y ultramáficas (serpentinitas, harzburgitas) de afinidades MORB, aparecen también, intercaladas. A menudo con una progradación metamórfica a facies de alto grado entre: gneises de dos micas a gneises biotíticos con sillimanita y felde-

spato potásico, y finalmente gneises y migmatitas con granate y cordierita en facies de granulitas, que constituyen macizos anatécticos como el de San Carlos, al norte de Salsacate, (Gordillo y Lencinas, 1979).

En concordancia tectónica suprayace el Grupo Igam (Baldo *et al.,* 1995), también en facies de anfibolitas, cuya asociación litológica gneises calcosilicáticos; metacuarcitas; metapelitas, con intercalaciones de calizas y dolomitas, sugiere facies de plataforma.

En el flanco occidental de la sierra. de Pocho, en contacto tectónico con el Grupo San Carlos, se desarrolla el Grupo La Mermela (Baldo *et al.,* 1995), en facies de esquistos verdes: pelitas verdes y rojas, areniscas y filitas, cuya asociación litológica sugiere asimismo facies de plataforma (figura 2).

Regionalmente las metamorfitas adoptan una disposición homoclinal, orientada al nornoroeste, con buzamientos medios a altos, preferentemente al este-noreste.

Hacia el final del Ciclo Pampeano el basamento metamórfico es intruído por magmatitas del Ciclo Magmático (Rapela *et al.*, 1990), constituidos por cuerpos pequeños, de composición básica-ultrabásica a mesosilícica-básica: gabros, noritas, dioritas y granodioritas, hasta tonalitas hornblendo-biotíticas y biotíticas, datadas en el deslinde Proterozoico superior-Cámbrico inferior.

Este ciclo magmático es poco evolucionado y no tiene importancia ninguna desde el punto de vista uranogenético, pero habría sido controlado por estructuras subsiálicas, de carácter regional, que de manera recurrente controlaron el emplazamiento de ciclos más jóvenes y evolucionados: los Ciclos Famatiniano y Precordillerano.

Durante el Ciclo Famatiniano, Cámbrico superior-Devónico medio-superior, las mismas estructuras, o nuevas generadas por las fases diastróficas Oclóyica (~480-476Ma) y/o Guandacólica (~440 Ma), controlan el emplazamiento del Ciclo Magmático, sin, tardío y postectónico.

Se emplazan magmatitas peraluminosas sintectónicas, que genéticamente vinculadas desarrollan migmatitas de composición tonalítica dominante y granítica subordinada; pequeños batolitos y plutones biotítico-moscovíticos epidotíferos de composición granítico-tonalítica hasta granítica, tardíotectónicos y pequeños a grandes batolitos de composición dominantemente granítica, con facies granodioríticas y tonalíticas muy subordinadas, que desarrollan metamorfismo de contacto y regionalmente son discordantes con la estructura del basamento metamórfico, considerados postectónicos (Rapela *et al.*, 1990).

Estos presentan características más evolucionadas; si bien son dominantemente calcoalcalinos con tendencia alcalina, alcanzando facies peraluminosas por evolución, algunos, como el batolito de Achala son de evolución enteramente peraluminosa y muestran contenidos crecientes en uranio lábil (uraninita como accesorio).

El batolito de Achala, asignado al Silúrico superior-Devónico inferior (Rapela *et al.*, 1990), se encuentra emplazado en el sector medio de la megatraza Charata-Las Breñas. Esta traza asimismo, controló el emplazamiento del batolito de Sierra Norte en su extremo septentrional y el de Alpa Corral en el meridional.

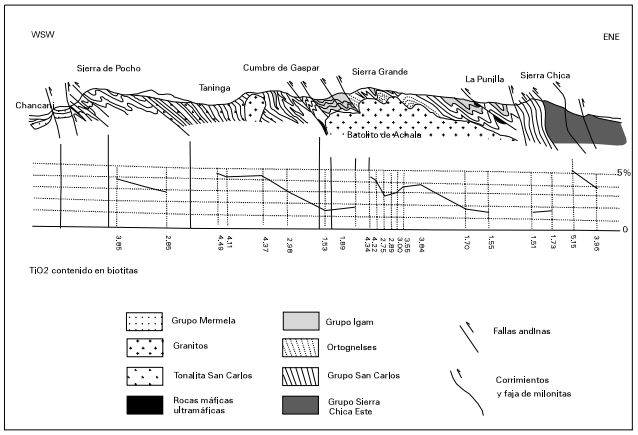


Figura 2. Perfil geológico y estructural del yacimiento.

Las facies más evolucionadas de Achala, peraluminosas, de composición monzo-sienograníticas, hasta leucogranitos, en parte alcali-feldespáticos, arrojan edades del Carbonífero inferior (Rapela *et al.,* 1991), correspondiendo al Ciclo Famatiniano, sincrónicas con el Ciclo magmático Somuncúrico (Ramos y Ramos, 1978).

Estructuras submeridianas de alto ángulo cerca de la superficie, delimitan los cordones montañosos imbricando el basamento y la cubierta sedimentaria suprayacente con vergencia occidental.

A partir de las fases diastróficas Chánica (~380 Ma), y Precordilleránica (~360 Ma), se desarrolla la discordancia mesopaleozoica, determinada por procesos de ascenso, denudación y peneplanización, que con interrupciones, perdura hasta la actualidad, controlando la depositación de sedimentos continentales de fines del Mesozoico y Cenozoico y con participación creciente en la columna estratigráfica de materiales de origen volcánico.

Cabe destacar, para esta parte de las Sierras Pampeanas, el desarrollo de los factores uranogenéticos regionalmente favorables:

-Evolución apropiada de los sistemas magmáticos involucrados; en este sentido los más favorables serían: los Famatinianos postectónicos (G2p) y las facies más evolucionadas y jóvenes del Precordillerano (G3), que alcanzan el campo de los granitos peraluminosos, mostrando asimismo, contenidos de U crecientes y relaciones Th/U más favorables.

-Estructuras regionales activas antes, durante y con posterioridad al emplazamiento de los sistemas magmaticos, que favorecen los procesos de estructuración y reestructuración magmática, la actividad deutérica tardiomagmática, y la recurrencia de la actividad hidrotermal.

-Una roca de caja de bajo a mediano grado metamórfico que favorece la transferencia de agua de constitución a los procesos magmático-hidrotermales.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El área de influencia del yacimiento se ubica íntegramente en granitoides pertenecientes al batolito de Achala, afectados por la falla regional del pié oriental de Los Gigantes.

Son términos peraluminoso que se localizan mayoritariamente en el mismo campo donde lo hacen los granitos uraníferos franceses tipo Limousine.

Litología

La roca hospedante es un granito porfírico de color rosado, con proporción variable de fenocristales de feldespato potásico, de 3 a 5 cm de largo, que se implantan en una base fanerítica de grano mediano a grueso y constituyen la facies dominante. En menor proporción participan granitos grises, filones aplíticos y pegmatíticos, con relaciones temporo-espaciales diversas y variaciones de granitos de grano fino a mediano, de color gris moteado.

-Granito porfírico rosado: masivo, holocristalino, textura inequigranular hipautomórfica; la base está constituida por microclino (32%), cuarzo (28%) y plagioclasa (25%) con proporciones variables de moscovita (5%) y biotita (5%); los fenocristales son de microclino con inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo. Presenta variaciones en función de la granulometría de la base, color, proporción y tamaño de fenocristales, alteración, que varían con la profundidad del punto de observación.

-Aplitas y aplo-pegmatitas: han sido divididos por su relación con la roca de caja en tardiomagmáticos: de disposición subhorizontal; de límites secantes con el granito porfírico que intruyen; con mayor participación en los niveles superiores ubicados al norte de la cantera. Sinmagmáticos: hacia el sur, en la parte central de la cantera, predominan pegmatitas y aplo-pegmatitas considerados de niveles más profundos, con límites difusos con la roca de caja, y no siempre de disposición subhorizontal.

-Granito biotítico gris: Constituye un filón tardío magmático de 3 m de potencia que afecta al granito porfírico; desarrolla límites netos, pero soldados, y presenta estructura zonada con un núcleo porfírico, constituido por fenocristales de plagioclasa y microclino; desarrolla salvandas de menor granulometría con gran participación de biotita orientada paralela al contacto con el encajonante. Presenta variaciones en la composición mineralógica: aumento de plagioclasas (33%), disminución del microclino (26%), biotita (8%) y moscovita 1%), habiendo sido clasificado como un monzogranito biotítico-moscovítico. Tanto el filón como la roca de caja son atravesados por un dique pegmatítico, también de carácter tardío magmático.

Estructura

Estructura primaria. Se desarrolla como consecuencia del emplazamiento del magma al estado viscoso en un medio sometido a un campo de esfuerzo anisótropo.

El escurrimiento intrusivo produce la orientación subparalela de los minerales planares y tabulares, que orientan sus ejes de rotación mayores (ejes de zona) en forma paralela a la cizalla. Cuando el conjunto de cristales presentan sus ejes mayores e intermedios orientados en forma subparalela definen un plano de fluidalidad magmática; si sólo se orienta el eje mayor, en este caso el eje mayor de los feldespatos potásicos, se define una dirección de fluidalidad magmática.

Los sectores elongados de distinta orientación que reúnen algunas de estas características, reciben el nombre de corredores de estructura y reestructuración magmática, constituyendo las primeras discontinuidades físicas a que son sometidas las rocas intrusivas. Estas discontinuidades constituyen verdaderas protofallas que controlan la circulación de los fluidos dutéricos, intrusiones al estado viscoso de tipos graníticos diferentes (endogranitos, aplitas, pegmatitas), circuitos hidrotermales post-magmáticos y también controlan la estructuración tectónica frágil posterior.

En Schlagintweit se definieron por lo menos un corredor de estructuración, de orientación N130º, de aproximadamente 1000m de potencia aparente, en cuyo interior se aloja el yacimiento propiamente dicho, y por lo menos dos reestructuraciones magmáticas, una de orientación submeridiana N170º-N20º y disposición subvertical, y la otra de rumbo N130º.

Sobre estas franjas de anisotropía se sobreimponen de manera recurrente zonas de fracturación, que controlan la circulación de soluciones hidrotermales, reconcentración de pechblenda (u otros minerales), zonas de alteración.

Estructura secundaria (frágil). -Falla Principal del Este: El rasgo estructural más significativo lo constituye una falla inversa de carácter semi- regional, de mediano a alto ángulo, con un importante rechazo vertical, aproximadamente 500 m, y una componente dextral de rumbo; de orientación general nornoroeste - 55/65º al oeste-suroeste, con desarrollo de microbrechas de 20-100 m de potencia, limita por el este al yacimiento. Analizada regionalmente se observa que se generó por la reactivación simultánea de dos direcciones estructurales: N130º y N180º. Divide el área en sector oriental y occidental; sobre este último se desarrolla el yacimiento.

-Falla Antitética: Hacia el oeste de la FPE se desarrolla otra estructura de rumbo N160º-170º, que en el ámbito de la cantera parece cumplir la función de una falla antitética, aunque su disposición en el terreno es subvertical, con buzamiento hacia el bloque elevado; desarrolla una importante zona de macrobrecha de alrededor de 80 m de potencia aparente.

El yacimiento se desarrolla entre estas dos estructuras, conformando un bloque menor entre los dos grandes bloques estructurales del este y oeste (figura 3); el bloque menor del yacimiento, a su vez está dividido en sub-bloques estructurales por dos fallas inversas, que determinan el sector Norte, Central y Sur del depósito.

-Falla Transversal Norte: Es la primera estructura hacia el norte de un juego subparalelo, prácticamente este-oeste, que adopta una disposición subvertical en cola de caballo, representando hacia el este la resolución de una importante estructura regional de rumbo N130º. Hacia el

norte separa el sector Norte del yacimiento, donde la mineralización está controlada lateralmente y en profundidad, por fallas este-oeste subverticales, que desplazan, dextral y a veces senestralmente, a la falla principal este. En este sector se observa que los bloques septentrionales de cada estructura se ven sistemáticamente descendidos.

-Falla Anzulovich: Es una estructura inversa que separa hacia el sur el sub-bloque Cantera (o Central), del subbloque sur. De rumbo N110º/130º - 65º/70º al suroeste. El sector Cantera se caracteriza por el desarrollo de dos conspicuos juegos estructurales:

a) Subparalelo a la falla Anzulovich, de rumbo N130º-65º/75º al suroeste.
b) De rumbo este-oeste, subverticales. Falla Transversal Central; en este sector es así es designada la primera estructura importante en dirección al sur.

Estos dos juegos de estructuras están lateralmente limitados por la falla principal este y la falla antitética, contra las que se amortiguan en dispositivos tipo cola de caballo (figura 4).

Una tercera estructura está constituida por bancos subhorizontales, buzantes hacia el sur, caracterizados por una intensa trituración; limitados en el piso y techo por sendas fallas que la separan de roca menos triturada. La intersección de estos tres elementos estructurales es un importante factor de localización de la mena mineral.

En el sub-bloque sur las estructuras dominantes desarrollan un arrumbamiento subparalelo al de la falla antitética, es decir de rumbo N130º - 65º/75º al suroeste, amortiguándose también hacia el sureste en dispositivos tipo cola de caballo, contra la falla principal este.

-Otras estructuras: Están constituidas por un juego de rumbo nornoreste a noreste, subverticales, dispuestas en el sector centro este y sureste de cantera; aparentemente son sincrónicas con las este-oeste que se localizan en el sector norte.

Diaclasas. En cada sub-bloque estructural reflejan el rumbo y buzamiento del juego dominante.

-En el sub-bloque norte: Son dominantes los juegos N85º-80ºS y N70º-85ºN, que se identifican con la disposición en cola de caballo del extremo sureste de la estructura regional de rumbo 130º, que en su última reactivación desplaza a la FPE. La mineralización se dispone a favor de todas las estructuras representadas.

-En el sub-bloque Cantera son dominantes los juegos: N95º-85ºS y N110º-80ºNE y SE. La mineralización se dispone preferentemente a favor de estructuras buzantes entre 15º-45º al oeste-suroeste, y en menor proporción al este-sureste.

-En el sub-bloque sur es dominante el juego: N55º-70ºSE.

Del análisis de las estructuras de primero, segundo y tercer orden se infiere un esfuerzo compresivo a escala regional orientado oestesuroeste-estenoreste, con inclinación respecto de la horizontal de 11º; un esfuerzo de resolución local sobre estructuras de segundo orden orientado oeste-este, con inclinación 78º; un tercer esfuerzo, también de resolución local, orientado al sursureste-nornoreste, con inclinación de 10º.

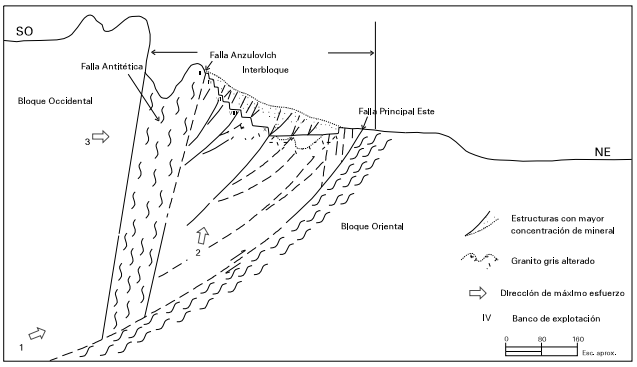


Figura 3. Estructura del yacimiento Schlagintweit.

Morfología

El yacimiento se desarrolla en el diedro comprendido entre la falla principal este y la falla antitética, sobre la intersección con un corredor de estructuración magmática de rumbo N130º, reactivado durante etapa frágil, e incluido en un lazo cimoide múltiple, definiendo cuerpos mineralizados típicamente triextendidos, tipo stockwork alargados en dirección noroeste, de 700x300x60 m.

La mineralización se localiza en la intersección de zonas intensamente trituradas y mineralizadas, intercaladas con otras menos trituradas y estériles, las que son interceptadas por zonas subhorizontales, trituradas y mineralizadas.

El control de la mineralización es netamente estructural, y del análisis de las estructuras mineralizadas, se infiere:

-En el sector norte, la mineralización está controlada por fallas de rumbo este-oeste petenecientes a la disposición en cola de caballo de una estructura regional antigua (reactivada) de rumbo N130º.

-En el sector Cantera, se observa que la mineralización está controlada por estructuras vinculadas a la familia de la falla Anzulovich (figura 5).

Separando en dos diferentes diagramas las frecuencias polares de las diaclasas mineralizadas correspondientes a los niveles superior (bancos de explotación II a V) y profundo (bancos VI a IX) del cuerpo, se observa que en el primero se hallan mineralizadas todas las estructuras presentes; mientras que en el nivel profundo, el polo mineralizado de mayor desarrollo tiene rumbo N140º y buza 45º al suroeste, presentando una dispersión en el rumbo que oscila entre N130º y N160º.

Estos hechos permiten inferir que en los niveles superiores la mineralización está dispersa a favor de todas las estructuras presentes, en tanto que en los niveles profundos está controlada por determinados juegos estructurales.

Mineralogía

No han sido encontrados minerales primarios de uranio.

Los minerales secundarios de uranio y de enriquecimiento supergénico están constituidos casi exclusivamente

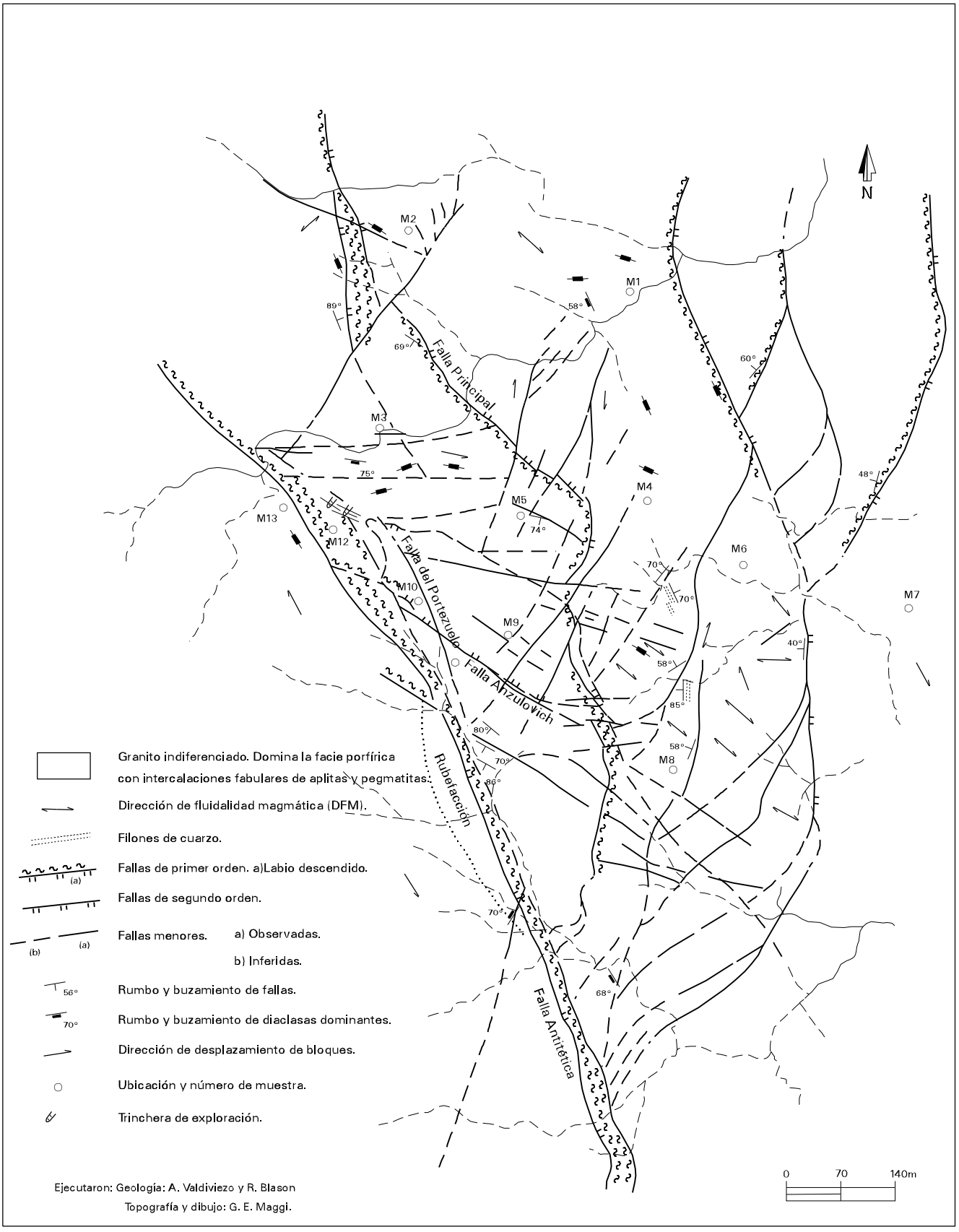


Figura 4. Descripción de la estructura secundaria del yacimiento.

por autunita, en menor proporción metautunita; ocasionalmente uranofano y fosfouranilita; se dispone en pequeñas fisuras de zonas muy trituradas y tapizando diaclasa.

Se ha confirmado la presencia de gummita pseudomorfa según pechblenda asociada con uranofano, en una venilla proveniente de niveles intermedios de explotación, (Morello, comunicación verbal).

Los minerales de ganga son magnetita, hematita, limonita y anatasa, minerales provenientes de la trituración de la roca granítica y sus productos de alteración, aun cuando esta última podría provenir directamente de los procesos de alteración episienítica.

Alteración hidrotermal

Existirían al menos dos períodos de alteración:

-uno relacionado espacialmente y genéticamente con los corredores de estructuración y reestructuración magmática, a los que estarían vinculados las episienitas feldespáticas y la greisenización observada en el sector norte, vinculada al corredor de estructuración de rumbo N130º.

El brechamiento hematoide y el emplazamiento de los filones de cuarzo diente de perro, cuyos hastiales están sericitizados.

-Otro período de alteración, distante en el tiempo o relacionado a la recurrencia espacial y temporal de los circuitos hidrotermales, controlados en el ámbito del yacimiento por las estructuras subparalelas de la falla Anzulovich, N130º, manifestadas por:

Sericitización y caolinización de los hastiales.

Moscovitización y cloritización de biotitas.

Presencia de guías de fluorita pertenecientes por lo menos a dos generaciones.

Caolinización intensa de plagioclasas en zonas trituradas, donde aparece biotita fresca.

Presencia de limonita indígena, presuntamente derivada de pirita, en las salvandas de los filoncillos de Cz diente de perro.

Presencia de por lo menos cuatro variedades de arcillas de falla (Linares y Rinaldi, 1967)

Arcillas grises: Compuestas principalmente por montmorilonita e illita, en zonas subhorizontales intensamente trituradas y alteradas, con importante presencia de minerales de uranio supergénicos.

Arcillas rojo-violáceas: Arcillas interestratificadas, constituídas por partes iguales de (montmorilonita-illita) y caolinita, asociada a estructuras subverticales de rumbo subparalelo a la falla Anzulovich, con interesante mineralización de uranio supergénico.

Arcillas rojas: Compuestas principalmente por caolinita, vinculadas a estructuras subverticales de rumbo este-oeste.

Arcillas blanquecinas: Vinculadas también a las estructuras de la falla Anzulovich, presentes como finas películas en las salvandas de las zona de mayor alteración.

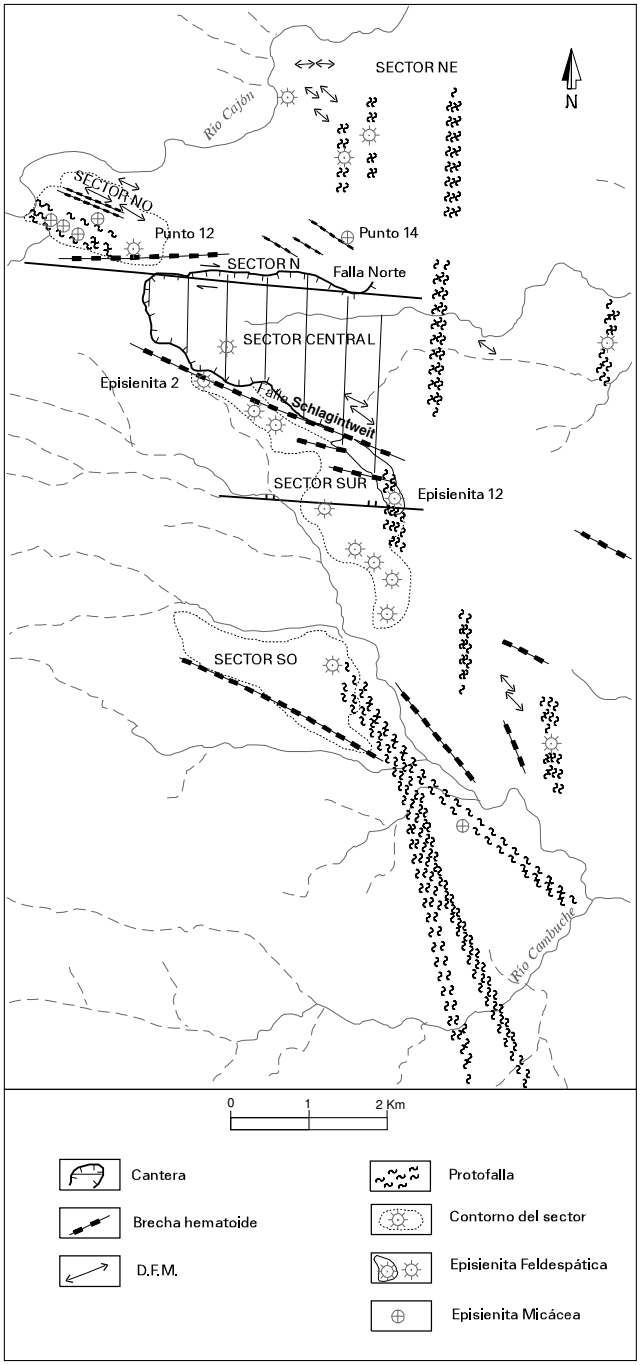


Figura 5. Morfología y control de la mineralización (de Zarco y Gelafi, 1987).

Inclusiones fluidas

Los estudios de inclusiones fluidas (Montenegro, 1993), indican para muestras de granitos próximas al contacto con las episienitas, temperaturas máximas de homogeinización en cuarzo de 283,2 ºC y mínimas de 150,7ºC, con un 77% de los puntos definidos sobre la recta de frecuencias acumuladas.

Los cuarzos de las episienitas indican: temperaturas máximas de 242,9ºC y mínimas de 120,4ºC, con definición

del 91 % de la población dentro del nivel de confianza de la recta de Henry, aplicado en el diagrama de frecuencias acumuladas. Sin embargo se debe advertir que estos cuarzos son muy probablemente cuarzos secundarios postepisienitización, y no reflejarían la temperatura del proceso en sí, si no hidrotermalismo posterior de menor temperatura.

ESTUDIO ISOTÓPICO-GEOCRONOLOGÍA

Los datos aportados por Rapela *et al.* (1990, 1991 y 1992) ubican a la facies dominante, el granito porfírico de grano medio, con fenocristales de microclino medianos a grandes, con biotita ± moscovita del área central del batolito, en el Devónico inferior (398±24), y facies más evolucionadas y jóvenes del sector septentrional en Characato y Mesa del Palmar, que se ubican en el Carbonífero inferior (337±30 Ma).

MODELO GENÉTICO

Con los estudios de Valdivieso y Blasón (1987-89) y Zarco (1987) se determinaron las siguientes partes:

-Se introduce el concepto de estructuración y reestructuración magmática, reconociéndose un corredor de reestructuración, cuya orientación general es N130º (fluidalidad planar), en el interior del cual se emplaza el yacimiento.

-Se establece la presencia de protofallas de orientación N20º, N130º, N160º y N170º, que controlan la presencia de episienitas, y probablemente también la presencia de uraninita como accesorio.

-La tectónica fracturante fue gobernada por la estructuración primaria.

-Se vinculan procesos de alteración hidrotermal a la interacción de episienitas feldespáticas con protofallas, filones de cuarzo con estructura en peines y brechas hematoides, a veces portadoras de fluorita y presumiblemente también pirita, que podrían haber canalizado fluidos ricos en uranio.

-Se constató la presencia de gummita pseudomorfa de pechblenda.

-Se establece que la mineralización supergénica de uranio (autunita y metautunita), en los niveles superficiales se distribuye a favor de todas las fracturas, diaclasa y microfisuras; mientras que en profundidad, tiende a ajustarse a la estructuración tectónica: en el sector norte del yacimiento, al juego de estructuras subverticales este-oeste y en el sector Central, al juego N110-130º.

-Esta última forma con las estructuras este-oeste, subverticales, diedros agudos, donde la roca está particularmente triturada, y en su intersección con planos subhorizontales, también triturados, localizan preferentemente la mineralización, en el sector Central.

Considerando la actividad hidrotermal en el área batolítica y las características de la de la mineralización en el yacimiento y alteraciones asociadas, es permitido inferir que la mena explotada constituiría el producto de una actividad supergénica que se desarrolló sobre la manifestación más somera, de una mineralización hipogénica profunda, fisural o de impregnación, tipo Limousine. Esta constituye, a nivel mundial, el tipo de mineralización económica de U en depósitos de génesis magmática-hidrotermal intragranítica, tipo genético que fue desarrollado por los investigadores franceses.

Es decir el mineral explotado en Schlagintweit hasta ahora, sería parte de un sombrero de oxidación de una mineralización hipogénica más profunda**.**

BIBLIOGRAFÍA

Baldo E., M. Demange y R. Martino, 1995. Structural evolution of the Sierras de Córdoba (Argentina). *Tectonophysics.*

Gordillo, C. E. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, en J. C. Turner (Coord.), *2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 1: 577-646. Córdoba.

Linares, E. y Rinaldi, C. A., 1967. Estudio preliminar mineralógico-petrológico del área de los yacimientos "Los Europeos" y "Schlagintweit". Provincia de Córdoba. *Comisión Nacional de Energía Atómica.* Informe interno.

Lucero, H. N., 1970. Información preliminar sobre los resultados de la aplicación parcial del plan integral «Distrito Los Gigantes» - Exploración realizada; actualización a la fecha de su finalización. *Comisión Nacional de Energía Atómica.* Informe interno.

Montenegro, T. F., 1993. Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en manifestaciones nucleares del batolito de Achala, Provincia de Córdoba: caracterización fisico-química de los fluidos responsables de la episienitización. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.* Tesis Doctoral.

Ramos, E. y Ramos, V. 1978. Los Ciclos Magmáticos de la República Argentina. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 771-786.

Rapela C. W., Pankhrust, R. J., Kirschbaum A., y Baldo E. G. A., 1991. Facies intrusivas de edad Carbónica en el batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas. *6º Congreso Geológico Chileno,* 1.

Rapela, C.W., B. Coira, A. Toselli y J. Saavedra, 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el sudoeste de Gondwana. J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América:* 21-68. Universidad de Extremadura, España.

Rapela, W. C., A.Toselli, L. Heaman. y J. Saavedra, 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampean, An Inner Cordilleran Paleozoic Arc in the southern Andes. *Geological Society of América, Special Paper,* 211.

Rapela, W. C., A. Toselli, L. Heaman. y J. Saavedra, 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampean, An Inner Cordilleran Paleozoic Arc in the southern Andes. *Geological Society of América, Special Paper,* 211.

Valdiviezo, A., Blasón, R., 1987-89. Fundamentos geológicos de base para un proyecto de exploración por perforaciones en el yacimiento Schlagintweit, Provincia de Córdoba. *Comisión Nacional de Energía Atómica.* Informe interno.

Zarco, J. J., 1987. Reconocimiento de paleoestructuras y alteraciones episieníticas en el yacimiento Schlagintweit en relación a la mineralización uranífera. *Comisión Nacional de Energía Atómica.* Informe interno.

Blasón, R., 1999. Yacimiento La Estela, distrito uranífero Comechingones, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 621-624, Buenos Aires.



YACIMIENTO LA ESTELA, DISTRITO URANÍFERO COMECHINGONES, SAN LUIS

Ricardo Blasón[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito forma parte de las sierras de Comechingones, cordón integrante del bloque puntano-cordobés de las Sierras Pampeanas Orientales, en el límite de las provincias de San Luis y Córdoba. Alrededor de una decena de indicios se encuentran distribuidos en el flanco occidental de la sierra de Comechingones, principalmente los localizados sobre la quebrada del río Seco, unos 5 km al norte de Villa Larca, y sobre la quebrada de Bella Vista, ubicados 8 km al sur. El único depósito explotado es La Estela (figura 1).

UBICACIÓN

El yacimiento La Estela se ubica sobre el faldeo occidental de la Sierra de Comechingones, en la margen izquierda del río Seco, 155 km al noreste de San Luis; departamento General Pedernera, San Luis. Sus coordenadas son 64º56'00'' longitud oeste - 32º35'20'' latitud sur.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Ley media = 0,700 ‰ U.

Una primera estimación provisoria de reservas geológicas arrojó la cifra de 100.000 t-70 t(f).

Producción = 36 t(f).

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Cielo abierto; en cantera de ladera, con desarrollo cuatro-cinco niveles de sevicio-explotación en bermas de 6-10 m de altura. Rajo de 250x100x70 m.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO

La mina La Marquesa, un antiguo pedimento de fluorita, da origen en marzo de 1956 a dos pertenencias que se registran como mina de uranio La Estela, amparada por el Decreto-Ley Nº 22477/56.

Fue una de las primeras en suministrar mineral de uranio. Desde 1953 su titular, José Antonio Hernández, entregó mineral de alta ley que la CNEA procesó en sus instalaciones de la ciudad de Córdoba. Hasta 1962 La Estela produjo 3.400 t(m) - ~ 13,6 t(f) U, con un tenor medio aproximado de 3,995 ‰ U.

Ante los resultados, la CNEA resuelve asumir la exploración del yacimiento y de otros indicios propios localizados en la misma quebrada del Río Seco y en la quebrada de Bella Vista, 12 a 13 km al sur. Hasta 1977 se realizaron en La Estela 900 m de laboreo subterráneo y 3.100 m de perforaciones.

Después de un período de inactividad los titulares del yacimiento le ofrecen a la CNEA hacerse cargo de su explotación. En octubre de 1980 la CNEA da en concesión la operación del yacimiento a la empresa Uranco S.A., la que hasta 1990, año en que se paraliza la actividad minera, produjo alrededor de 22 t de fino de U.

PROPIETARIOS

Probablemente herederos de José Antonio Hernández.

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Centro.*

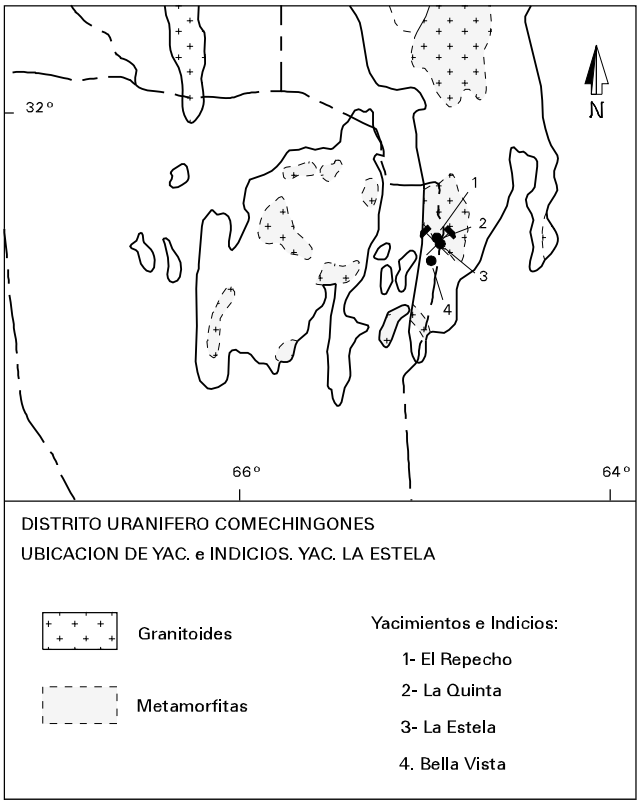


Figura 1.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Sierra de Comechingones forman parte de las Sierras Pampeanas Orientales en el bloque puntano-cordobés de las Sierras Pampeanas. Se extienden con dirección nor-noreste-sursuroeste en el sector nor-occidental y centro occidental de la provincia de Córdoba y nor-oriental de la provincia de San Luis.

En su mayor parte están constituídas por un complejo gneisico calco-silicático, de composición predominantemente tonalítica, en facies de anfibolitas almandínicas, integrado por mármoles, dolomitas y paranfibolitas intercaladas entre cuarcitas y esquistos micáceos, cuyo protolito habrían sido facies de plataforma. Este complejo, más al norte es denominado Grupo Igam, (Baldo *et al.,* 1995).

Se apoya en concordancia tectónica sobre el Grupo San Carlos (Baldo *et al,* 1995), constituido por una secuencia monótona de metagrauvacas con intercalaciones de metapelitas y gneises calcosilicáticos; con ortoanfibolitas y rocas máficas y ultramáficas (serpentinitas y harzburgitas) de afinidades MORB, intercaladas o emplazadas tectónicamente. Este Grupo representa condiciones de sedimentación marina profunda desarrolladas en el borde sudoccidental del cratón del río de la Plata.

Una progradación metamórfica a facies de alto grado entre gneises de dos micas a gneises biotíticos con sillimanita y feldespato potásico, y finalmente gneises y migmatitas con granate y cordierita en facies de granulitas, que constituyen macizos anatécticos como el de Cerro Pelado al oeste de Amboy, fue descripta por (Gordillo y Lencinas, 1979).

Regionalmente las metamorfitas adoptan una disposición homoclinal, orientada al nor-noroeste, con buzamientos medios a altos, preferentamente al este-noreste.

Durante Ciclo Pampeano el basamento metamórfico es intruído por magmatitas del Ciclo Magmático G1 (Rapela *et al.*, 1990), constituidos por cuerpos pequeños, de composición básica-ultrabásica a mesosilícica-básica: gabros, noritas, dioritas y granodioritas, hasta tonalitas hornblendo-biotíticas y biotíticas, datadas en el deslinde Proterozoico Superior-Cámbrico inferior, o más antiguas, que presentan características sin, tardío y postectónicas. Este ciclo magmático es poco evolucionado y no tiene importancia ninguna desde el punto de vista uranogenético, pero habría sido controlado por estructuras subsiálicas, de carácter regional, que de manera recurrente controlaron el emplazamiento ciclos más jóvenes y evolucionados: los Ciclos Famatiniano y Precordillerano.

Durante el Ciclo Famatiniano, Cámbrico superior-Devónico medio-superior, las mismas estructuras, o nuevas generadas por las fases diastróficas Oclóyica (~480-476Ma) y/o Guandacólica (~440 Ma), controlan el emplazamiento del Ciclo Magmático G2, sin, tardío y postectónico. Se emplazan magmatitas peraluminosas sintectónicas; pequeños batolitos y plutones biotítico-moscovíticos epidotíferos de composición granítico-tonalítica hasta granítica, tardíotectónicos y pequeños a grandes batolitos de composición dominantemente granítica, con facies granodioríticas y tonalíticas muy subordinadas, que desarrollan metamorfismo de contacto y regionalmente son discordantes con la estructura del basamento metamórfico, considerados postectónicos (Rapela, *op.cit.*).

Estos presentan características más evolucionadas; si bien son dominantemente calcoalcalinos con tendencia alcalina, alcanzan facies peraluminosas por evolución.

El batolito granítico-tonalítico de Cerro Áspero-Alpa Corral está constituido por granitos biotíticos equigranulares a porfíricos, con fenocristales de microclino que localmente gradan a granitos de dos micas, granodioritas, monzodioritas o monzonitas. Alojan depósitos vetiformes de fluorita y vetiformes y diseminados de wolfran, ambos con anomalías radioactivas.

A partir de las fases diastróficas Chánica (~380 Ma), y Precordilleránica (~360 Ma), se desarrolla la discordancia mesopaleozoica, determinada por procesos de ascenso, denudación y peneplanización, que con interrupciones, perdura hasta la actualidad, controlando la depositación de sedimentos continentales de fines del Mesozoico y Cenozoico y con participación creciente en la columna estratigráfica de materiales de origen volcánico.

Domina una tectónica de bloques, donde fallas inversas de alto ángulo en superficie, limitan por el flanco occidental al cordón serrano.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El área de influencia del yacimiento se ubica íntegramente en granitoides pertenecientes al batolito de Cerro Áspero-Alpa Corral, afectados por la falla transversal de la quebrada del río Seco.

Litología

La roca dominante en el área del yacimiento es un granito transicional a granodiorita, porfírico con fenocristales de hasta 5 cm de feldespatos blanquecinos a rosados; biotítico con moscovita subordinada; constituido por microclino, ortoclasa y cuarzo xenomórfico, con apatita, circón y rutilo como accesorios.

Presenta textura holocristalina, inequigranular hipautomórfica, con fenocristales de microclino, que eventualmente adquieren características de oikocristal, incluyendo plagioclasas zonales, laminillas de mica y cuarzo; la ortoclasa xenomórfica, está subordinada al microclino, posee estructuras de reacción pertíticas; la plagioclasa, hipidiomórfica, es de composición oligoclasa, eventualmente también se comporta como oikocristal; el cuarzo es xenomórfico, con extinción ondulosa o en mortero.

Estructura

Estructura primaria. Sobre la margen derecha de la quebrada del río Seco, Zarco (1989), definió un corredor de estructura magmática con fluidalidad planar y linear bien marcada, de orientación N120º, que alojan filonaciones delgadas de cuarzo diente de perro, brechamiento hematoide y filones de fluorita. El granito porfírico, además, presenta en el ámbito de la cantera una fluidalidad planar de rumbo N15º y subvertical al este-sureste.

Estructura secundaria (frágil). La falla tensional del río Seco: De rumbo este-oeste constituye una estructura de alivio con respecto a la estructura regional inversa del pié occidental de la Sierra de Comechingones, dando origen a un stockwork sobre rocas graníticas, de aproximadamente 270 m de largo por 16 m de potencia media, que puede ser incrementada por los cambios de rumbo de la estructura; fue constatado en profundidad hasta los 190 metros. Buza hacia el sur con intensidad variable entre los 65-85º. Esta estructura constituye el principal acontecimiento premineral relacionado con la mineralización de fluorita y uranio.

Fallas compresivas postminerales: Denominadas “a”, “b” y “c”, son de rumbo predominante norte-sur con buzamiento al este e intensidad decreciente en profundidad hasta subhorizontalizarse, postminerales, han seccionado el cuerpo mineralizado primitivo movilizando el techo hacia el norte, hasta 25 m en el caso de la falla “b”; divide el cuerpo mineralizado en: Cuerpo Superior, Cuerpo Inferior I y Cuerpo Inferior II.

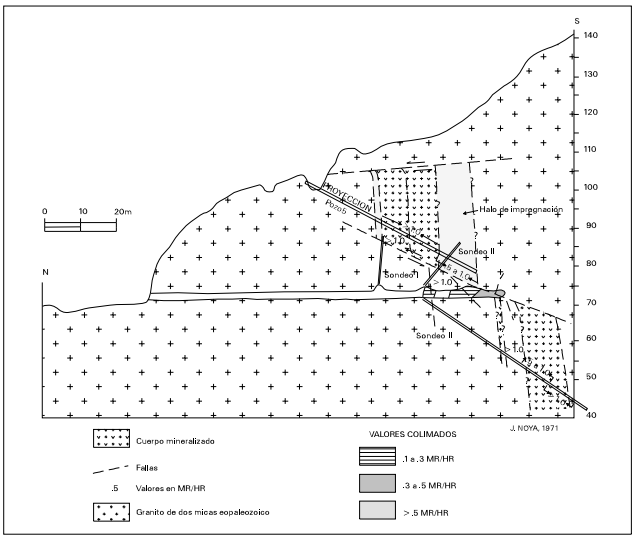


Figura 2. Estructura y morfología del cuerpo mineralizado.

Diaclasas

Son subparalelas a los dos principales juegos estructurales: este-oeste, paralela a la estructura de alivio de la quebrada del río Seco, y norte-sur, subparalelo al juego estructural al que pertenecen las fallas “a”,”b” y “c”, postminerales. (Noya, 1977).

Otros dos juegos particularmente notable son: noreste-suroeste y noroeste-sureste, subverticales, que en la proximidad de los cuerpos mineralizados están rellenas fluorita violácea o negra, o bien favorecen la dispersión de la mineralización supergénica.

Morfología

La mineralización, típicamente triextendida, se localiza en el interior de una estructura cimoide, de arrumbamiento general este-noreste.

El control de la mineralización es netamente estructural, y del análisis de las estructuras mineralizadas, se infiere que la estructura magmática primaria controló la evolución estructural y la circulación de los sistemas hidrotermales más jóvenes (figura 2).

El desarrollo de la cantera se encuentra dentro del dominio estructural N120º, dirección que Zarco (1989) le asigna al corredor de estructuración magmática con PFM y DFM bien desarrolladas. Este rumbo es el mismo que desarrolla el stockwork mineralizado.

La dirección N15º, de reestructuración magmática, controló las fallas postminerales que desmembraron el cuerpo mineralizado, y anteriormente, controló también el emplazamiento de brechas hematoides y cuarzo de faja. El lazo cimoide múltiple que se genera en el interior del stockwork, separa sectores subverticales triturados y mineralizados en

la intersección de dos direcciones estructurales: N90º y N50º, de sectores menos deformados y estériles.

Estas son las direcciones en las que teóricamente pueden esperarse aperturas que faciliten la precipitación de mineral por pérdida de presión, en cizallas senestrales, como la propuesta por Zarco, 1989.

Alteración hidrotermal

Existirían dos períodos de alteración: uno relacionado espacialmente y genéticamente con los corredores de estructuración y reestructuración magmática, a los que estarían vinculados las episienitas feldespáticas citadas en los alrededores del yacimiento y brechas hematoides y cuarzo de faja, de rumbo N120º y derivaciones este-oeste *(*Zarco, 1989) cuyos hastiales están también sericitizados.

Otro período de alteración, distante en el tiempo o relacionado a la recurrencia espacial y temporal de los circuitos hidrotermales es controlado en el ámbito del yacimiento por las estructuras subparalelas a N120º, N90º y N50º, manifestadas por: sericitización y caolinización de los hastiales, moscovitización y cloritización de biotitas, presencia de fluorita pertenecientes por lo menos a dos generaciones y caolinización intensa de plagioclasas en zonas trituradas, donde aparece biotita fresca.

Mineralogía

En el sector central de La Estela la mineralización uranífera está ligada a una fluorita negra, fétida, que cementa la brecha de la falla principal este-sureste. Hacia el este la fluorita es sustituida por calcita y desaparece la mineralización uranífera; hacia el oeste, la antozonita y fluorita violácea es progresivamente reemplazada por fluorita de colores claros.

Se han reconocido por lo menos dos pulsos de mineralización, ya que se ha observado una reactivación tectónica y recementación con fluorita.

Los minerales primarios son: pechblenda, pirita y, probablemente calcopirita en ganga silícea. Esta última se encontró en un testigo de perforación proveniente de niveles profundos (115-120 m); también en laboreos superficiales hacia el oeste del cuerpo principal; además se recuperó, durante la explotación del cuerpo superior, un nódulo de pechblenda cerca de la superficie, que proporcionó alrededor de 70 kg de mineral negro.

Los minerales secundarios y de enriquecimiento supergénico son uranofano y en menor proporción autunita. La gummita ha sido reconocida asociada a los nódulos de pechblenda.

El uranofano por su extrema movilidad invade las zonas trituradas y las diaclasas próximas al cuerpo mineral, constituyendo la base de la explotación comercial.

Estudios isotópicos-Geocronología

De acuerdo con Stipanicic y Linares (1969), la edad absoluta de la pechblenda por el método Pb/U es 23 ±1 Ma, es decir oligocena, sincrónica con la fase Pehuenche. Aparentemente han habido varios pulsos ya que se han determinado también edades de 10 y 12 millones de años.

MODELO GENÉTICO

Magmática hidrotermal intragranítica: epitermal. Similar a lo que se postula para el yacimiento Schlagintweit, la principal mena mineral del depósito, uranofano-autunita, constituiría el producto de oxidación de una mena hipogénica, pechblenda, más profunda. Esta habría sido oxidada y redistribuida a favor de todas las estructuras presentes.

BIBLIOGRAFÍA

Baldo E., M. Demange y R. Martino, 1995. Structural evolution of the Sierras de Córdoba (Argentina). *Tectonophysics.*

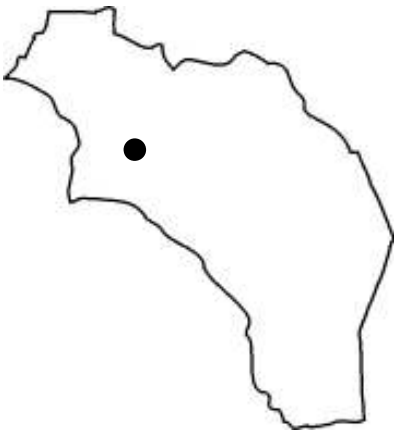
Gordillo, C. E. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, en J. C. Turner (Coord.) *2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 1: 577-646. Córdoba.

Noya, J., 1977. Mina La Estela: Antecedentes-Mineralización-Exploración. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Rapela, W. C., A.Toselli, L. Heaman. y J. Saavedra, 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampean, An Inner Cordilleran Paleozoic Arc in the southern Andes. *Geological Society of América-Special Paper,* 211.

Zarco, J. J., 1989. Reconocimiento de paleoestructuras en el Yacimiento La Estela. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Brodtkorb, M. K. de , 1999, Los distritos seleníferos de La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 625-629, Buenos Aires.



LOS DISTRITOS SELENÍFEROS DE LA RIOJA

Milka K. de Brodtkorb[1]

INTRODUCCIÓN

En la provincia de La Rioja se conocen cuatro distritos seleníferos, Los Llantenes, Cerro Cacho-Sierra de Umango, Famatina y Sañogasta. Los primeros en conocerse fueron los de la Sierra de Umango a fines del siglo pasado y proporcionaron dos minerales nuevos, umangita (Klockmann, 1891) y klockmannita (Ramdohr, 1929). En general los estudios realizados fueron más de interés mineralógico (Olsacher *et al.*, 1960; Ramaccioni y Olsacher, 1962; Butschkowskyj *et al.*, 1963), que económico (Guerrero, 1968-9; Guerrero, 1969)

DISTRITO LOS LLANTENES

UBICACIÓN

Este distrito se localiza a unos 50 km al oeste de Jagüé, departamento General Sarmiento, a 68°30'/45'de longitud oeste y 28°20'/40'de latitud sur.

Las mineralizaciones están distribuidas en un recorrido de unos 5 km en dirección nornoreste-sursuroeste y a 3.000-3.600 m sobre el nivel del mar. El acceso a los depósitos se realiza desde Jagüé por huellas para vehículos de doble tracción y luego por sendas de herraduras.

Los depósitos más conspicuos son San Pedro, La Ramada y El Portezuelo; otras manifestaciones son Clemente, Luis, Rossi y El Yuyo (figura 1).

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Entre los años 1966 y 67 se explotaron en La Ramada las menas ricas en Se y Hg de las que se recuperaron por destilación 1.600 kg de mercurio.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

La exploración del distrito comenzó cuando el Dr. Olsacher determinó la presencia de selenio en muestras enviadas por el Dr. Ramaccioni en la década del '40. La existencia de selenio fue relacionada con los yacimientos de la sierra de Umango, en donde se encontraba abundante eukairita (seleniuro de cobre y plata). Los destapes efectuados en San Pedro en busca de ese mineral no indicaron plata pero si en cambio mercurio. En esa época el precio del selenio y mercurio eran buenos por lo que se extendió la exploración a las otras manifestaciones del área.

El grupo San Pedro es el que mayor número de labores tiene entre destapes, pique y galerías. Le sigue La Ramada con 6 labores, El Portezuelo con 40 m de labores a cielo abierto y galerías y 25 m de piques y chiflones (Guerrero, 1968-69).

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito se halla ubicado en el extremo norte de la Precordillera occidental. La estratigrafía de la región es descripta por Caminos y Fauqué (1999). El zócalo del área se halla integrado por metagrauvacas, filitas, pizarras y calizas ordovícicas, asociadas con ofiolitas (Formación Río Bonete) y deformados por los movimientos oclóyicos del ciclo Famatiniano. La secuencia eopaleozoica es cubierta discordantemente por sedimentitas de la Formación Jagüel (Devónico superior?-Carbonífero inferior). Estos conjuntos

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

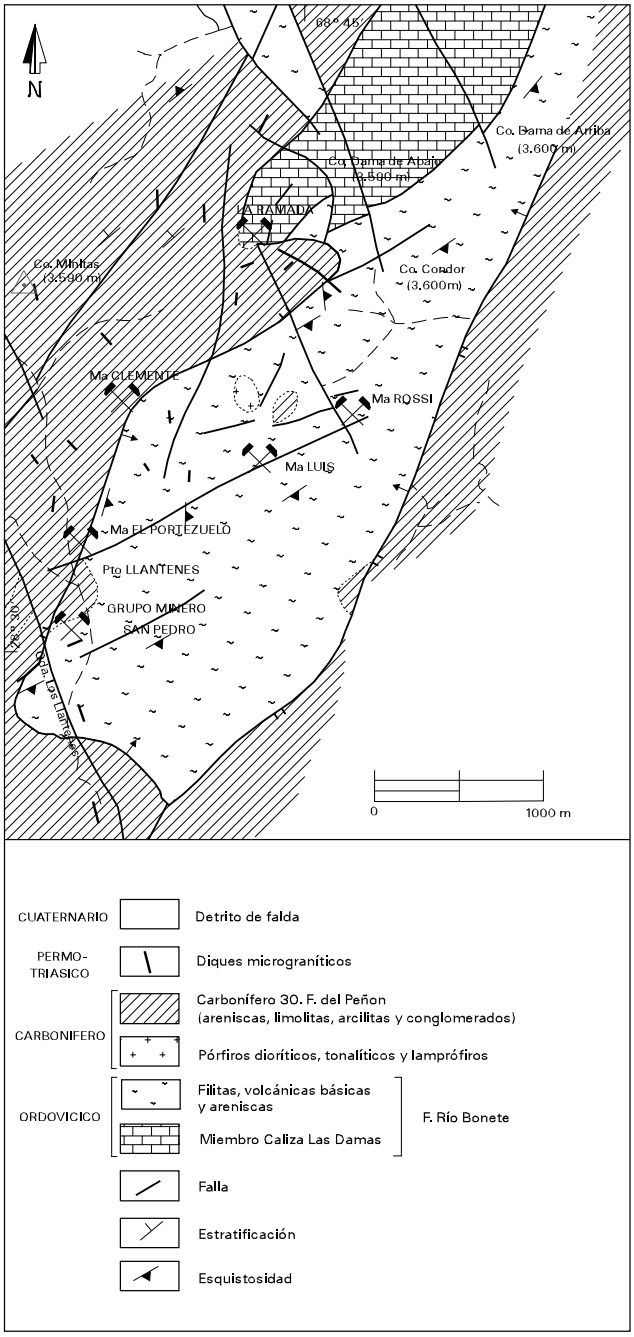


Figura 1. Ubicación de los depósitos y bosquejo geológico del distrito Los Llantenes (modificado de Guerrero, 1969).

litológicos están afectados por intrusiones de granitoides gondwánicos mesocarboníferos (plutones de Potrerillos y Las Tunas). Sobre la discordancia intracarbonífera se depositaron conglomerados, sabulitas, areniscas y pelitas marinas y continentales del Carbónico-superior-Pérmico inferior (Formación Río del Peñón) ; en la base de la misma se intercalan las vulcanitas de la Formación Punta del Agua que representa un episodio contemporáneo con el relleno de la cuenca neocarbonífera. Diques mesosilíceos asociados a este último episodio están intruídas en las unidades más antiguas. Durante el ciclo Ándico se estructura toda la faja con corrimientos con vergencia al este.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Con excepción de La Ramada, que se encuentra en las calizas, los demás manifestaciones se ubican en los esquistos ordovícicos (ver figura 1).

Estructura y morfología

En general se ubican en pequeñas fallas de dirección estenoreste-oestesuroeste y noroeste-sureste. Se trata de pequeñas vetillas de pocos centímetros de potencia y largos no mayores de decenas de metros, a veces bolsoneros. En algunos casos la mineralización cementa a brechas producidas por fracturación.

Mineralogía

La mineralización se compone de dos paragénesis, una de sulfuros y otra formada por seleniuros (óxidos y elementos nativos). A la primera corresponden los siguientes minerales primarios: bornita, calcopirita, pirita, galena, tetraedrita, enargita, linneíta, cinabrio, metacinabarita y a la segunda umangita, tiemannita, clausthalita, eukairita, eskebornita, stilleíta, naumannita, onofrita, ferroselita, fischesserita, oro y plata nativa.

Los minerales secundarios son calcosina, covelina, cuprita, acantita, greigita, malaquita, azurita, brocantita, linarita, atacamita, paraatacamita, connelita, caledonita, bindheimita, berzelianita, klockmannita, selenio nativo, schmiederita chalcomenita, molybdomenita y limonitas (Brodtkorb *et al.*, 1993; Paar *et al.* 1996 a y b).

Los minerales de ganga son mayoritariamente calcita, además de cuarzo y baritina.

MODELO GENÉTICO

La mineralización fue asociada por Ramaccioni y Olsacher (1960) a intrusiones andesíticas referibles al Terciario medio o superior. Luego fueron relacionados a la intrusión del Cerro Chuscho de probable edad carbónica.

Con posterioridad no fueron realizados estudios regionales para una interpretación genética.

DISTRITO CERRO CACHO-SIERRA DE UMANGO

Ubicación

La sierra de Umango se localiza unos 50 km al norte de la localidad de Guandacol a los 68°30/40’ de longitud oeste y 29°05’ de latitud sur.

Los yacimientos de este distrito son Tumiñico, Las Asperezas, Vega del Tolar, El Tolar, El Quemado, La Millonaria, El Hoyo, Pichanas (figura 2).

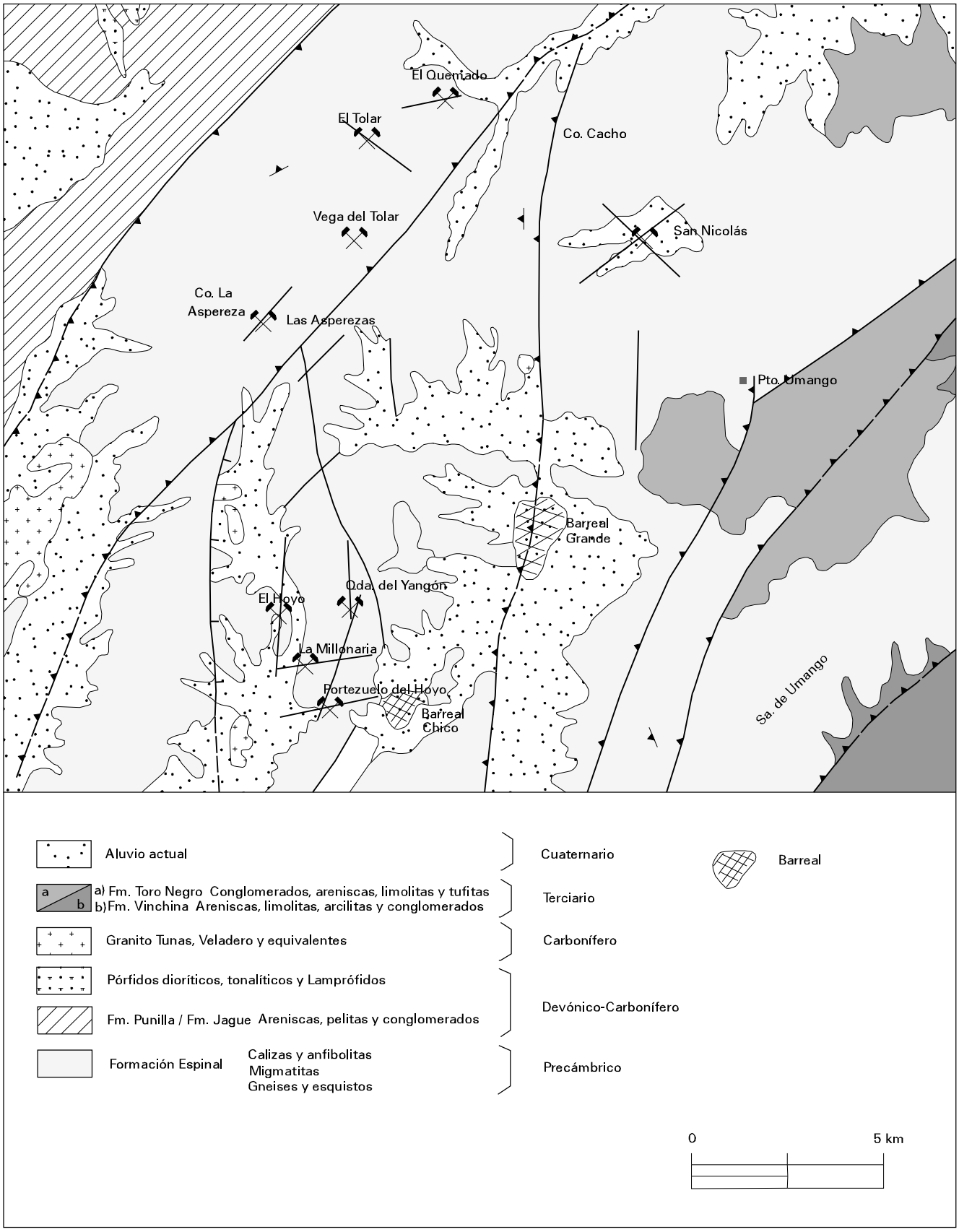


Figura 2. Bosquejo geológico del distrito cerro Cacho-Sierra de Umango y ubicación de las manifestaciones (modificado de Caminos y Fauqué, 1999).

Leyes, reservas y producción

En 1os años 1953-56 se explotaron 2,5 t con una ley de 2,5% de Se en Tumiñico.

HISTORIA

Los minerales de selenio son conocidos desde fines del siglo pasado.

El principal laboreo se realizó en Las Asperezas (Guerrero, 1969), con 120 m de labores a cielo abierto y subterráneo. En las demás manifestaciones se realizaron destapes y trincheras.

GEOLOGÍA REGIONAL

Este distrito está emplazado en la faja occidental de las Sierras Pampeanas Occidentales. Zolezzi y Guerrero (1981) diferencian en el tres unidades mapeables: esquistos y migmatitas, calizas y anfibolitas, y cuerpos graníticos que muestran cierta alineación con las estructuras regionales. Turner (1964) denominó a este complejo Formación El Espinal, asignándole una edad precámbrica. Recientes estudios de Varela *et al.* (1996) han obtenido para gneises de la quebrada de Juchi (sierra de Umango) una edad de 1030±30 Ma (ciclo orogénico Grenville). La intrusión del granito Los Guandacolinos (serranía del Cacho) fue datado con una isocrona Rb/Sr de 352±14 Ma (Varela *et al.* 1996) y el stock granítico del cerro Veladero de 311±15 millones de años.

Zolezzi y Guerrero (1981) también incluyen en la zona del Cerro Cacho pórfidos andesíticos que vinculan a la Formación del cerro Chuscho (equivalente a la Formación Punta del Agua). Es interesante destacar que tanto el emplazamiento de granitoides gondwánicos como el episodio volcánico de la Formación Punta del Agua son procesos tectomagmáticos comunes a los distritos Los Llantenes y cerro Cacho-sierra de Umango.

GEOLOGÍA LOCAL

Los depósitos Las Asperezas, El Quemado y El Tolar se localizan en calizas y anfibolitas, y las otras manifestaciones se ubican en esquistos de la Formación El Espinal.

Estructura y morfología

La mineralización se aloja en planos de fallas de poco rechazo y escasa extensión. Las finas venillas alcanzan poco desarrollo de algunos centímetros de potencia. Impregnaciones secundarias de cobre afectan planos de diaclasas.

Mineralogía

Los minerales primarios mencionados para este distrito son: umangita, clausthallita, naumannita, eukairita, tiemannita, onofrita, stilleíta, bornita, calcopirita y los minerales secundarios klockmannita, berzelianita, calcosina, neodigenita, covelina, malaquita, atacamita y paraatacamita. (Paar *et al.*, 1996a).

La ganga es generalmente calcita.

MODELO GENÉTICO

La génesis fue relacionada a la de Los Llantenes, que dista 60 km al norte.

DISTRITO SAÑOGASTA

Este distrito se ubica unos 20 km al suroeste de Chilecito en la falda oeste de la Loma del Pozo. Comprende los depósitos uraníferos San Victorio, San Sebastián y Santa Brígida, ésta última portadora de una mineralización selenífera.

La región está conformada por las lutitas de la Formación Negro Peinado de edad ordovícica, el granito Ñuñorco de edad devónica y dacitas (terciarias ?).

Mineralogía

Los minerales primarios son pechblenda, bornita, calcopirita, umangita, clausthalita, tiemannita, onofrita, eukairita, oro, plata nativa, fischesserita, y los secundarios, covelina, idaíta, berzelianita, selenio nativo, y numerosas especies uraníferas.

DISTRITO FAMATINA

En el extremo sur de la Sierra de Famatina, a unos 7 km al norte de la localidad de Puerto Alegre, se ubica el yacimiento San Francisco.

La geología del área está conformada por las lutitas de la Formación Negro Peinado de edad ordovícica y el granito Ñuñorco de edad devónica. Se trata de pequeñas vetas aflorantes cerca del contacto de estas dos formaciones.

Mineralogía

Los minerales primarios son umangita, clausthalita, naumannita, eukairita, ferroselita, y los secundarios klockmannita, kasolita, atacamita, entre otros. La ganga es calcita (Brodtkorb *et al.*, 1996).

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. K.de, H. D. Gay y R. J. Sureda, 1993. Polymetallic selenide-sulfide minerals of the Los Llantenes mining district, La Rioja, Argentina. 8. *IAGOD Symposium*, 119-125

Brodtkorb, M. K.de, I. B. Schalamuk, O. Marcos y F. Sardi, 1996. Mineralizaciones del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina Münchner Geologische Hefte. Reihe A. Allgemaine Geologie:* 359-388. Munich.

Butschkowskyj, M., S. Rivas y D. Bedlivy, 1963. Algunos seleniuros de la provincia de La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 18 (3-4): 154-163.

Caminos, R. L. y L. Fauqué, 1999. Hoja Geológica Tinogasta 2969-II. *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

Guerrero, M. A., 1968-9. Distrito Minero Los Llantenes. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, informe inédito. La Rioja.

Guerrero, M. A., 1969. Estudio geológico-económico y prospección geoquímica orientativa del Distrito minero Cerro Cacho- Sierra de Umango. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* informe inédito. La Rioja.

Klockmann, F., 1891. Uber einige seltene argentinische Mineralien. Mitteilungen aus den Sammlungen der Bergakademie zu Clausthal. *Zeitschrfit für Kristallographie,* 19 (3): 265-275.

Olsacher, J., E. E. Galloni y J. Serricchio, 1960 Seleniuros de mercurio con azufre, plomo, hierro y cobre, Cuesta de Los Llantenes, provincia de La Rioja. *Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, Revista,* 21 (5-6):5-26. Córdoba.

Paar, W., R. J. Sureda y M. K. de Brodtkorb, 1996a. Mineralogía de los yacimientos de selenio en La Rioja, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 51 (4): 304-312.

Paar, W., R. J. Sureda y M. K. de Brodtkorb, 1996b. Oro y plata en los yacimientos de selenio de La Rioja, Argentina. Hallazgo de fisschesserita, Ag_3AuSe_2 *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales,* 5: 177-185.

Ramaccioni, D. y J. Olsacher, 1962. Los yacimientos de minerales de mercurio y selenio de Cuesta de Los Llantenes, Provincia de La Rioja. *1º Jornadas Geológicas Argentinas,* 3: 295-305.

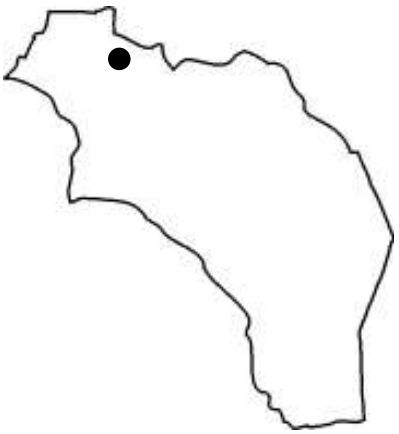
Ramdohr, P., 1929. Klockmannit, ein neues natürliches Kupferselenid. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.* Abt.A. 225-232.

Turner, J. C. M., 1964. Descripción geológica de la hoja 15 c (provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 100.

Varela, R., M. López de Luchi, C. Cingolani y L. Dalla Salda, 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 519. 527.

Zolezzi, R. E. y M. A. Guerrero, 1981. Geología del Cerro Cacho y adyacencias, departamento General Lamadrid, provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana,* 15: 3.

Brodtkorb, M. K. de, 1999. El yacimiento de niquel y uranio San Santiago, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 631-632, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE NÍQUEL Y URANIO SAN SANTIAGO, LA RIOJA

Milka K. de Brodtkorb[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Este yacimiento, denominado antiguamente La Solitaria, se ubica sobre la margen derecha de la quebrada de Cumichango, 30 km al noroeste de la localidad de Jagüe. Sus coordenadas son 68°23' de longitud oeste y 28°25'de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

Se explotó un bolsón de 15 por 17 m del que se extrajeron 76 t de mineral con una ley de 18% de Ni y 1,1% de U_3O_8.

HISTORIA DEL YACIMIENTO

El yacimiento es conocido desde fines del siglo pasado, cuando se efectuaron las primeras tentativas de explotación. En 1950-51 la Dirección General de Fabricaciones Militares efectuó un reconocimiento preliminar comprobándose la presencia de uranio. Luego, en 1952-53 la Dirección Nacional de Energía Atómica realizó un estudio geológico-minero más exhaustivo que terminó con la explotación de un bolsón de unos 15 por 17 metros.

GEOLOGÍA REGIONAL

El depósito se encuentra en la Sierra de Cumichango, la cual junto a la sierra del Toro Negro integran la faja occidental de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979).

El zócalo ígneo-metamórfico de las sierras está constituido por una sucesión de micacitas, gneises, calizas y anfibolitas de edad precámbrica, con escasas intrusiones graníticas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En la zona del yacimiento se encuentran cuarcitas, mármoles y anfibolitas pertenecientes a la Formación Espinal, de edad precámbrica, surcados por lamprófiros y pegmatitas (figura 1).

Estructura

Al microscopio se visualizan por lo menos tres reactivaciones, selladas por diferentes pulsos mineralizadores. En interior-mina se pudieron observar numerosas diaclasas y fisuras. La veta se halla afectada además por fracturas postminerales de escaso rechazo.

Morfología

El yacimiento consiste en una veta de dirección noreste-sudoeste con una inclinación variable de 45°-65°O. Presentaba una potencia de 0,25 a 0,85 m y una longitud aflorante de 130 metros. En el nivel –10, la mineraliza-

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

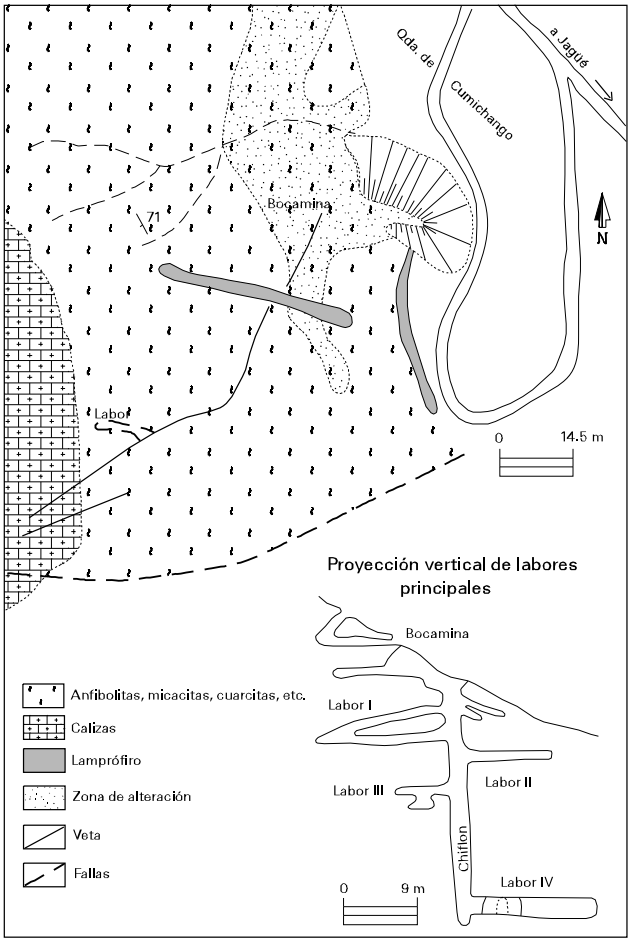


Figura 1. Bosquejo geológico (modificado de Barrionuevo, 1954).

ción alcanzó solamente unos 10 m de largo, y la mena aparecía brechada con los clastos redondeados dentro de una masa de calcita. En el nivel –28 la veta ya no brechosa, poseía una longitud de unos 80 m en los que se distinguieron dos lentes de mineral de 15 y 3 m, dentro de una masa de calcita. El sector este del nivel –40 se correspondía con la mena del nivel –28. En el sector oeste se encuentran cuarcitas y anfibolitas con finas guías de calcita impregnadas con clacopirita y pirita y escasa niquelina (Barrionuevo, 1954).

En las cercanías se conocen otros afloramientos de vetas.

MINERALOGÍA

La mineralogía es compleja (Brodtkorb, 1969). Los primeros minerales en precipitar fueron niquelina, bordeada por escasa rammelsbergita, pechblenda y coffinita con ganga de calcita. Después del primer brechamiento seguido por un aporte de azufre, parte de la niquelina fue transformada en minerales de la serie bravoita (pirita-vaesita-cattierita), millerita y gersdorfita Despues de otro brechamiento cristalizaron esfalerita, calcopirita, pirita y marcasita, que a su vez fueron fracturados. La ganga es de calcita que se presenta en dos generaciones. La primera espática, rosada a amarillenta, está asociada a la precipitación de los minerales de uranio y niquel y en parte está isotropizada. La segunda generación es de más volúmen, y rellena toda la estructura. Como minerales secundarios se determinaron annabergita, autunita, zeunerita y limonitas.

MODELO GENÉTICO

Este depósito corresponde a la paragénesis de yacimientos hidrotermales “del grupo de los cinco” Ni, Co, U, Ag, Bi (As) (Kirkham *et al.*, 1993), en este caso representado por arseniuros de niquel y pechblenda como minerales mayoritarios.

BIBLIOGRAFÍA

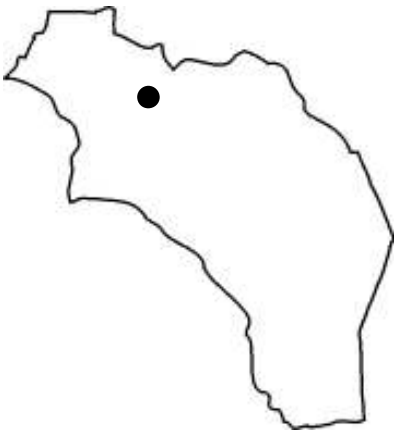
Barrionuevo, L. A. 1954. Informe sobre los trabajos de exploración y explotación de la mina de niquel y uranio San Santiago, departamento General Sarmiento, provincia de La Rioja. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito.

Brodtkorb, M. K. de, 1969. Estudio de la mineralización del yacimiento San Santiago. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25: 307-310.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales: Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias.*1: 293-348

Kirkham, R. V., W. D. Sinclair, R. I. Thorpe y J. M. Duke, Eds., 1993. *Mineral Deposits Modeling. Geological Association of Canada, Special Paper,* 40, 770 p.

Schalamuk, I. B. y M. K. de Brodtkorb, 1999. El yacimiento cobalto-aurífero King Tut, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 633-635, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO COBALTO-AURÍFERO KING TUT, LA RIOJA

Isidoro B. Schalamuk[1] y Milka K.de Brodtkorb[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento King Tut dista 58 km al noreste de la localidad de Vinchina en el departamento Sarmiento. Está situado en el extremo noroccidental del Sistema de Famatina, sobre la margen izquierda de la quebrada El Salto, distrito Valle Hermoso. Se sitúa a unos 2.800 m sobre el nivel del mar.

Leyes, reservas y producción

Sister (1952) en un muestreo del nivel 1 determina contenidos de 1,10 % de Co, promedio de 11 muestras, y trazas de oro y plata.

Determinaciones analíticas realizados por Lapidus y Padula (1982) y Schalamuk *et al.* (1994), indican los siguientes rangos: Au 0,5-25 g/t; Co 0,06-2,58 %; As 4,05-7,50 %; Bi 300-360 ppm; Sb 165-175 partes por millón.

Los trabajos de cubicación realizados por la Empresa Tantal (Lapidus y Padula, 1982) permiten estimar reservas de 5.000 t de mineral con 0,83% Co y 5,9 g/t de Au para un desarrollo de 50 m sobre la estructura mineralizada. Guerrero (1984) en base a muestreos e interpretaciones geológicas en los niveles 0 y 1, continuando el laboreo minero en 220 m de galerías, infiere reservas del orden de 20.000 t con un contenido de 2.600 onzas de oro y 182 t de cobalto.

HISTORIA DEL DISTRITO

El depósito conocido primeramente como "Reina Alejandría", fue explotado en los años 1901-1902, en muy pequeña escala. En los años ochenta se efectuaron nuevos intentos de exploración-explotación sin continuidad. Los primeros antecedentes geológicos se deben a Stappenbeck (1918). Posteriormente en la década del cincuenta Sister (1952) y Pascual (1952) describen al depósito, reseñando las principales características. Más tarde Faroux (1972) y Lapidus y Padula (1982) realizan reconocimientos geológicos y labores exploratorios, mientras que Chipulina y González (1983) efectuaron relevamientos magnéticos y electromagnéticos por el método Turam, confirmando la estructura mineralizada. Guerrero (1984) efectúa un estudio geoeconómico. Finalmente Brodtkorb *et al.* (1983) y Schalamuk *et al.* (1994) contribuyen al conocimiento mineralógico de la mena.

Para la región, además de la mina King Tut, Sister (1952) menciona otros cuerpos aflorantes con mineralización cobaltífera, localizados al sudoeste de la mina, entre 7 y 10 km, que son conocidos por los lugareños como La Alumbrera y Quebrada del Hoyo. En razón de la favorabilidad geológica de la comarca de albergar nuevas mineralizaciones de cobalto-oro, varias empresas realizaron, en los últimos años, estudios geológicos y trabajos de exploración de carácter distrital, aparentemente sin mayor éxito.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región en donde se emplaza el depósito se caracteriza por la presencia de rocas metamórficas de bajo grado y sedimentitas correlacionables con la Formación Negro Peinado que para el sector estudiado, son reconocidas por Maisonave (1979) como Formación Suri, de edad ordovícica

[1] *CONICET. Universidad Nacional de La Plata.*

[2] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

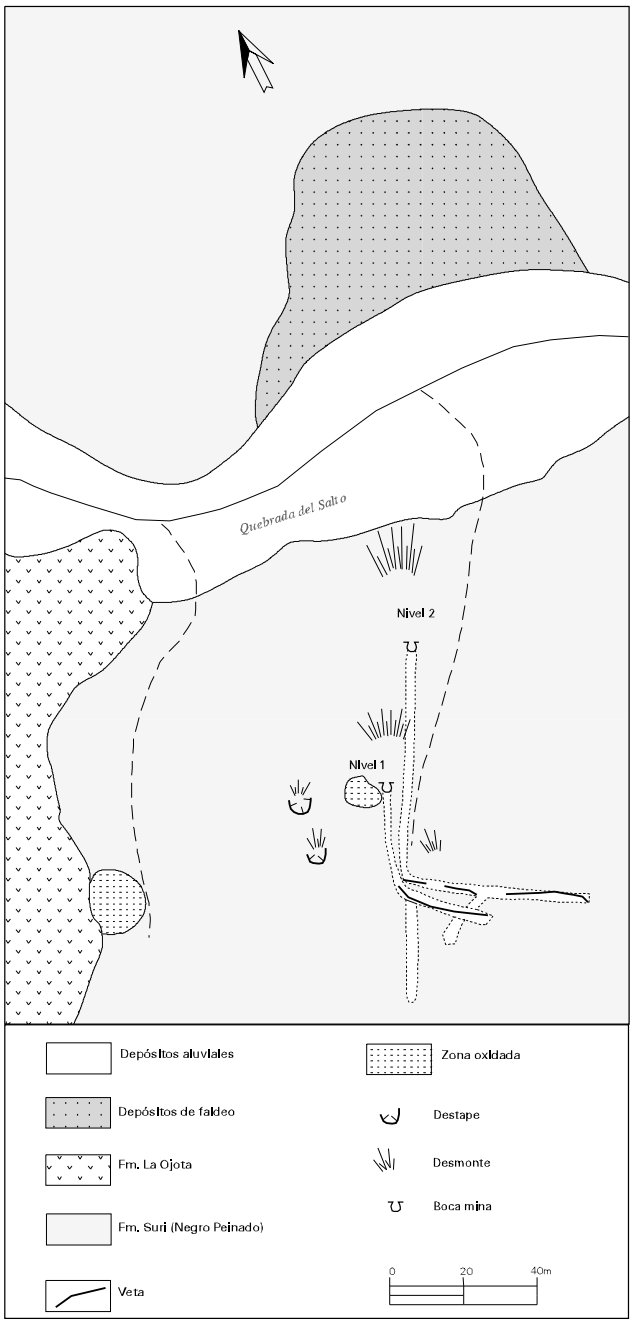


Figura 1. Geología del yacimiento King Tut.

media. Sincrónico con esta sedimentación, Aceñolaza y Toselli (1986) indican para los sectores de Chaschuil y Las Planchadas, al norte de la zona estudiada, un volcanismo de composición ácida hasta básica, magmatismo que es atribuido al lapso Arenigiano-Llanvirniano.

Intruyen a la secuencia diques, de composición básica e intermedia, reconocidos por Maisonave (1979) como Formación La Ojota, de edad silúrica inferior. Por otra parte, filones hipabisales y cuerpos batolíticos de naturaleza granítica-tonalítica afectan a todo el conjunto y son atribuidos a la Formación Ñuñorco. Estos episodios magmáticos son interpretados por Rapela *et al.* (1982) como parte de un extenso evento ígneo acaecido en el lapso Ordovícico superior-Devónico inferior. En el Terciario, andesitas de la Formación Costa de Reyes se han emplazado en el extremo noroeste del distrito.

Depósitos continentales de las Formaciones Agua Colorada y Patquía (Carbónico-Pérmico), constituidos por conglomerados, areniscas y pelitas de variadas coloraciones, se distinguen en la región, en discordancia y por encima de esta secuencia apoyan sedimentitas continentales de la Formación Toro Negro (= Araucanense, Plioceno medio), de coloración castaño grisácea. Completan la sucesión estratigráfica depósitos de fanglomerados, conos de deyección y aluviales, de edad cuartaria.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El área del yacimiento está caracterizada por un relieve algo accidentado, cuyos desniveles máximos alcanzan los 500-600 metros. En este sector la quebrada del Salto observa una dirección aproximada este-oeste, emplazándose los laboreos mineros sobre la margen izquierda de la misma.

Las unidades litológicas identificadas están representadas por la Formación Suri, constituida por pizarras, filitas y sedimentitas lutíticas y psamíticas (vaques); la Formación La Ojota, conformada por rocas andesíticas a basandesíticas, de color gris con tonos verdosos, y depósitos coluviales y aluviales cuartarios (figura 1).

Las leptometamorfitas de la Formación Suri presentan una coloración gris verdosa a gris oscura, con rumbos de esquistosidad fluctuantes entre nornoroeste-sursureste y nornoreste-sursuroeste, e inclinaciones muy variables. En determinados sectores, se observan flexuras y plegamientos de reducido radio. En algunos afloramientos la estratificación es un poco más manifiesta, especialmente donde asoman rocas de grano más grueso y con mayor grado de consolidación, del tipo de las grauvacas y niveles delgados de cuarcitas, en bancos de 15 a 20 cm de potencia individual.

En conjunto está afectado por un diaclasamiento de dirección N15º/subhorizontal, de pocos milímetros a 2 cm de espesor, comúnmente relleno por calcita.

En sectores cercanos al cuerpo mineralizado la roca encajante evidencia signos de silicificación, lo que ocasiona la formación de algunos resaltos en el terreno como respuesta a los procesos de erosión diferencial.

Estructura y morfología

El depósito está conformado por una estructura filoniana, parcialmente en rosario, de rumbo general N70ºO e inclinaciones variables de 70-80º a 35-40º al noreste. El cuerpo mineralizado ha sido reconocido mediante dos galerías, registrándose potencias medias de 0,35 y 1,35 m para el nivel 0 y 1 respectivamente, detectándose bolsadas de

hasta 2-3 m de espesor y en sectores se adelgaza hasta unos pocos centímetros de grosor.

La estructura de la mena varía desde maciza a brechosa y en partes microbrechosa, donde se reconocen trozos de cuarzo y pizarras, cementados por sílice teñidas por óxidos y escasos sulfuros. También se observan diseminaciones de los minerales de mena en las lutitas de la caja siempre en el contacto con la estructura filoniana.

Mineralogía

Brodtkorb *et al.* (1983) ponen de manifiesto una rica mineralogía conformada por glaucodoto y pirita, como mayoritarios, además de cobaltita, pirrotina, mascasita, calcopirita, bornita, oro nativo, bismuto nativo y tetradimita en ganga de cuarzo. Más tarde Schalamuk *et al.* (1994) reconocen alloclasita, arsenopirita y esfalerita. El oro se presenta asociado al cuarzo, a la arsenopirita y diseminado en la roca de caja próximo a la veta.

Como minerales secundarios se han identificado eritrina (Sister 1952), annabergita y escorodita (Schalamuk *et al.* 1994).

MODELO GENÉTICO

Se trata de un yacimiento hidrotermal, con una mineralogía poco frecuente en el país. Hasta ahora no se ha definido su vinculación genética. Podría relacionarse a las andesitas y basandesitas de la Formación La Ojota del Silúrico o eventualmente a la Formación Costa de Reyes que registra rocas de similar composición y que se atribuye al Terciario.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. y A. Toselli, 1986. Vulcanismo intercalado al Ordovicico inferior clástico en el Noroeste de Argentina. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto Geológico y Minero, Revista,* 6: 49-63.

Brodtkorb, M. K. de, H. J. Bernhardt y T. Palacios, 1983. Estudio mineralógico del yacimiento King Tut, provincia de La Rioja. *Asociación de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, Revista,* 14 (3-4): 84-87.

Chipulina, H. A. y R. González (h), 1983. Informe geofísico de la mina King Tut. *Servicio Minero Nacional,* informe inédito.

Guerrero, M. A., 1983. Resultados de los trabajos exploratorios en la mina cobalto-aurífera King Tut, provincia de La Rioja. *Servicio Minero Nacional,* informe inédito.

Lapidus, A. y V. Padula, 1982. Exploración de la Mina King Tut, provincia de La Rioja. Evaluación de resultados. *Estudios Mineros Integrales SRL,* informe inédito.

Maisonave, H. M., 1979. Descripción geológica de la hoja 14c, Cerros Cuminchango, provincia de La Rioja y Catamarca. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 162. Buenos Aires.

Pascual, J., 1952. Mina King Tut. *Banco Industrial de la República Argentina,* informe inédito.

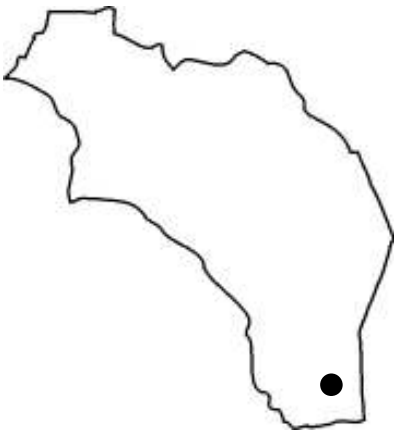
Rapela, C. W., B. Coira, A. Toselli y J. Saavedra, 1992. El magmatismo del paleozoico inferior en el sudoeste de Gondwana. En Gutierrez-Marco, J. C., J. Saavedra e I. Rábano (Eds.): *Paleozoico inferior de Ibero-América,* 1-68. España.

Schalamuk, I. B., Etcheverry, R. y R. de Barrio, 1994. Asociación Au-Co-As-Ni de mina King Tut, prov. de La Rioja. Consideraciones geológicas y mineralógicas. *2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3 (1): 391-401. La Plata.

Sister, R., 1952. Informe geológico-económico de la Mina King Tut., Departamento General Sarmiento, La Rioja. *Dirección Nacional de Minería,* informe inédito. Buenos Aires.

Stappenbeck, R. 1918. Los yacimientos de Minerales y rocas de aplicación en la República Argentina. *Dis. Gral. Ind. Min.* Bol Nº 19 Bs. As.

Cravero, O., 1999. Yacimientos auríferos en sierras de Las Minas y Ulapes, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 637-646, Buenos Aires.



YACIMIENTOS AURÍFEROS EN SIERRAS DE LAS MINAS Y ULAPES, LA RIOJA

Osvaldo Cravero[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Las sierras de las Minas y Ulapes se extienden en territorio provincial de La Rioja, salvo su extremo austral que penetra en la provincia de San Luis. Las manifestaciones conocidas se ubican entre los 31º28' y 32º00' de latitud sur, la mayoría en los bordes serranos. Los accesos son simples, sólo los prospectos de menor interés carecen de huella minera. Rutas asfaltadas o consolidadas rodean ambas sierras; varios caminos vecinales permiten el ingreso desde el flanco occidental. La altitud varía entre 500-700 m sobre el nivel del mar.

Leyes, reservas y producción

Durante la Primera Fase del convenio con la Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan (JICA/MMAJ) en el año 1992, se obtuvieron 300 muestras de vetas de cuarzo y, en algunos casos, de roca encajante con venillas de ese mineral. Los resultados indican que 39 de esas muestras (13%) contienen más de 5 g/t Au, incluyendo 12 muestras (4%) con más de 10 g/t Au y sólo 8 muestras (2,66%) de más de 25 g/t Au. Esto explica lo observado en el terreno, donde a lo largo de las estructuras hospedantes aparecen aislados *ore shoots* o lentes ricas rodeados de material de baja ley o estéril. Dentro de estas "bonanzas" los tenores son fuertemente contrastantes, de manera que es muy difícil establecer la ley media de cada yacimiento.

No hay datos de reservas medidas en estas manifestaciones. La información obtenida permite suponer que las estructuras de los distritos El Espinillo, Las Callanas, El Abra y San Isidro, albergan unas 500.000 t con 10 g/t Au (figura 1).

Se ignora el volumen explotado y procesado a fines del siglo pasado y comienzos del actual. Se extrajeron varios miles de toneladas de las minas Callana V y Callana VI en las dos últimas décadas; parte de ese mineral fue tratado en la ciudad de San Juan mediante cianuración con agitación. En 1990-91 la empresa IDEMSA S.A. extrajo un tonelaje no determinado de mineral de la mina Espinillo II. En el mismo período la empresa YAMIRI S.A. obtuvo 500 t con ley de 25 g/t Au de la mina Espinillo I.

Sistema de explotación

Por tratarse de vetas de fuerte inclinación en terrenos de suave relieve en la mayoría de los casos se realizaron piques de acceso/extracción sobre veta y subniveles horizontales vinculados a ellos. En el caso de las minas Espinillo I y Espinillo II, debido a que las vetas tienen menor inclinación, piques verticales labrados en roca de caja cortaron las vetas en profundidad y sirvieron para la posterior extracción mineral; el método utilizado en estas dos minas en 1990-91 fue el denominado realce sobre saca. Antiguamente las minas Espinillo II (Poderosa) y Callanas III (San Pedro) se explotaron al pirquen, es decir; mediante estrechas labores inclinadas sobre veta que profundizaban en zigzag y se ampliaban en forma de cámara para extraer bolsones de mineral de alta ley, el que era transportado hasta la superficie por los propios mineros.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Delegación La Rioja.*

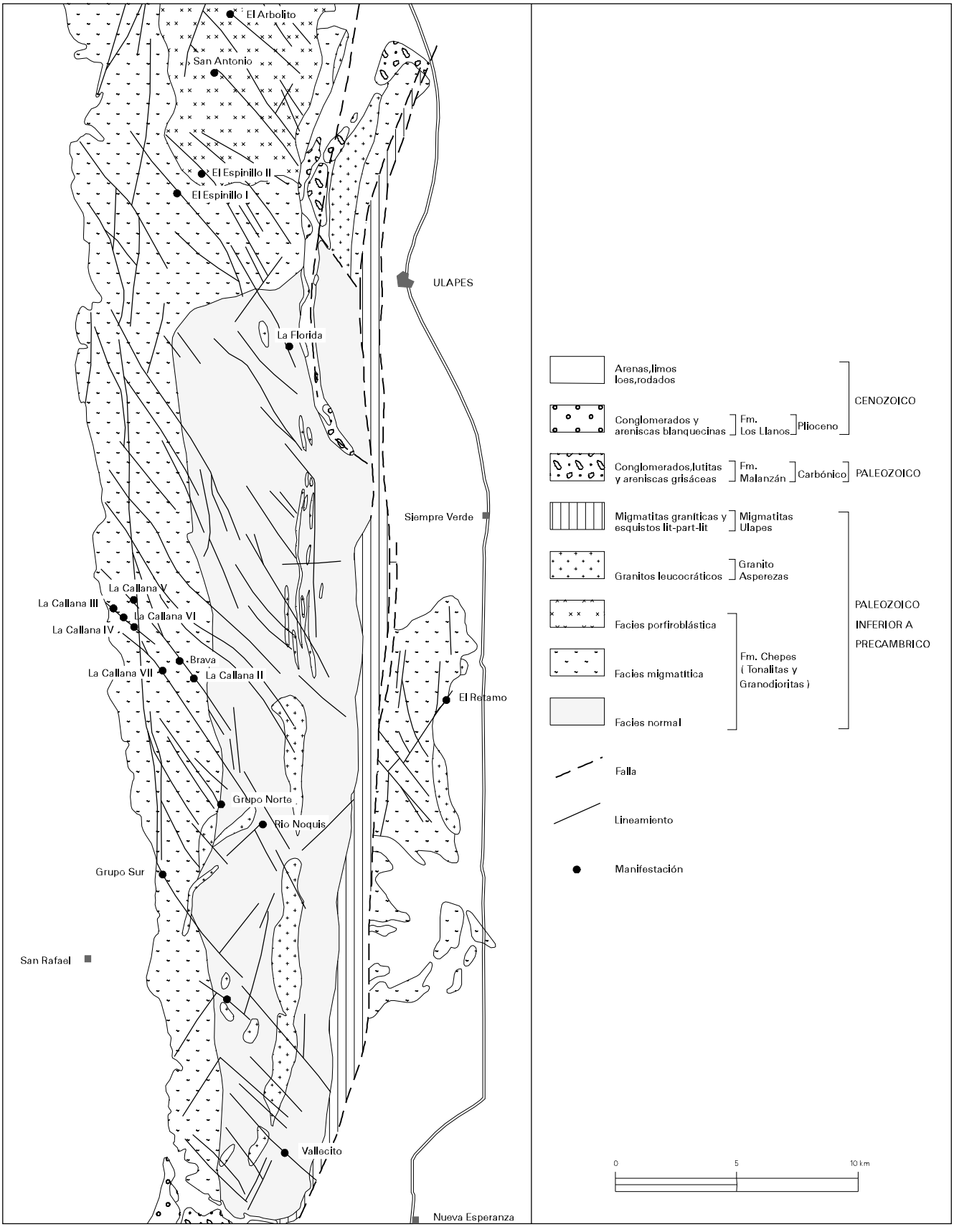


Figura 1. Mapa geológico de las sierras de Las Minas y Ulapes y distribución de los lineamientos.

HISTORIA DEL DISTRITO

El primer dato de producción es la construcción de la fundición de Miraflores, en 1887, a 200 m de la actual escuela de La Callana, para tratamiento del mineral de mina Callana III (San Pedro).

Entre 1904 y 1920 la compañía Sierra de las Minas extrajo mineral de alta ley de mina Espinillo I (ex Víctor) y del distrito El Abra, el que se trató por amalgamación en planta situada en el caserío El Abra. Las colas de ese mineral tenían una ley de 10 g/t Au (análisis de 1987).

En 1925 la empresa El Oro de Concarán investigó la región mediante un muestreo sistemático de labores. Tarea similar llevó a cabo en 1950 la Compañía Minera de los Llanos.

Geólogos de la Secretaria de Estado de Minería realizan en la década el sesenta un inventario minero de las sierras de Chepes, Ulapes y De Las Minas que sirvió de base para las futuras exploraciones en la región (Mastandrea, 1961; Jutorán y Kejner, 1965).

Los altos precios del metal durante los años ochenta motivaron intensas campañas de prospección y exploración ejecutadas entre 1986-90 por organismos gubernamentales, empresas mineras y técnicos independientes (Marcos, 1987, 1988; Cravero y Ríos, 1988a, 1988b; Sarudiansky, 1990). Como resultado, se descubrieron o redescubrieron numerosas manifestaciones auríferas y se explotaron las minas Espinillo I, Espinillo II, Callana V y El Cerco. Algunas escombreras de minas y colas de plantas de tratamiento fueron beneficiadas por distintos métodos en este período.

En el marco del convenio con la Japan International Cooperation Agency (JICA) se hizo en 1992 un relevamiento geológico general de las sierras complementado con muestreo geoquímico de estructuras mineralizadas conocidas y nuevas vetas de cuarzo encontradas durante la prospección (JICA, 1993). En 1993 comienza la etapa de exploración, mediante la ejecución de seis perforaciones con corona de diamantes en las pertenencias de las minas Callana III y Callana VI, totalizando 900 m perforados. Estos sondeos, orientados perpendicularmente a las estructuras con 45º de inclinación cortaron las vetas a 100 m de profundidad revelando importante mineralización en una de ellas. En 1994 finalizan las tareas de este convenio con una perforación en mina Callana V y tres en mina La Pirca (JICA, 1995).

En convenio con la Australian Geological Survey Organisation (AGSO) se llevó a cabo en 1995-96 un programa de geofísica aérea seguido por control geológico de campo con mediciones de radimétricas y magnetométricas (Pieters y Skirrow, 1997).

Ambas investigaciones contribuyeron al mejor conocimiento de la génesis, yacencia y otras características de las menas auríferas pero no al hallazgo de nuevas manifestaciones.

A partir de la vigencia de la nueva legislación minera la empresa Compañía Minera Corral de Isaac, en convenio con Primo Resources y Golden Peaks Resources, ha explorado mediante destapes de labores, trincheras y perforaciones, vetas conocidas y otras de reciente descubrimiento en el sector austral de la sierra. Hasta diciembre de 1998 se habían realizado ocho sondeos en mina Dos Búhos, otros tantos en mina Vallecito y tres en el denominado School Project. Está previsto para 1999 la continuación de la exploración.

Propiedad minera

Los propietarios de las diversas minas en territorio riojano son: Yacimientos Mineros Riojanos S.A., Cuproaurífera S.R.L., Juan Carlos Robledo, y La Plata Gold. En San Luis las minas pertenecen Mario Vera y Compañía Minera Corral De Isaac.

La empresa La Plata Gold adquirió por licitación los derechos de exploración en un área de reserva provincial de 327 km^2 que se extiende sobre el faldeo occidental desde Estancia El Espinillo por el norte hasta río El Quemado por el sur. Dentro de la misma se encuentran las minas Espinillo I y II, Grupo Las Callanas y Grupo San Isidro.

El resto de las manifestaciones están cubiertas, en ambas provincias, bajo la forma de cateo o manifestación de descubrimiento.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento de la región está integrado por granitoides calco-alcalinos metaaluminosos de Tipo I, que composicionalmente corresponden a granitos, granodioritas y tonalitas, característicos de las Sierras Pampeanas Orientales, emplazados profundamente durante el Ordovícico. El encajante de estos granitoides fueron las metamorfitas del denominado Complejo Olta, aflorante más al norte, en sierra de Chepes, y presente sólo como lentes o enclaves irregulares en la zona que nos ocupa, perteneciente a un nivel más profundo de la corteza (figura 1).

Dentro del Complejo Igneo Chepes han sido descriptas una docena de variedades rocosas, la mayoría presentes en las sierras de Las Minas y Ulapes, derivadas de cuatro litologías principales; granitos normales, granitos migmatíticos, granitos porfiríticos y cuerpos básicos. La heterogeneidad de sus rocas es una de las características de la comarca, la subdivisión practicada sólo indica las litologías predominantes en cada una de las áreas demarcadas. Así por ejemplo, la faja de granodioritas del faldeo oriental alberga sectores porfiríticos, migmatitas foliadas y enclaves básicos. En el faldeo occidental, en especial dentro de la Migmatita Granitoide Tonalita, sobre perfiles transversales a las estructuras pueden aparecer rocas tan contrastantes como granitos porfiríticos y normales, bloques resister de esquistos inyectados, enclaves básicos, aplitas y pegmatitas en solo algunos cientos de metros. Más al sur, en el río El Quemado, los contactos transicionales entre fajas estrechas de rocas diferentes muestran una serie continua de cambios texturales y de composición en sentido transversal a la sierra.

La presencia de fajas de agmatitas en la Migmatita Granitoide Tonalita indica que lo que hoy aflora fue parte de las raíces del sistema. Posiblemente el basamento metamórfico estaba fuertemente deformado, con ejes de pliegues de rumbo general norte-sur, y las migmatitas derivadas de la inyección magmática conservaron la foliación de esa dirección que tenían los esquistos y cuarcitas del Complejo Olta.

Durante el Ciclo Famatiniano se emplazaron diferenciados ácidos y básicos como láminas o cuñas siguiendo la estructura regional; la continuación de la deformación dio origen a anchas fajas de milonitas que afectaron a las rocas preexistentes. Un intrusivo granítico de edad devónica inferior, con respuesta aeromagnética similar a los aflorantes en sierras de San Luis, estaría ubicado cerca del caserío El Totoral, debajo de la cubierta cuaternaria.

Levantamientos en bloque ocurridos en el Carbonífero inferior-medio delimitaron estrechas cuencas norte-sur y este-oeste donde se depositaron areniscas, fanglomerados y conglomerados de la Formación Malanzán. Ningún cuerpo intrusivo o filoniano afecta a estos sedimentos, de manera que la actividad magmática habría finalizado en el Paleozoico.

ESTRUCTURA REGIONAL

El perfil asimétrico de las sierras es consecuencia del levantamiento en bloque producido durante el Terciario superior a lo largo de dos fallas paralelas de rumbo noreste con marcadas escarpas en el borde oriental. En el espacio entre ambas solo se observaron fracturas locales paralelas a las mayores, excepto en los extremos (El Abra-Dos Búhos), donde la tectónica es más complicada.

En contraposición, la planicie inclinada del faldeo occidental ha sido seccionada por innumerables fracturas mayores de rumbo noroeste-sureste, que intersectan con otras norte-sur y las noreste-suroeste de los arroyos San Isidro y Casas Viejas.

La tectónica paleozoica está representada por fajas miloníticas norte-sur y fallas de desplazamiento de rumbo. Las milonitas mayores se encuentran en los costados de las sierras, una aflorante en flanco oriental y otra cubierta por sedimentos recientes en el occidental. Fajas menores de espesores métricos o decamétricos son comunes en todas las litologías.

Esfuerzos compresivos de dirección oeste-este originaron una elongación norte-sur del segmento cortical afectado, con desarrollo de zonas de cizalla conjugadas noroeste y noreste y fracturas de tensión perpendiculares a la elongación. En el faldeo oeste aparecen casi exclusivamente cizallas noroete-sureste con movimiento sinistral, mientras que faldeo oriental y extremo sur de la sierra son dominios de cizallas noreste-suroeste con movimiento dextral. Se trata de estructuras verticales con movimiento subhorizontal, que en el caso de las mayores tienen hasta 15 km de longitud y cientos de metros de ancho. Cizallas menores diagonales a las principales son comunes, y en ellas es posible observar el sentido y magnitud de algunos desplazamientos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Las principales características de las minas más conocidas se resumen en la tabla 1.

Litología

Más de la mitad de los depósitos se encuentra emplazado en migmatitas foliadas. Esta foliación es norte-sur en el faldeo occidental y mina Dos Búhos, en La Pirca y El Cerco noroeste, y en El Abra norte-sur a N10°E. El gneis bandeado de La Pastora y esquistos inyectados de El Abra son considerados en trabajos anteriores como migmatitas, y en el presente como variedades de las Milonitas Ulapes.

Granodioritas y tonalitas son rocas preferenciales; su fragilidad permitió la apertura de amplios espacios donde se alojaron vetas auríferas y rocas filonianas (figura 2).

Los enclaves de rocas verdes (diorita, anfibolita, microdiorita) parecen ser poco receptivos; en minas Callana VI, El Abra I y Dos Búhos algunas vetas cortan o siguen los contactos de estos enclaves, pero los bolsones de alta ley están ubicados en las granodioritas.

El Granito Asperezas es característicamente estéril en todo su afloramiento, excepto en La Chilca, aunque conviene aclarar que granodioritas foliadas yacen a solo un centenar de metros de las vetas de esta mina.

Las rocas metamórficas deben considerarse hospedantes favorables; una de las vetas de mina Dos Búhos, la lente de labor L XIII en El Abra (la más explotada) y la mina El Porongo en sierra de Chepes, son ejemplos de concentraciones auríferas en metasedimentos.

La alteración sericítica, de intensidad media a fuerte, afecta las rocas de caja de la mayoría de las vetas, pero solo se extiende unos pocos metros y, en algunos casos, pasa transicionalmente a alteración propilítica.

La silicificación es menos común y se presenta como reemplazo masivo de los hastiales o formando stockworks de finas venas de cuarzo. Fenómenos del primer tipo fueron observados en San Antonio, El Abra y La Pirca; stockworks solo en San Isidro Sur y en un lugar ubicado al sureste de mina Callana V.

Estructura

En el relevamiento regional de la comarca, Caminos (1979) señala tres direcciones principales de fracturación-mineralización; N30°-75°E, N45°-75°O y N85°O a este-oeste. Sobre este último sistema se destaca que es el predominante en el sector norte de la región y de Sierra de Chepes; aparece en vetas de ambos flancos de la sierra; a él pertenecen cizallas secundarias, secantes a las mayores, reconocidas por ejemplo en Callana IV y Callana V.

Nombre	Roca de caja	Estructura	Morfología	Datos de las estructuras					Ley		Temperatura
				Nº	Rumbo	Buzam.	Potencia	Largo	Au prom	Ancho	homogeneiz.
El Arbolito	Grd. Porfírica	Cizalla NO-SE	Veta irregular	1	N 65° O	60° O-90°	0,67m	240m	3,8 g/t	1,0 m	167°-187°C
San Antonio	Grd. Porfírica	Cizalla NO-SE	Vetas paralelas	2	N 48° O	50°-55° SO	0,75m	45m		2,5m	225°-249°C
El Espinillo II	Grd. Porfírica	Fractura N 80° O	Veta	1	N60°-80° O	76° SO	1,12m	170m	17,1g/t	1,3m	
El Espinillo I	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Veta	1	N 55° O	70° SO	0,69m	300m	7,25g/t	0,25m	142°-220°C
La Marta	Granodiorita	Cizalla NO-SE	Lentes	2	N 30° O	65° SO	0,30m	10-30m		0,30m	
La Negra	Granodiorita	Fractura N 60° O	Lente	1	N 60° O	90°	0,25m	17m		0,20m	189°-267°C
El Abra I y II	Migm.y milonitas	Cizalla NE-SO	Lentes	11	N10°-40° E	65° SE-90°	1,0m	10-30m	2,1g/t	1,00m	134°-298°C
Tierra Colorada	Migmatita foliada	Cizalla NE-SO	Lentes	3	E-O	70° S	0,50m	6-7m	1,15g/t	1,00m	
La Pastora	Gneis bandeado	Cizalla NE-SO	Lente	1	N 25° E	45° SE	1,00m	3,5m		1,70m	
La Florida	Granodiorita	Cizalla NO-SE	Finas lentes	6	N80°-85° O	70° SO	0,25m	110m	28g/t	0,25m	147°-197° C
La Callana V	Migmatita folia<	Cizalla NO-SE	Lentes	3	N 50° O	80° NE	0,80m	5-25m	9,54g/t	0,8m	149°-249° C
	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Veta Nº 1		N 45° O	70°-75° NE	1,37m	200m	2,35g/t	0,15m	
La Callana III	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Veta Nº 2		N 55° O	80° SE	0,90m	80m		0,90m	
	Granodiorita	Cizalla NO-SE	Veta Nº 3		N 60° O	70°NE-90°	0,66m	170m	1,6g/t	0,50m	
La Callana VI	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Veta Nº 4		N 40° O	70°-80° SO	0,65m	500m	6,6g/t	0,50m	220°-276° C
	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Veta Nº 5		N 40° O	?	0,39m	130m	2,5g/t	0,15m	
La Callana IV	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Veta Nº 6		N25°-65° O	70° SO-90°	0,64m	550m	0,94g/t	0,50m	110°-297° C
		Falla	Veta Nº 7		N 15° E	70° SE	0,30m	40m		1,00m	
La Callana VII	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Vetas paralelas	2	N 25° O	70°-85° NE	1,50m	800m	0,04g/t	0,70m	121°-299° C
La Callana II	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Lentes	3	N10°-45° O	70° NE-90°	1,0m	10-20m	1,02g/t	1,00m	
Rio Noquis	Granodiorita	Fractura	Veta	1	N 65° E	80° NO	0,40m	80m	2,72g/t	1,00m	170°-325° C
S.Isidro Norte	Grd. Porfírica	Fracturas	Lentes	5	NE y NO	45-85°	0,35m	2-10m		0,15m	234°-302° C
San Isidro Sur	Migmatita foliada	Cizalla NO-SE	Veta	1	N 60° O	90°	1,10m	200m	3,52g/t	1,20m	200°-240° C
		Fractura E-O	Veta	1	E-O	80° S	0,10m	110m		0,15m	
La Chilca	Granito	Cizalla NO-SE	Vetas y lentes	5	N40°-80° O	90°	0,40m	40m		0,30m	
Vallecito	Granodiorita	Cizalla NO-SE	Vetas irregulares	4	N45°-55° O	80° NE	1,00m	45m	5,7g/t	0,25m	151°-264° C
Pzlo d.l. Arce	Granodiorita	Cizalla NE-SO	Vetas irregulares	3	N 15° E	78° SO	1,00m	200m		2,0m	218°-287° C
La Pirca	Migmatita foliada	Cizalla NE-SO	Lentes	4	N40°-60° E	90°	1,70m	10-20m	23g/t	0,40m	211°-266° C
El Cerco	Migmatita foliada	Cizalla NE-SO	Lentes	2	N40°-70° E	50-70° NO	0,30m	10-15m	35,6g/t	0,10m	
Veta Ortiz	Grd. Porfírica	Cizalla NE-SO	Veta irregular	1	N 70° E	70° NO-90°	1,50m	>100m		1,50m	
Dos Búhos	Grd - Diorita	Cizalla NE-SO	Vetas y lentes	5	N40°-50° E	50°-80° NO	0,60m			1,40m	

Tabla 1. Principales características de las vetas auríferas de Sierras de las Minas y Ulapes, LaRioja

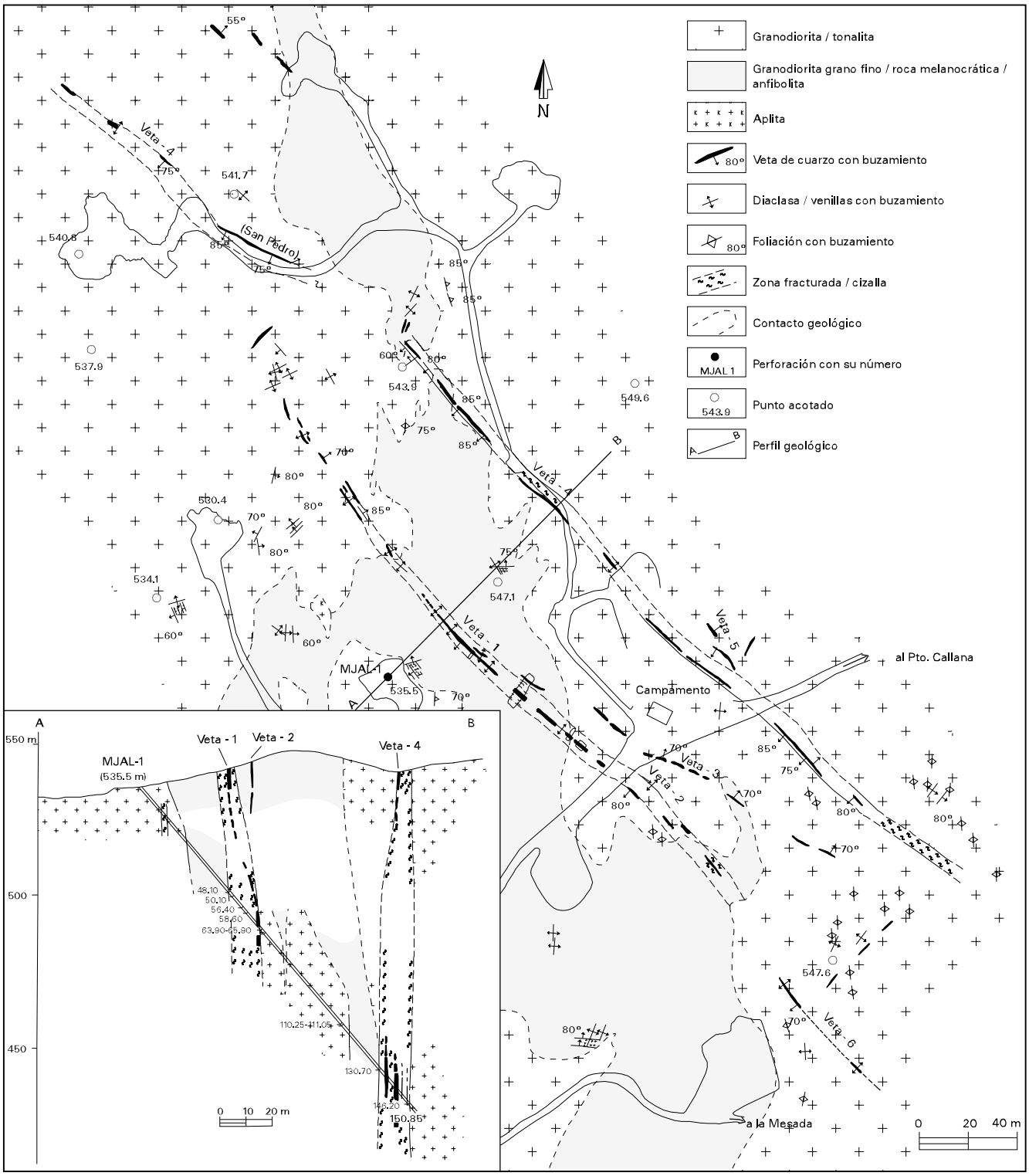


Figura 2. Mapa geológico con la ubicación de pozos en el distrito Los Callanas con corte transversal esquemático a la mineralización

Las zonas de cizalla alojaron inicialmente filones aplíticos y graníticos, pegmatitas y, esporádicamente, lentes o vetas de cuarzo, todos elongados según la dirección de desplazamiento (figura 3). Las reactivaciones posteriores de éstas produjeron en esos cuerpos frágiles dentro de fajas de comportamiento dúctil fracturación, desplazamiento y eventualmente brechamiento; los espacios creados fueron rellenados por nuevas rocas filonianas o vetas de cuarzo que cortan diagonalmente a los anteriores. También se producen durante la reactivación procesos de rotación; vetas paralelas a los hastiales giran por desplazamiento de estos hasta adquirir orientación diagonal a la estructura.

En algunas vetas se produjeron grietas de tensión paralelas a su elongación posteriormente selladas por hematita-goethita (*crack-seal*), dando lugar a vetas de bandeado grueso (Callana IV) o fino (Veta Ortiz, Dos Búhos). En mina La Chilca están bien expuestas vetas concordantes con la estructura y otras bandeadas, sigmoides o en échelon.

Un rasgo de las zonas de cizalla, compartido con las milonitas, es su muy baja susceptibilidad magnética. En el terreno, al ingresar a una de estas zonas los valores caen bruscamente a un 10-20% de los que se venían registrando. Este comportamiento constituye una nueva guía de prospección y se supone está relacionado a la inyección de rocas félsicas, desarrollo de alteración sericítica y desestabilización de magnetita que pasa a hematita. En el relevamiento aeromagnético estas anomalías aparecen notablemente exageradas.

Morfología

Las vetas son cuerpos alargados de decenas o cientos de metros de longitud, contornos irregulares y curso generalmente sinuoso, con buena continuidad vertical probada o supuesta. Las llamadas lentes son masas globosas u ojivales de hasta 30 m de longitud y rápido acuñamiento en profundidad.

Ambos tipos morfológicos pueden coexistir, pero es evidente que las vetas solo podrán desarrollarse en el sentido longitudinal de la estructura, mientras que las lentes rellenan fracturas de todos los órdenes; en las minas Vallecito y San Isidro Sur, por ejemplo, muy cerca de las vetas principales aparecen pequeñas lentes mineralizadas emplazadas en fracturas secundarias de variada dirección.

Si bien en el faldeo oriental predominan lentes y en el occidental vetas, el caso de las cizallas gemelas del Distrito Las Callanas, donde una aloja solo vetas y la otra solo lentes, nos lleva a suponer que cada estructura ha tenido un comportamiento mecánico propio que generó espacios de una determinada morfología.

Mineralización

La mineralización del distrito fue descripta por Ríos *et al.* (1992). Los minerales hipogénicos son: electrum (15% Ag.) de grano muy fino estrechamente asociado a pirita y sulfuros de cobre. Los minerales supergénicos son oro de grano variable entre algunos micrones y láminas milimétricas y asociado a hematita, goethita, crisocola, malaquita, calcedonia y otros.

El oro supergénico es denominado oro grueso por su fracción visible a ojo desnudo, contiene sólo un 5% de Ag y se considera derivado de oxidación y removilización del oro primario.

Han sido identificados cuatro tipos de cuarzo portador: cuarzo blanco lechoso (I), correspondiente a la etapa temprana de mineralización; cuarzo gris (II), usualmente brechado, poroso por eliminación de los sulfuros contenidos; cuarzo recristalizado (III) que cubre o une a los anteriores y cuarzo hialino (IV).

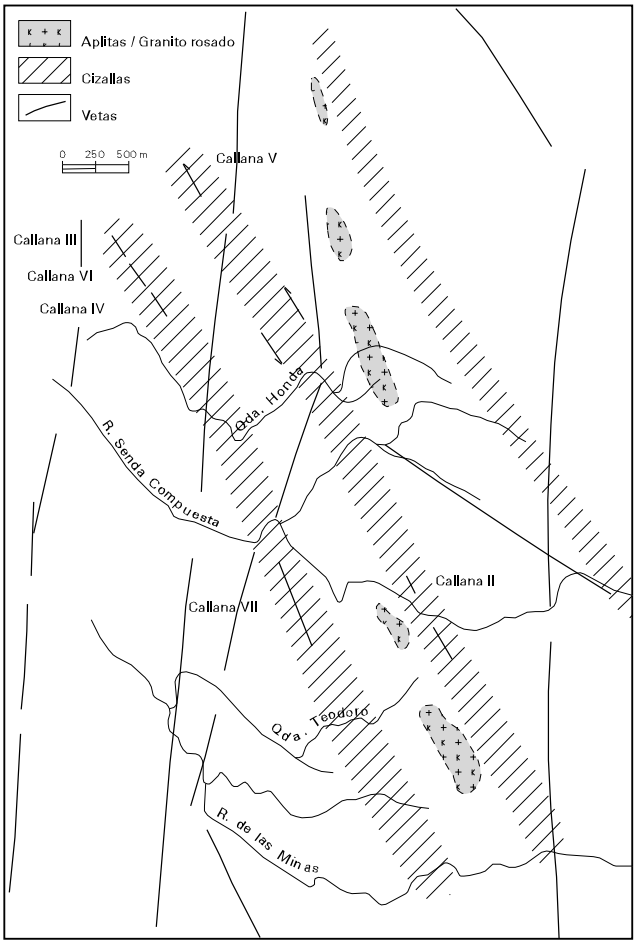


Figura 3. Distribución de vetas y relación con las cizallas en el distrito de Callanas.

El proceso evolutivo de la mineralización (Pieters y Skirrow, 1997) se muestra en la tabla 2.

Las características expresadas son de carácter general y ninguna manifestación las posee en su totalidad. La asociación mineral de las vetas puede ser simple o compleja, pero sólo hay cinco elementos guía que están presentes en todos los cuerpos con mineralización aurífera: cuarzo blanco lechoso, pirita, hematita, limonitas y oxidados de cobre.

La asociación entre manifestaciones auríferas y diques de aplita (o granito rosado) e inyección cuarzo-feldespática en sus cercanías ha sido ampliamente usada por los mineros como guía de prospección aunque esta asociación ha sido desvirtuada recientemente ya que en San Isidro Sur se observan venas mineralizadas que cortan a las aplitas y a venas de cuarzo-feldespato potásico.

Geoquímica

Los depósitos más conocidos han sido muestreados en repetidas oportunidades. Hay datos geoquímicos de los

diversos yacimientos en JICA (1993 y 1995), Cravero *et al.* (1995), Pieters y Skirrow (1997) así como datos inéditos en la Delegación La Rioja del Servicio Geológico Minero Argentino.

Los contenidos de Ag varían entre 1-100 g/t, con valores excepcionales de 500 g/t en mina Callana III y manifestación Veta Ortiz. Los tenores de Cu oscilan entre 0,05-3%. El Pb fue analizado en unos pocos depósitos, en El Abra I y II varía entre 50-3000 ppm, en las minas Callana III, Callana V y Vallecito hay bolsadas con 5% Pb o más.

El potencial minero de la región está ligado a la presencia de Au. Sin embargo, hay una coincidencia entre las observaciones de campo y los resultados geoquímicos que indican una gran variabilidad o dispersión de la mineralización aurífera, que ocurre tanto en sentido longitudinal como transversal. Lamentablemente, excepto la mina Espinillo II, ninguno de los otros depósitos ha sido muestreado con el suficiente detalle como para definir las dimensiones de los bolsones de alta ley y/o estimar tonelajes de recursos o reservas minerales.

Inclusiones fluidas

En la tabla 1 se muestran las temperaturas de homogeneización de 17 muestras procedentes de 16 depósitos estudiadas por JICA (1993 y 1995). Estas muestras pertenecen a diferentes tipos de cuarzo y sólo indican que las temperaturas de las soluciones variaron entre 168ºC y 317ºC.

Cravero *et al.* (1995) describen tres tipos de inclusiones fluidas, en base a las relaciones de fase a temperatura ambiente.

-Tipo I; acuosa, doble fase: H_2O (l) – H_2O (v).

-Tipo II; inclusiones ricas en CO_2, dos y tres fases: H_2O (l) – CO_2 (l + v)

-Tipo III; hipersalinas, fases liquido+vapor de agua+cristales de halita. Sólo ha sido identificada en muestras de mina El Cerco.

Los resultados se resumen en la tabla 3.

El descenso en la temperatura de fusión de CO_2 se considera relacionado a la presencia de pequeñas cantidades de metano. Los fluidos mineralizadores habrían evolucionado desde fases de mayor temperatura y salinidad ricas

Etapa	Asociación	Alteración de roca	Texturas	Deformación
1. hipogénico, (~300° C)	Cuarzo blanco lechoso, pirita, calcopirita, carbonato, galena, esfalerita Au (electrum), cuarzo gris ?	Proximal (<3m): sericita-pirita (sericitización de feldespatos). Distal: clorita-epidoto (cloritización de biotita)	Masiva, deformada, cuarzo lechoso anhedral a subhedral; pirita fina diseminada; relleno de cavidades por calcopirita y otros sulfuros; carbonato pardo diseminado; electrum en cuarzo y pirita?	Fábricas S-C en roca de caja alterada; vetas de cuarzo en ámbito extensional.
2 a hipogénico a supergénico profundo, menor temperatura, oxidación	Hematita, carbonato, cuarzo gris claro y cuarzo recristalizado, pirita, galena, esfalerita, Au.	Proximal y distal: hematita muy fina diseminada.	Anastomosamiento de fisuras rellenadas por hematita y hematita-carbonato; red de venillas de cuarzo gris claro en cuarzo lechoso; Au grueso en fisuras con óxidos de hierro.	Fracturación, brechamiento del cuarzo de etapa 1.
2 b supergénico oxidación	Calcedonia-hematita (jasper), goethita, cuarzo hialino, Au, malaquita, crisocola, covelina, cuprita, tenorita, anglesita, cerusita.	Proximal: hematita, goethita.	Calcedonia finamente bandeada; venillas de jasper cortando cuarzo lechoso; cavidades rellenas por goethita y hematita fina especular; cuarzo hialino; Au grueso.	Fracturación longitudinal de las vetas.
3 oxidación	Arcilla, limonita, goethita, malaquita, crisocola, covelina, cuprita, tenorita, anglesita, cerusita.		Reemplazo de silicatos, sulfuros, carbonatos y óxidos; Au grueso en minerales de Cu.	No deformación.

Tabla 2. Paragénesis general de los depósitos de Au-Cu-Ag.

en CO_2, hacia otras de menor temperatura-salinidad y ausencia de CO_2. Las condiciones de temperatura y salinidad del cuarzo blanco lechoso no fueron determinadas.

Datos isotópicos

Los cuarzos seleccionados por otros autores para la realización de análisis isotópicos de oxígeno, hidrógeno y azufre son de la variedad blanco lechoso, portadores de sulfuros, en algunos casos cortados por venillas de cuarzo gris. La sericita procede de roca encajante o fragmentos de la misma incluídos en las vetas de cuarzo. Para el cálculo de contenido de $\delta^{18}O$ y δD se tomó una temperatura de 300ºC, intermedia entre las temperaturas de homogeneización de los cuarzos Tipo II (330ºC) y Tipo III (270ºC) de Cravero *et al.* (1995).

Los isótopos de oxígeno e hidrógeno indican que los fluídos a partir de los cuales se formó el cuarzo blanco lechoso y la sericita tuvieron composición similar a las de aguas magmáticas. Sin embargo, una composición isotópica parecida podrían tener fluídos de origen metamórfico.

Los isótopos de azufre no permiten definir con certeza el origen de los sulfuros, pero indicarían un importante aporte de azufre derivado de metasedimentos.

Dos muestras de sericita hidrotermal, tomadas en las minas Callana VI y Vallecito, fueron datadas por el método isotópico $^{40}Ar/^{39}Ar$, determinándose una edad de formación promedio de 390 millones de años. Esta alteración data a los fluídos mineralizadores iniciales, supuestamente asociados a intrusivos coetáneos no aflorantes detectados por relevamiento aeromagnético.

MODELO GENÉTICO

Las características tectónicas de la región, morfología de los cuerpos mineralizados, alteración hidrotermal asociada y composición isotópica, permiten clasificar a los depósitos de las sierras de Las Minas y Ulapes como yacimientos auríferos mesotermales relacionados a zonas de cizalla, siguiendo el modelo de Bonnemaison y Marcoux (1990).

Los fluídos mineralizadores circularon en condiciones de PT relativamente elevadas; la alteración sericítica y presencia de carbonatos indican un pH ligeramente ácido o neutral. El potencial redox ha sido considerado intermedio a oxidante, pero el reciente hallazgo de pirrotina en mina Dos Búhos plantea dudas al respecto. La coexistencia de sulfuros y carbonatos sugiere la circulación de dos tipos de fluídos; salinos y ricos en CO_2.

Cuarzo I y Cuarzo II son auríferos y portadores de sulfuros; en el primero el Au aparece como electrum contenido en pirita y en el segundo como Au libre de grano muy fino. Cuarzo III es producto de la recristalización del cuarzo blanco lechoso, proceso durante el cual se libera el Au contenido en la pirita. Estos cuarzos de mayor temperatura se emplazaron en condiciones de PT similares y dentro de un mismo ciclo diastrófico, en el Devónico inferior-medio.

Tipo de cuarzo-Etapa	Tipo de IF	T° C de homogeneización	Salinidad eq. % ClNa
I-Etapa 1	no utilizable		
II-Etapa 2 dio	I y II	330° (homog. a líquido) 320-360° (homog. a vapor)	12% prome-
III-Etapa 2 o 3	I	270°	8-10%
IV-Etapa 3	I	190-250°	8% promedio

Tabla 3.

A comienzos del Ciclo Gondwánico se producen en todas las Sierras Pampeanas grandes ascensos de bloques de basamento y la intrusión de stocks graníticos epizonales, a los cuales estaría ligado el Cuarzo IV, geódico, de baja temperatura-presión y no aurífero.

Los sedimentos del Carbonífero superior (Formación Malanzán) se asientan directamente sobre los granitoides que alojan la mineralización, como puede observarse en El Abra, y contienen en su conglomerado basal grandes rodados de cuarzo derivados de la erosión de lentes y vetas. Esto nos permite datar en el Carbonífero medio-superior el inicio de un primer período de oxidación y enriquecimiento supergénico. Con posterioridad a los ascensos ocurridos en el Terciario y la consecuente eliminación de los sedimentos neopaleozoicos que cubrían toda la región, tiene lugar el último período de oxidación y enriquecimiento supergénico, que se extiende hasta la actualidad.

BIBLIOGRAFÍA

Bonnemaison, M. y E. Marcoux, 1990. Auriferous mineralization in some shear-zones: A three-stage model of metallogenesis. *Mineral Deposita,* 25: 96-104.

Caminos, R., 1979. Descripción geológica de las hojas 21f, Sierra de las Minas, y 21g, Ulapes. Provincias de La Rioja, Córdoba y San Luis. SEGEMAR. Buenos Aires.

Cravero, O. y J. Ríos, 1988a. Distrito minero El Abra, provincia de La Rioja, un ejemplo de zona de cizalla aurífera (shear zone) en nuestro país. *3º Congreso Nacional de Geología Económica,* 3: 129-140. Buenos Aires.

Cravero, O. y J. Ríos, 1988b. Evaluación geológica económica previa del Distrito Minero El Abra, Sierra de Ulapes. Provincia de La Rioja. SEGEMAR, Delegación La Rioja, inédito.

Cravero, O., J. Ríos, J. Loredo y J. García Iglesias, 1995. Gold bearing shear zones in sierra de Chepes, de las Minas and Ulapes, La Rioja, Argentina. GOLD "94" Conference, Nevada, USA.

JICA, 1993. Informe sobre exploracion de minerales del área oeste de la República Argentina. Fase I. Japan International Cooperation Agency. Metal Mining Agency of Japan. SEGEMAR. Buenos Aires.

JICA, 1995. Informe final sobre exploración de minerales del área oeste de la República Argentina. Japan International Cooperation Agency. Metal Mining Agency of Japan. SEGEMAR. Buenos Aires.

Jutoran, A. y M. Kejner, 1965. Inventario minero de la provincia de La Rioja (zona austral), Sierras de Chepes, de las Minas y de Ulapes. SEGEMAR, informe inédito 945. Buenos Aires.

Marcos, O. 1987. Reconocimiento geológico minero del grupo minero El Retamo. SEGEMAR. Delegeción La Rioja, informe inédito.

Marcos, O. 1988. Reconocimiento geológico minero del grupo minero San Isidro. SEGEMAR. Delegación La Rioja, informe inédito.

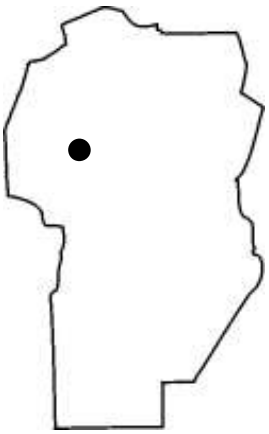
Mastandrea, O. 1961. Informe expeditivo de las manifestaciones auríferas de Las sierras de Ulapes y de las Minas. Departamentos General San Martín y General Roca (Provincia de La Rioja). SEGEMAR, informe inédito 509. Buenos Aires.

Pieters, P. y R. Skirrow, 1997. Informe geológico y metalogénico de las sierras de Chepes, Ulapes y Las Minas, provincia de La Rioja. Anales 26. IGRM-SEGEMAR

Ríos, J., J. Loredo y J. García Iglesias, 1992. Características mineralógicas de depósitos auríferos ligados a zonas de cizalla (La Rioja, Argentina). 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 242-246. Salamanca.

Sarudiansky, R., 1990. Informe final convenio entre la Provincia de La Rioja y Consejo Federal de Inversiones.- Evaluación de Distritos Mineros de Sierras de las Minas-Ulapes y Sierra de Chepes. Dirección Provincial de Minería de La Rioja, informe inédito.

Miró, R. C., 1999. Los depósitos auríferos de Candelaria y San Ignacio, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 647-653, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS AURÍFEROS DE CANDELARIA Y SAN IGNACIO, CÓRDOBA

Roberto C. Miró[1]

DISTRITO CANDELARIA

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El distrito Candelaria esta ubicado a 20 km al sureste de Villa de Soto, en la región norcentral de las Sierras Grandes. Abarca un sector de unos 7 km, en sentido este-oeste, por unos 35 km en sentido norte-sur, cuyos límites geográficos son 29°50´ y 30°10´ de latitud sur y 64°45´y 64°50´de longitud oeste. Comprende varios grupos mineros entre los que se encuentran El Patacón, Paso del Molle, Paso del Carmen, San Ignacio, Oro Grueso, Candelaria Norte y Río Hondo (figura 1). En total existen más de 60 minas de oro denunciadas.

LEYES Y RESERVAS

La mayoría de las minas fueron trabajadas entre los años 1895-1935. No existen datos ciertos del volumen extraido en ese período. Según Sabin (1936) la Compañía General de Minas procesó entre 1898 y 1906 en una planta, cuyos restos aún se conservan junto al río Candelaria, 15.600 t de mena recuperando 413,64 kg de oro, con una ley promedio de 26,6 gramos por tonelada.

La Dirección Nacional de Geología y Minería en el período entre 1984 y 1988 efectuó evaluaciones económicas de los yacimientos más importantes (Torres *et al.*, 1986; Miró y Torres, 1987). Una de ellas se llevó a cabo sobre el laboreo utilizado en la explotación de las minas Puigari y Monserrat, pertenecientes al grupo Paso del Molle (Petrelli, 1988). Las reservas definidas se resumen en la tabla 1.

Los resultados muestran la gran dilución de la ley que se obtiene cuando se considera una porción de la caja y al mismo tiempo la dispersión de la mineralización en clavos.

Los tenores de oro parecen ser altamente variables. En el muestreo sistemático efectuado en las minas Puígari y Monserrat las muestras en canaleta sobre vetas que varían de 0,30 a 1,80 m de ancho, indicaron que son comunes leyes de 0,2-2 g/t de oro, en tanto que muestras esporádicas contenían 15-70 g/t Au (Petrelli *et al.*, 1988).

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Todas las minas fueron trabajadas mediante labores subterráneas, en rajos, chiflones y pozos. La principal explotación se realizó en las minas Puigari y Monserrat, donde se midieron más de 1.000 m de túneles y galerías (figura 2). El método principal utilizado era el de avance en realce sobre veta. Este método no era acompañado por el necesario apuntalamiento por lo que el acceso a las labores es en la actualidad muy peligroso. Dado el escaso espesor medio de las vetas se supone que todas las tareas de extracción se efectuaban con métodos manuales.

La Compañía General de Minas, de capitales ingleses, instaló una molienda de accionamiento hidraúlico a orillas del río Candelaria. El mineral era transportado hasta la planta por un cablecarril que atravesaba el río. Esta valiosa instalación fue seriamente dañada por una gran creciente del río antes de 1930 y no fue reconstruída.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Córdoba.*

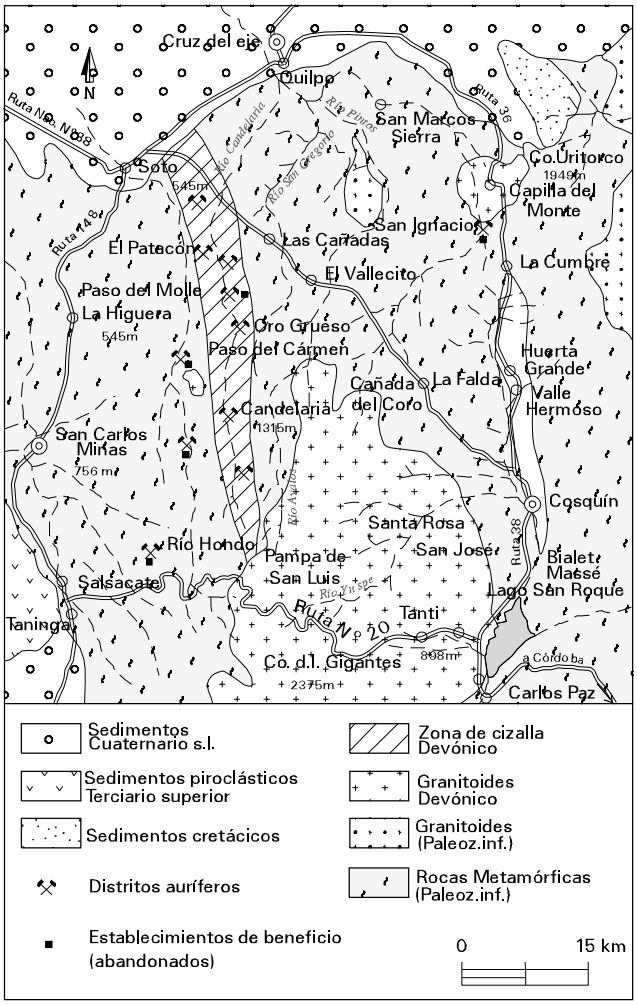


Figura 1. Ubicación de los distritos auríferos (geología simplificada de las hojas geológicas 1:250.000 - IGRM).

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las primeras actividades mineras en la región fueron realizadas por la comunidad jesuítica (Alberdi, 1870; Camargo, 1944). Las minas formaban parte de la estancia de Candelaria, propiedad de la Compañía, la que a principios de siglo tomó posesión de las mismasy efectuó la única explotación de importancia del distrito. Los problemas financieros terminaron con la actividad minera hacia 1930. Un intento de reactivación del distrito en 1935 permitió que Dewey Sabin realizara un completo relevamiento de todas las minas (1936). Desde entonces hasta el presente sólo se conocen esporádicos trabajos de reconocimiento.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional del distrito fue descripta por Lucero y Olsacher (1981), Bonalumi y Gigena (1984) y Caminos y Cucchi (1990).

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Las vetas con mineralización de oro están localizadas principalmente dentro una zona de cizalla de orientación norte-sur (Caminos y Cucchi, 1990) conocida como Faja Guamanes (Martino, 1993). La cizalla se ha desarrollado en un gneis cuarzo-biotítico-moscovítico del Complejo Metamórfico Cruz del Eje (Stuart *et al.,* 1997) que contiene numerosas zonas miloníticas. Varios depósitos, incluyendo las minas Puígari y Monserrat, aparecen en un gneis cuarzo-biotítico-moscovítico-granatífero al este de la zona de cizalla. Las zonas miloníticas se encuentran alteradas en clorita-hematita y buzan fuertemente al este con un movimiento generalmente inverso. Corresponde a una reactivación de la zona de cizalla.

Estructura

El oro se encuentra en vetas simples y múltiples de cuarzo con rumbo 330°-030° y buzamiento 20°- 45° al este. Las vetas alcanzan una potencia de hasta 1 m aproximadamente y muestran una morfología típicamente de acuñamiento-ensanchamiento; en algunos lugares se presentan venas dispuestas en échelon, con forma de corte o incisión, suavemente sigmoidales. Aunque los gneises hospedantes contienen foliaciones bien desarrolladas generalmente no se presenta un cizallamiento intenso adyacente a las vetas, tal como ocurre en los depósitos de oro de la Sierra de las Minas, La Rioja. El alto ángulo de las vetas de cuarzo con la foliación gnéisica y la orientación y morfología de las vetas, indican que probablemente las mismas se han formado en zonas de extensión subvertical, dentro de la zona de cizalla de Guamanes (figura 3). Una excepción a este estilo de depósito de oro aparece en Paso de la Quinta (ver más abajo).

El relevamiento aeromagnético de la región (Hungenford *et al.*, 1996) muestra que las zonas alteradas hidrotermalmente y asociadas con la mineralización de oro, exhiben una disminución marcada en la susceptibilidad magnética en comparación con las unidades gnéisicas hospedantes. Esta característica, relativamente local y sólo observable a escala de depósito, está claramente relacionada con la hematitización ocurrida al final de la secuencia paragenética. Algunos de los depósitos de oro están ubicados cerca de lineamientos magnéticos de dirección noroeste y noreste, donde intersectan a la zona de cizalla de Guamanes, de orientación norte-sur.

Morfología

La mineralización de oro aparece en dos estilos texturales principales, con sulfuros en zonas de mineralización primaria y como oro grueso libre (hasta 200 µ) en zonas de mineralización secundaria cerca de la superficie, a menos de 40 m de profundidad (Petrelli, 1988).

Ley media de Au g/t	Ancho medio de veta m	Razón de mineralización %	Recursos geológicos t
5,44	0,60	35	86.500
9,56	0,57	30	70.400
12,20	0,54	25	55.600
15,32	0,50	20	41.200
21,86	0,42	15	25.900

Tabla 1. Datos de leyes y recursos de las minas Puigari y Monserrat.

Mineralogía

La mayoría de las vetas constan de cuarzo masivo, blanco lechoso, recristalizado, excepcionalmente con cavidades tapizadas por cuarzo subhedral. Asociados a este cuarzo anhedral aparecen en menor cantidad pirita y trazas de esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita (Petrelli, 1988). Los bordes de algunas vetas de cuarzo están brechados en fallas frágiles. La fracturación hematítica-goethítica del cuarzo primitivo está ampliamente distribuída y parece estar asociada con el brechamiento.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal consiste en sericitización intensa de las rocas huésped hasta a un metro de las vetas mayores y de remanentes de roca de caja dentro de las vetas. En el depósito Puígari-Monserrat la roca de caja, un gneis con cuarzo-biotita-feldespato-moscovita±granate, fue alterada pervasivamente a clorita y hematita con venillas carbonáticas; se infiere que la clorita ocurre en forma distal a la alteración sericítica, que es proximal. La hematización penetrativa puede ser sincrónica tanto con la fracturación hematítica del cuarzo de veta y con la milonitización regional, con la cual esta asociada la alteración clorita-hematita.

Geocronología

Los granitos achalianos de las Sierras Pampeanas australes fueron emplazados entre 405 y 385 Ma (dataciones U-Pb en circón, Camacho e Ireland, 1996, 1997), aunque datos de edades Rb-Sr y K-Ar para estos granitos permiten extender su edad hasta los 300 Ma (Rapela *et al.*, 1990).

Dos muestras de alteración sericítica relacionadas con la mineralización de Au de los depósitos Puígari-Monse-

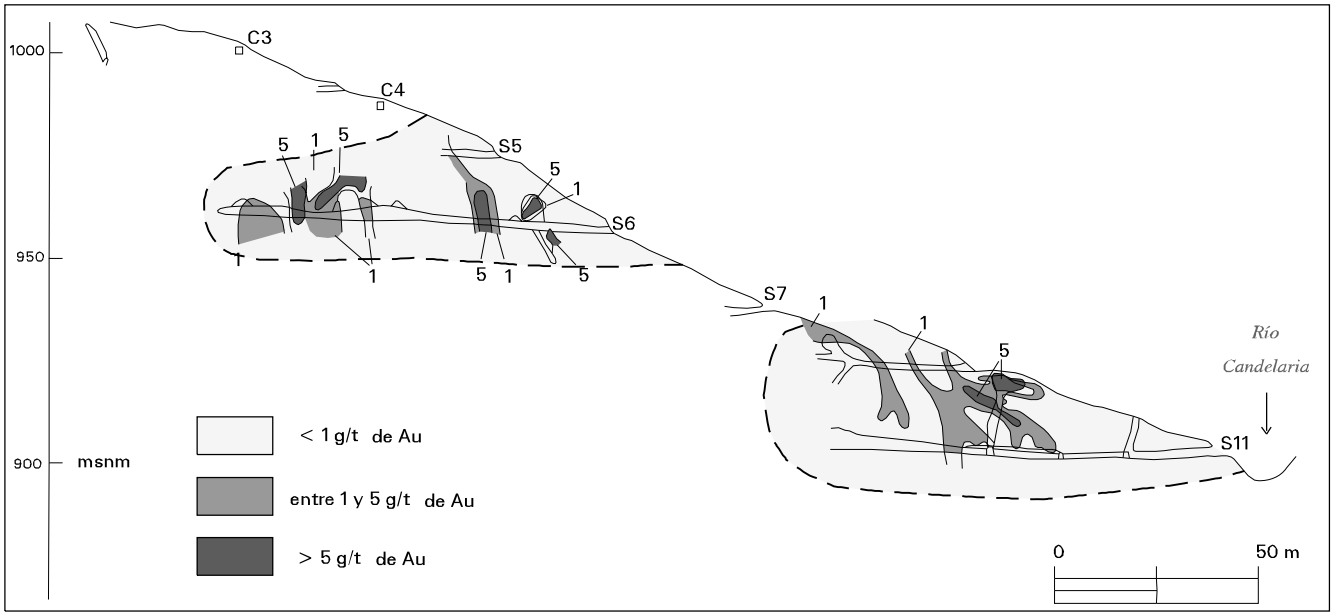


Figura 2. Mina Puigari: galerías y tenores de Au en g/t.

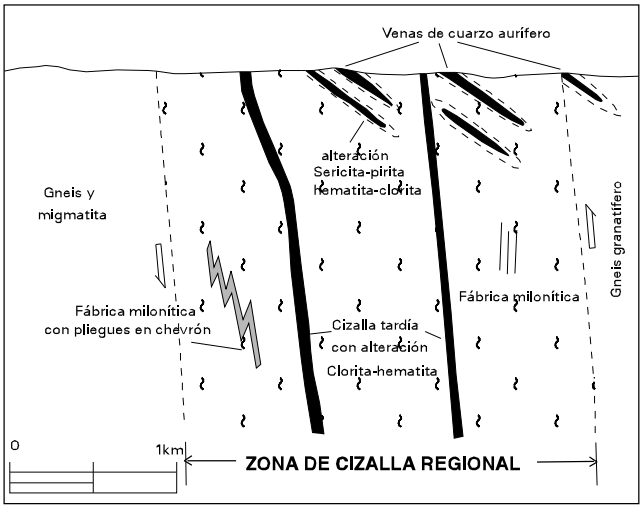


Figura 3. Distrito Candelaria: Sección transversal esquemática de la zona de cizalla Guamanes y las vetas de Au-cuarzo asociadas, mostrando las vetas extensionales con inclinaciones moderadas y con alteración hidrotermal asociada.

rrat y La Bragada, han sido datadas por Ar^{39}/Ar^{40} (Camacho, 1997). Los resultados representan la alteración sericítica inicial de la mica blanca a unos 376-378 Ma, con enfriamiento subsecuente que origina cristales de sericita de grano más fino, que alcanzan sus temperaturas de cierre de Ar en los siguientes 12-20 millones de años. Por ende, la alteración y la mineralización aurífera en el distrito Candelaria postdató este magmatismo en por lo menos 7 Ma o bien se superpuso en parte con el emplazamiento del granito de Achala.

MODELO GENÉTICO

Según la estabilidad termodinámica de la serie sericita - pirita ± arsenopirita ± clorita, el Au en el distrito Candelaria puede haber precipitado a 250°-350°C a partir de fluídos ácidos en un estado de oxidación-reducción intermedio. Las vetas de cuarzo aurífero se formaron inicialmente en un régimen deformacional frágil-dúctil, posiblemente sincrónico con movimientos inversos en estructuras miloníticas dentro de la zona de cizalla de Guamanes. La fracturación, fallamiento y brechamiento posterior de los sistemas de vetas y de la alteración hematítica-clorítica asociada, sugiere un cambio en las condiciones de presión, temperatura y/o velocidad de deformación. Puede haber ocurrido en este momento alguna removilización de Au (Skirrow, 1997).

La geoquímica de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno, llevada a cabo sobre vetas de cuarzo, y la alteración de sericita hidrotermal asociada con mineralización de oro en el distrito Candelaria (Skirrow, 1997) sugiere que los fluídos hidrotermales podrían haber sido contaminados por aguas meteóricas que reaccionaron con rocas sedimentarias (o metasedimentarias), con una relación agua/roca baja (figura 3 y 4). Skirrow (1997) interpreta además que no puede ser descartada la posibilidad de que haya existido una pequeña componente magmática o metamórfica en los fluídos hidrotermales y que el azufre se haya originado en las rocas metasedimentarias hospedantes.

El marco estructural en el que se formaron las vetas, su geometría y texturas, la alteración hidrotermal y la geoquímica de isótopos estables, muestran similitudes con las vetas de Au de los depósitos mesotermales de de ejemplos de Norteamérica (Goldfarb *et al*., 1997).

Los depósitos de Au del distrito de Candelaria se interpretan como miembros de una amplia clase de vetas de Au de depósitos mesotermales con fuerte control estructural, encontradas en terrenos orogénicos regionalmente metamorfizados y que según el modelo de Cox y Singer (1986) corresponden a "vetas de Au-cuarzo con bajo contenido de sulfuros".

MINA PASO DE LA QUINTA (DEPARTAMENTO CRUZ DEL EJE)

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La veta cuarzo aurífera de Paso de la Quinta se encuentra a 10 km al norte de la localidad de Candelaria, en el departamento Cruz del Eje y forma parte del distrito Candelaria.

Leyes y reservas

La veta nunca fue explotada. Empresas privadas realizaron estimaciones de reservas pero los datos no son conocidos con precisión. Deantonio, (1994a) informó de leyes máximas de 160 g/t Au y 460 g/t Ag con una estimación de un millón de toneladas de mena, aunque no se indicó el contenido promedio del depósito.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Estructura

La veta de Paso de la Quinta aflora como una prominente lomada con dirección norte-sur con una zona silícea de 3-7 m de ancho y aproximadamente 1.600 m de longitud. En conjunto consiste en un sistema de vetas de cuarzo cristalino y calcedonia, milonita silicificada y brecha. La zona silícea muestra una posición subvertical, en comparación a los bajos buzamientos de otros depósitos de vetas auríferas del distrito.

Mineralización

El estilo de mineralización de esta veta es muy diferente al de las del distrito Candelaria. Las texturas de veta incluyen cuarzo de grano fino, crustiforme y en escarapela,

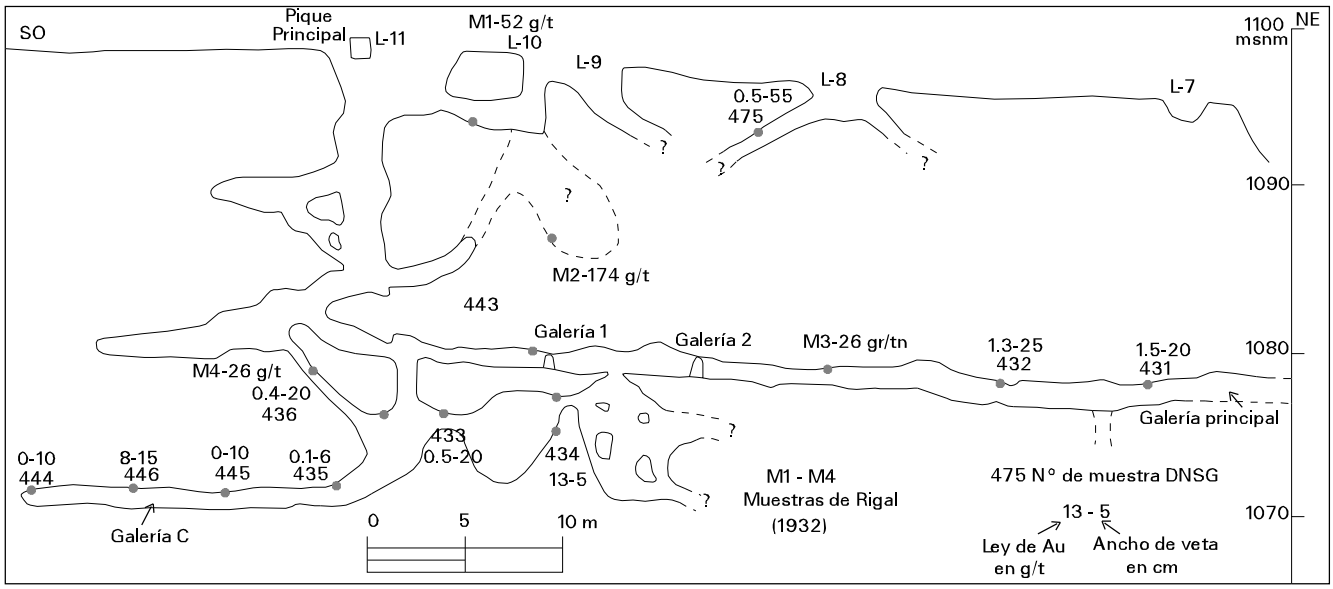


Figura 4. Mina San Ignacio: Veta I - Sector Central.

rellenando cavidades en brechas silicificadas-sericitizadas y stockworks de vetas de cuarzo fino y cavernoso.

Es poco común la especularita de grano fino como relleno de cavidades y es abundante la goethita con cuarzo grueso. Uno de los minerales más tardío es el cuarzo calcedónico, botroidal, verdoso pálido. En contraste con otros depósitos del distrito Candelaria no hay evidencia de una extensa recristalización de minerales silíceos. La alteración de la roca de caja milonítica de grano fino consta de abundante clorita-sericita-pirita.

Las composiciones isotópicas de oxígeno del cuarzo de la estructura de Paso de la Quinta son notablemente diferentes de las de los otros depósitos del distrito de Candelaria (Skirrow, 1997). Las evidencias geológicas, texturales, mineralógica y de isótopos estables son compatibles con una interpretación para la formación de las vetas de Paso de la Quinta de que se han formado en la porción más elevada de la corteza, entre el Devónico Inferior y el Terciario.

MINA SAN IGNACIO (DEPARTAMENTO PUNILLA)

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los depósitos de Au de San Ignacio comprenden cuatro vetas principales de cuarzo, a 5 km al sur de la localidad de San Ignacio y a 10 km al noroeste de la localidad de La Cumbre, en el valle de Punilla. Estos pequeños depósitos fueron trabajados hasta 1930. Miró y Torres (1987) y Deantonio (1994b) llevaron a cabo la evaluación de recursos y de la viabilidad minera. La geología regional fue discutida por Pastore y Methol (1953), y la geología del depósito fue descripta por Rigal (1934) y Miró y Torres (1987).

Leyes y reservas

Miró y Torres (1987) efectuaron una evalución de reservas en las diferentes vetas del distrito. Los valores promedio del muestreo selectivo varían entre 6 y 14 gramos por tonelada. Las reservas para las vetas I, II y III se estimaron en 60.000 t (figura 4).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las vetas de San Ignacio se encuentran en paragneises y ortogneises cámbricos del Complejo Metamórfico La Falda (Stuart *et al.*, 1997). Vetas pegmatíticas asociadas a stocks graníticos del Devónico cortan igualmente a las vetas mineralizadas.

Los depósitos de Au yacen dentro de un lineamiento de 1-2 km de ancho, de rumbo general noroeste, caracterizado por una susceptibilidad magnética baja que sobreimponen los granitos devónicos en la región. El lineamiento puede ser miembro de un conjunto destacado de estructuras noroeste y noreste, ampliamente distribuidas en el sur de las Sierras Pampeanas.

Estructura

Las cuatro vetas principales de cuarzo tienen rumbo noreste-suroeste y este-oeste; buzan profundamente hacia el noroeste y sur, respectivamente. Las vetas tienen un ancho de 50 cm y muestran morfologías de ensanchamiento-acuñamiento, en échelon y sigmoidales. El brechamiento es común en algunos lugares.

Mineralogía

El cuarzo más temprano es masivo a débilmente bandeado, de grano medio, blanco lechoso, parcialmente recristalizado y contiene cavidades. La pirita y otros sulfuros parecen estar asociados con esta fase de cuarzo. La fracturación posterior dió como resultado redes de cuarzo gris más claro que cortan al cuarzo lechoso.

Según los informes (Rigal, 1934; Pastore y Methol, 1953) el Au aparece como diseminaciones en asociación con pirita. Estos autores también señalaron la presencia de galena, calcopirita, bornita, cerusita, vanadinita, descloizita y rara wolframita. La goethita es común como un producto de alteración secundario de sulfuros.

La alteración hidrotermal consiste en sericitización localizada, con menos pirita adyacente a las vetas de cuarzo y en remanentes de roca de caja dentro de vetas y brechas.

Geocronología

La datación Ar/Ar de la alteración de sericita en San Ignacio (Camacho, 1997) reveló un espectro creciente en forma contínua, imilar a los resultados de los depósitos de Au de Candelaria. A pesar de que el espectro no exhibe una meseta, los datos de San Ignacio se pueden interpretar como que representan la alteración inicial de mica blanca a los ~370 Ma, con enfriamiento subsecuente, resultando en cristales de sericita más finos, alcanzando sus temperaturas de cierre de Ar para los siguientes 20 millones de años. Esta edad es comparable con las edades de 376-378 Ma interpretadas para la alteración sericítica inicial y la mineralización de Au en el distrito de Candelaria.

MODELO GENÉTICO

La morfología de las vetas, texturas, paragénesis y alteración de los depósitos de Au de San Ignacio muestran una gran similitud con la mineralización de filones mesotermales de Au en el distrito de Candelaria, a pesar de que los buzamientos de las vetas son más pronunciados e implican direcciones extensionales subhorizontales.

Se propone un modelo de formación de las vetas de cuarzo aurífero de San Ignacio relacionado con el fallamiento regional del Devónico. Las determinaciones de isótopos de oxígeno e hidrógeno en vetas de cuarzo asociadas con sulfuros en San Ignacio son similares a las del distrito de Candelaria (Camacho, 1997) y sugieren que los fluidos de las menas de Au han sido contaminados con un componente de agua meteórica significativamente evolucionado. El aporte de fluídos de origen magmático o metamórfico no puede ser descartado. La ocurrencia de mineralización de Au dentro de un radio de 2-3 km de los stocks graníticos devónicos, y también su localización dentro de un lineamiento regional de rumbo noroeste que transecta al cinturón de granitos devónicos, son considerados como factores regionales significativos en la localización de nuevas vetas.

OTROS DEPÓSITOS

EL GUAICO - LA ARGENTINA (DEPARTAMENTO MINAS)

Los distritos de Ag-Pb de El Guaico (tratado en capítulo aparte) y La Argentina, situados a unos 30 y 45 km al suroeste de Villa de Soto respectivamente, contienen una de los mineralizaciones metalíferas más significativos de la región. Sureda (1978) mencionó la presencia de oro en varias vetas de cuarzo de Ag-Pb-Zn del distrito El Guaico. Torres y Leynaud (1994) informaron valores de hasta 0,41 g/t en las escombreras de las minas del distrito El Guaico.

En La Argentina, una estimación efectuada por Candiani *et al.* (1993) indica una reserva de 100.000 t, con una ley media de 9,4 g/t Au y, adicionalmente, 542 g/t Ag, 314% Pb, 0,1% Zn.

La mineralización se presenta en dos vetas principales, de fuerte buzamiento y rumbo norte-sur y nornoroeste-sursureste. Al menos tres tipos de cuarzo están presentes (Candiani *et al.* 1993): uno temprano, grueso, blanco lechoso, parcialmente recristalizado con bandeado difuso y sulfuros diseminados; otro gris más claro en redes de venas de cuarzo con sulfuros que cortan al cuarzo lechoso más temprano; y, finalmente, un cuarzo coloforme y fibroso, calcedónico. En algunos lugares, la calcedonia se encuentra interbandeada con cuarzo. Los sulfuros presentes son pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, calcopirita y argentita, con Au nativo. La Ag nativa y electrum aparecen en la superficie cercana a la zona de oxidación secundaria. La alteración hidrotermal de la roca huésped, un esquisto de grano fino de cuarzo, feldespato, biotita y granate, tiene un desarrollo evidentemente débil en las adyacencias de las vetas.

Las asociaciones de metales, la mineralogía de las vetas incluyendo la presencia de calcedonia y el estilo estructural de vetas extensionales subverticales, sugieren firmemente una asociación genética entre las vetas de cuarzo con Ag-Pb-Zn-V y Au de los distritos de El Guaico y La Argentina, aunque sólo en este último se encuentren valores significativos de oro (Candiani *et al.*,1993).

RÍO HONDO (DEPARTAMENTO SALSACATE)

En el sector occidental de la Sierra Grande, en las proximidades de la localidad de Salsacate se encuentran vetas de cuarzo aurífero. Los laboreos son de los más antiguos en la región, realizadas a principios del siglo XIX y a mediados del XX. Las minas más conocidas son: Cuchi Yacu, Diana, Azucena y Republicana.

Un muestreo orientativo realizado en la mina Diana (Miró, 1987) arrojó valores medios de 2 g/t, con valores que varían entre 1 y 18 gramos por tonelada.

Las vetas forman estructuras de relleno en unos 20 filones de cuarzo aurífero, con espesores de 10 a 60 cm, longitudes de hasta 300 m y orientación noreste y este-

oeste. Se alojan en micacitas gnéisicas, mármoles y migmatitas de la Formación San Carlos (Gordillo, 1988).

Las características mineralógicas son similares a las de las vetas mesotermales de Candelaria.

BIBLIOGRAFÍA

Alberdi, M., 1870. Informe sobre la minería y los principales criaderos metalíferos de la provincia de Córdoba. *Publicaciones Oficiales.* Buenos Aires.

Bonalumi, A. y A. Gigena, 1984. Observaciones metalogenéticas de un distrito aurífero del Noroeste de la provincia de Córdoba. *9º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas,* 7: 231-244.

Camacho, A. y T. Ireland, 1997. U-Pb Geochronology; Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. *Argentine-Australian Cooperative Project; AGSO. IGRM (SEGEMAR),* inédito.

Camacho, A., 1997. Ar40/Ar39 y Rb/Sr Geochronology; Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. *Argentine-Australian Cooperative Project; AGSO. IGRM (SEGEMAR)*, inédito.

Camargo, C., 1944. Los yacimientos auríferos de la sierra de Córdoba. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* tesis doctoral.

Caminos, R. y R. Cucchi, 1990. Levantamiento geológico estructural de la región situada entre Villa de Soto y Candelaria, provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* inédito, 19 pág.

Candiani, J., R. Miró, R. Cucchi y S. Segal, 1993. Estudio geológico, geoquímico y geofísico de la mina La Argentina. *6º Congreso Colombiano de Geología.*

Cox, D. y D. Singer, 1986. Mineral deposits models. *United States Geological Survey; Bulletin,* 1693; 379 pág.

Deantonio, M., 1994a. Proyecto de exploración de un prospecto de oro y plata denominado "Paso de la Quinta", provincia de Córdoba. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 161. Buenos Aires.

Deantonio, M., 1994b. Proyecto de factibilidad de explotación de las minas del grupo San Ignacio, Departamento Punilla, Córdoba. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 171-174.

Goldfarb, R., B. Nesbitt y R. Newberry, 1997. Gold vein formation during Cordilleran orogenesis. *Third National Conference of teh Specialist Group in Economic Geology, Canberra, Geological Society of Australia, Abstracts,* 44: 32-34.

Gordillo, C., 1988. Las rocas cordieríticas de las sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea,* 68: 1-40. Córdoba.

Hungenford, N., P. Lyons y P. Stuart-Smith, 1996. Magnetic interpretation. Sierras Septentrionales de Córdoba. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. *Argentine-Australian Cooperative Project; AGSO. IGRM (SEGEMAR),* inédito.

Martino, R., 1993. La faja de deformación "Guamanes" : petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 48 (1): 21-32.

Martos, D., H. Petrelli, J. Candiani y R. Miró, 1994. Modelos de Yacimientos auríferos de la provincia de Córdoba. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 29-36. Buenos Aires.

Miró, R. y B. Torres, 1987. Evaluación previa de la Mina San Ignacio, Punilla. *Dirección Nacional de Minería,* Córdoba, inédito.

Pastore, F. y E. Methol, 1953. Descricpión geológica de la hoja 19i, Capilla del Monte. *Dirección Nacional de Minería, Boletín,* 79.

Petrelli, H., 1988. Prefase de exploración de las minas Puigari y Monserrat. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Córdoba*, inédito.

Rigal, R., 1934. La mina de oro San Ignacio, provincia de Córdoba. *Dirección de Minería y Geología, Publicación,* 104.

Sabin, D., 1936. Las minas de oro de Paso del Molle. Córdoba, informe inédito.

Skirrow, R., 1997. Economic Geology (Part II); En: *Geología y metalogenía de las Sierras Septentrionales de Córdoba, Anales,* 27. IGRM.

Stuart-Smith, P. y P. Lyons, 1997. Geología y Metalogenia de las Sierras Septentrionales de Córdoba, Anales, 27. *IGRM.*

Sureda, R., 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la provincia de Córdoba, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33: 299-324.

Torres, B. y F. Leynaud, 1994. Evaluación económica de las escombreras del distrito minero El Guaico, Córdoba. *Dirección de Minería de Córdoba,* inédito.

Zappettini, E. O., 1999. Depósitos de fluorita del distrito El Alto, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 655-656, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE FLUORITA DEL DISTRITO EL ALTO, CATAMARCA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los yacimientos vetiformes de fluorita se localizan en el distrito Guayamba, departamento El Alto. Se destaca la mina Dal, que consta de tres pertenencias y el Grupo Elena, Cora, Ana y Juanita que comprende diez pertenencias.

Antecedentes

Los yacimientos han estado en explotación discontinua desde la década del cuarenta. El principal de ellos, la mina Dal ha producido entre 10.000 y 20.000 t anuales de mineral de grado siderúrgico. Son explotados por la firma Molinos Isern S. A.

Fueron estudiadas por Balmaceda (1974), De la Iglesia y Acosta (1975), Petec (1969) y la información fue sintetizada por Schalamuk *et al.* (1983).

Leyes y reservas

Las reservas de mina Dal ascienden a 70.000 t con leyes entre 63 y 74 % de CaF_2.

El Grupo Elena, Cora y otras contienen 10.500 t con una ley media de 60,45% de CaF_2.

Laboreos

La mina Dal presenta laboreo superficial consistente en un rajo a cielo abierto con profundidades de explotación entre 3 y 15 m y 3 niveles subterráneos en los que la explotación se realiza por realce. Las galerías, cortavetas y chimeneas alcanzan los 800 m de recorrido.

En el Grupo Elena la explotación ha sido superficial mediante rajos a cielo abierto con profundidades de 3 a 5 m y galerías subterráneas distribuidas en dos niveles con un total 380 m de laboreos.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos se localizan en un ambiente de rocas metamórficas del basamento de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, constituido por gneises y micaesquistos, intruidos por granitos devónico-carbónicos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

La veta que constituye la mina Dal se emplaza como relleno de una fractura en granito.

Las vetas del Grupo Elena encajan asimismo en granito porfiroide y raramente siguen en las rocas metamórficas.

Morfología

La veta de mina Dal tiene una extensión de 400 m y espesores variables entre pocos centímetros y 2 m, con una potencia media de 1,1 metro. En sectores la mineralización se bifurca en venillas, conforma estructuras de brecha y vetas subparalelas.

Las vetas del Grupo Elena tienen rumbo N10-50°E con inclinación 80°NO a vertical. La longitud es de 80 a 400 m y las potencias variables netre pocos centímetros y 1,7 metros.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

MINERALOGÍA

La mineralización en mina Dal presenta estructura maciza, bandeada y en partes brechosa, en la que hay dos generaciones de fluorita, la primera acompañada por cuarzo macizo y la segunda por cuarzo drusiforme y calcedonia. La fluorita es de grano mediano a grueso y color grisáceo, verde azulado y violeta.

En el Grupo Elena la mineralización consiste en fluorita maciza acompañada por cuarzo y calcedonia con estructura bandeada marcada por la alternancia de fluorita y sílice. El conjunto ha sido brechado por reactivación del sistema de fallas que controló el emplazamiento de las vetas.

La roca de caja muestra alteración incipiente consistente en silicificación en los contactos con las vetas.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos de fluorita de El Alto constituyen típicas vetas hidrotermales originadas a partir de fluidos vinculados con intrusiones graníticas postorogénicas devónico-carbónicas, emplazadas en fracturas tensionales.

BIBLIOGRAFÍA

Balmaceda, A., 1974. Zona Los Mudadeos, Yacimientos de fluorita minas Cora, Juanita, Elena y Ana. Estudio de las características geológicas y muestreo. *Dirección Provincial de Geología y minería de Catamarca,* informe inédito.

De la Iglesia, V. y G. Acosta, 1975. Zona Los Mudaderos. Yacimientos de fluorita minas Cora, Juanita, Elena y Ana. Cubicación. *Dirección Provincial de Geología y Minería de Catamarca,* informe inédito.

Petec, E., 1969. Informe mina Dal. *Dirección Provincial de Geología y Minería de Catamarca,* informe inédito.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry,1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. Provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán. *Subsecretaría de Minería, Anales,* 20. Buenos Aires.

Avila, J., J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata, 1999. Distrito polimetálico Alto de la Mina, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 657-659, Buenos Aires.



DISTRITO POLIMETÁLICO ALTO DE LA MINA, CATAMARCA

Julio Avila[1,2], José E. Lazarte[1,2], Miguel Gianfrancisco[1] y Ana S. Fogliata[1,2]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El distrito Alto de la Mina se ubica entre la sierra de Papachacra y el valle del río Bolsón, en el departamento Belén. Las coordenadas son 26º56´30¨y 27º03´30¨de latitud sur y 66º45´y 66º51´de longitud oeste. Se accede a ella por la Ruta Nacional 56, hasta la localidad de Barranca Larga, desde donde se puede seguir a lomo de mula. Las labores observadas en este distrito son: La Negra Dorada, Don Cirilo, La Argentina, La Marcos, Doña Martina, El Lindero, La Puquita, La Zaragozana, La Belicha, Don Enrique y Morro El Áspero (figura 1).

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Los análisis realizados por Avila y Papetti (1984) sobre un muestreo orientativo, dan 6% de Pb, 2% de Zn y 70 g/t de Ag en la mina la Negra Dorada. Lazarte (1991) da los siguientes valores de Ag en este sector: 377 g/t en la mina la Negra Dorada; 65 g/t en Don Cirilo y 129 g/t en La Argentina.

Es asimismo interesante que en las vetas plumbíferas del Alto de la Mina se obtengan valores de 0,1 y 0,12 g/t de oro.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Sólo labores de exploración.

GEOLOGÍA REGIONAL

La unidad más antigua aflorante es la Formación Chango Real, un ortogneis de composición monzogranítica a granodiorítica. Se trata de un cuerpo pretectónico, intruído por granitos postectónicos (Granito Papachacra, stock El Portezuelo).

En discordancia aparece el Terciario representado por las Formaciones El Áspero (vulcanitas) y El Cajón (sedimentitas). Por lo general el contacto de éstas con los granitoides es tectónico.

El Cuaternario está representado por aluviones aterrazados y coluvios pedemontanos, por lo general de granulometría gruesa.

El ortogneis Chango Real es una roca color gris, foliada, de grano grueso, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita secundaria, epidoto, circón, apatito, opacos. Son frecuentes los xenolitos de metamorfitas. Al microscopio se observa una textura cataclástica generalizada, con plagioclasas zonadas con composiciones entre An22 y An40. Las micas presentan también huellas de deformación mecánica.

Es común la recristalización de cuarzo en bandas de fuerte deformación. En zonas de contacto con los otros intrusivos o en zonas de alteración hidrotermal se observa silicificación y fuerte sericitización-moscovitización de la plagioclasa.

Químicamente, el ortogneis es de características peraluminosas, con contenidos de elementos mayores y trazas normales para la corteza. Se lo atribuye a un ambiente de margen de placas convergente con una evolución por cristalización fraccionada, cristalizando en las etapas finales alrededor de los 680ºC y 4 a 3,5 kb de presión. Lazarte (1992) asigna con reservas, el granito biotítico original, al Cámbrico.

[1] *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.*

[2] *CONICET.*

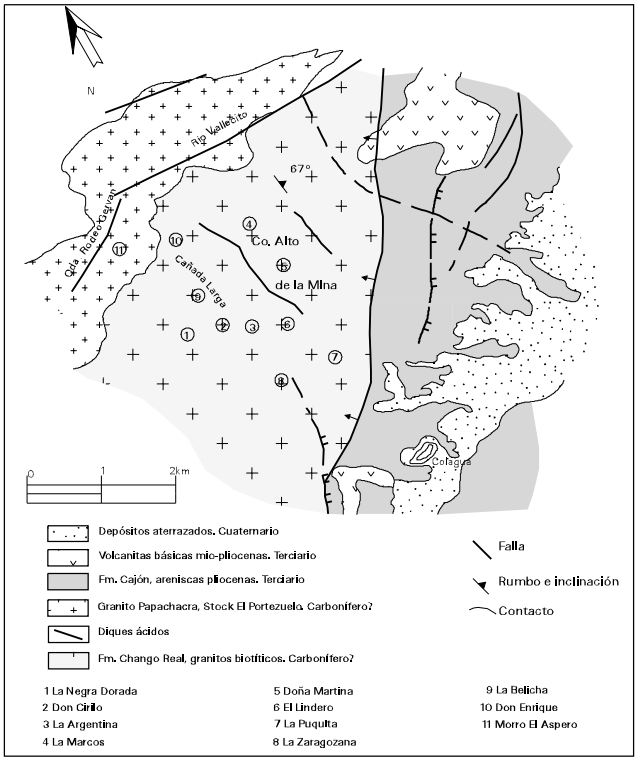


Figura 1. Mapa geológico del área y ubicación de las diferentes labores.

El Granito Papachacra es un cuerpo intrusivo elongado en dirección estenoreste-oestesuroeste. Es una roca de grano grueso, porfiroide, de color rosado. La composición es de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, epidoto, circón, apatito, sericita, topacio, fluorita ocasionales y opacos. En el campo se distinguen tres facies. En el análisis modal, la mayoría de las muestras se ubica en el campo de los sienogranitos con tendencia a monzogranito hacia el sector subcentral y oriental, mientras que en la periferia se da una composición casi alcalifeldespática.

El sector oriental del stock es un monzogranito color blanquecino, de grano fino, textura equigranular, xenomórfica y constituye la facies III, que es la última en intruirse.

La geoquímica de esta unidad se describe en el capítulo dedicado a las manifestaciones auríferas de Culampajá.

Cuerpos intrusivos menores: Relacionados al granito de Papachacra hay diques micrograníticos emplazados en o cerca del contacto. Son de grano fino con sectores de aspecto pegmatoide. Su composición es similar al monzogranito con enriquecimiento en topacio, mayor moscovitización y caolinización.

El ortogneis Chango Real está intruído por cuerpos de textura porfrica, con fenocristales de cuarzo hialino y feldespatos con fuerte alteración caolintica y sericítica. La pasta es cuarzo feldespática y tienen textura esferulítica generalizada.

Existen también diques aplopegmatoides leucocráticos, de estructura bandeada que se emplazan en zona de contacto del stock El Portezuelo o en el ortogneis. Se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, hematita y/o goethita. Es importante la moscovitización.

Se encontraron diques melanocráticos, algunos de ellos relacionados mineralización de Cu-Pb-Zn. Finalmente se menciona a diques de pórfiro riolítico, de 10-20 m de potencia y de hasta unos tres kilómetros de extensión, de composición similar al stock de El Portezuelo, con el que habría afinidad genética.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La roca de caja en todos los casos es el ortogneis Chango Real. En este sector, la mineralización mencionada ocurre en vetas de cuarzo, brechas de falla y relacionada a diques melanocráticos.

Estructura

Las vetas cuarzosas son por lo general subverticales orientadas al nornoreste. Los diques básicos se orientan al noreste.

Los espesores varían entre 0,05 y 0,2 m con una corrida máxima observada de 30 metros. En sectores hay brechamiento de la mineralización. El contacto con la caja es neto. También hay mineralización en diques básicos.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones más frecuentes son sericitización y caolinización (de irregular intensidad). Se presenta cloritización de máficos en los diques básicos.

Mineralogía

Los minerales primarios de mena observados al microscopio son: galena, blenda, calcopirita, pirita y hematita.

La galena ocurre en agregados irregulares de hasta 2 cm de diámetro de cristales subhedrales y euhedrales de 6 a 8 mm; con bordes corroídos en caries. Hay alteración centrípeta masiva a cerusita-anglesita y menos frecuentemente a covellina, ésta se deposita aprovechando planos de debilidad de la galena. La pirita es escasa, en granos redondeados, corroídos y alterados en los bordes a goethita. La presencia de Ag estaría relacionada especialmente a galena, si bien Avila y Papetti (1984) citan sulfosales. Al microscopio se observaron escasos individuos de polibasita (a confirmar).

La calcopirita es también escasa en cristales anhedrales de 1 a 3 mm, con bordes lisos. Altera a covellina y digenita en forma centrípeta o por fracturas.En algunos lugares se observó reemplazo masivo centrípeto y parcial por bornita. Hay blenda con distribución errática.

En las muestras de los diques, la blenda tiene parcialmente a galena con bordes lisos y textura moteada de

reemplazo por calcopirita. Este mineral tiene hábito redondeado o ameboidal con distribución irregular en el seno de cristales de esfalerita. Hay hematita en cristales subhedrales, incluidos en cuarzo.

Los minerales secundarios son: covellina, digenita, goethita, cerusita, anglesita, pirolusita.

Entre los minerales de ganga más importantes figura el cuarzo lechoso, aunque es común la presencia de cristales transparentes perpendiculares a la salbanda, correspondientes a la etapa final. En la ganga acompañan al cuarzo, fluorita, biotita, moscovita-sericita y carbonatos no diferenciados.

MODELO GENÉTICO

Ávila y Papetti (1984) relacionan la mineralización del sector al stock El Portezuelo. Lazarte, (1991), siguiendo criterios de Holland (1972) y Van de Pijpekamp (1982) que indican que el Granito Papachacra es fértil para producir mineralizaciones, atribuye a esta unidad las diferentes manifestaciones mineralizadas, considerando que las mismas ocurren siempre con relación a los granitos mencionados. Los sulfuros se ubican más alejados que las vetas con W, lo que implica una zonación horizontal análoga a la de muchos yacimientos importantes del mundo.

Evidentemente los diques básicos constituyeron una roca favorable a la depositación. Lo mismo que las zonas de debilidad donde se implantaron las vetas. Estaríamos en presencia de una mineralización en vetas de tipo mesotermal relacionada al complejo que intruyó al ortogneis Chango Real. Por las consideraciones realizadas para el distrito Culampajá, esta mineralización se ubica, tentativamente, en el ciclo magmático del Carbonífero.

BIBLIOGRAFÍA

Avila, J. C y L. Papetti, 1984. Geología y metalogénesis del cerro Alto de la Mina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 5: 553- 564, Buenos Aires.

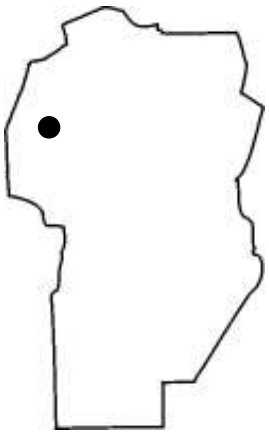
Holland, H., 1972. Granites, solutions and base metal deposits. *Economic Geology,* 67 (3): 281- 301.

Lazarte, J. E. 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad Ciencias Naturales e Instituto Lillo, Tesis doctoral,* inédito. 275 pp.

Lazarte, J. E. 1992. La Formación Chango Real (NO de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. *Estudios Geológicos,* 48 (5-6): 257-267. Madrid.

Van De Pijpekamp, B. 1982. Petrological criteria for establishing the tin potential in granitoid complexes. *Metallogenesis Associated with Acid Magmatism,* 6: 273- 278.

Candiani, J. C. y R. J. Sureda, 1999. Distrito polimetálico El Guaico, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 661-670, Buenos Aires.



DISTRITO POLIMETÁLICO EL GUAICO, CÓRDOBA

Juan C. Candiani[1] y Ricardo J. Sureda[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación, accesos y antecedentes

El distrito minero El Guaico abarca una superficie de 100 km^2 conocida como el Bajo de La Higuera, región deprimida de relieve ondulado, con alturas de 700 a 850 m s.n.m., que yace entre los departamentos Cruz del Eje y Minas de la provincia de Córdoba. Corresponde a un bloque hundido del basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas entre las cumbres de Gaspar y la Sierra de Guasapampa. El centro del distrito se ubica en el antiguo establecimiento de fundición de Dos Pozos, en la ribera derecha del arroyo El Guaico (30°57'S y 65°11'O). El área se encuentra entre las Hojas Geológicas 3166-II Cruz del Eje (Candiani *et al.,* 1998) y 3166-IV, Villa Dolores (Bonalumi *et al.,* 1998). Las vetas polimetálicas del noroeste cordobés, con predominio de Pb, Zn y Ag en los distritos El Guaico, La Argentina, Ojo de Agua, Niño Dios, San Carlos y Ambul, se conocen desde la época colonial (Ashaverus, 1897). Las vetas de El Guaico han sido explotadas con cierta intensidad en la segunda mitad del siglo XIX cuando llegaron a trabajar unos 800 mineros (Olsacher, 1942). Dos Pozos se encuentra a 9 km al noroeste de la localidad de La Higuera desde la cual se accede por una huella minera que parte del puesto Santa Bárbara, junto al río Pichanas. En este paraje existió otro establecimiento de fundición también con hornos abandonados y escombreras. El acceso desde la ciudad de Córdoba hasta La Higuera comprende 186 km de carretera asfaltada por las Rutas Nacionales 28 y 38 y la Ruta Provincial 15.

Los antecedentes publicados con referencias a los depósitos minerales de El Guaico pertenecen a Stelzner (1873 y 1885), Rammelsberg (1880), Brackebusch *et al.* (1883), Webski (1885), Ashaverus (1897), Bodenbender (1905), Stappenbeck (1918), Wiedemann (1927), Beder (1927, 1930), Olsacher (1938, 1942), Angelelli (1941, 1950, 1971), Angelelli y Ezcurra (1962), Fester (1946), Marticorena (1947), Sgrosso (1949), Lapidus y Fernández Lima (1960), Angelelli. (1971), Sureda (1978), Candiani *et al.* (1988), Skirrow y Sims (1996), Stuart-Smith *et al.* (1996) y Lyons *et al.* (1997). Los informes o trabajos inéditos son muy numerosos y abarcan desde el siglo pasado (Alberdi 1880) hasta la presente década (Candiani 1995).

Leyes, reservas y producción

El estudio económico de pre-fase de exploración realizado en una mina representativa del distrito (Proyecto Rara Fortuna, Candiani, 1989) ha permitido delimitar zonas productivas que definen para esa mina recursos de alrededor de 120.000 t con leyes medias de 326 g/t de plata, 1,97% de plomo y 2,03 % de zinc. En general los yacimientos individuales tienen dimensiones entre 50.000 t y simples manifestaciones.

Los depósitos muestran un cuadro de enriquecimiento supergénico especialmente en minerales de plata y entre los 20 - 40 m. de profundidad, donde se tuvieron leyes de hasta 5 kg/t de Ag (Alberdi, 1880).

Un estudio de las escombreras de las minas del distrito realizado con la finalidad de evaluar las posibilidades económicas de recuperar su contenido metálico con una pequeña planta móvil (Torres y Leynaud, 1994), demuestra

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Córdoba.*

[2] *Universidad Nacional de Salta - CONICET*

la existencia de 37.724 t. medidas, con leyes promedio de: Ag:150 g/t, Pb:2%, Zn:1,1%, Au:0,2 g/t y V: 900 partes por millón.

Sistema de explotación

La explotación de las minas de El Guaico, mediante labores subterráneas estuvo orientada a la extracción de plata mediante laboreo subterráneo con el método de realce sobre saca, desechándose el resto de la mineralización. En vetas verticales o subverticales este método de explotación subterránea empleaba entibado lateral, utilizando muy poco el relleno con estéril, que era escaso y caro. El tratamiento de los minerales se realizaba en dos fundiciones: Dos Pozos y Santa Bárbara. Las actividades prácticamente cesaron hacia fines del siglo pasado, con esporádicos laboreos en la década de 1920 y de 1970.

HISTORIA DEL DISTRITO

Las primeras actividades del distrito El Guaico durante la colonia española son testimonios de los padres dominicos Leal y Cabrera recopilados por Ashaverus en 1897. Las minas Venus, La Víbora, Carmen, San Agustín, Mogote Blanco, Asunción, Agua del Cóndor, Cientoveinte, Rara Fortuna, San Melitón, Bella Tapada, Garibaldi, Eufemia, Peregrina, San Jorge, Santiago, Tronco Negro, Buenaventura, Ballena, Cola de la Ballena y Overo Muerto fueron objeto de las menciones más antiguas y con seguridad de explotación selectiva en períodos intermitentes hasta 1975. Cuando Luis Brackebusch descubre los minerales de vanadio del distrito, en 1878, ya habían cesado las tareas mineras observadas por Stelzner en la década anterior. En cuanto a las leyes de las menas explotadas en el siglo pasado y recopiladas por Olsacher (1942), tienen un promedio de 54% de Pb y 3 kg/t de Ag. La ley argentífera más elevada correspondía a las minas Agua del Cóndor y Rara Fortuna con más de 100 marcos por cajón de plata (superior a 10 kg/t Ag), donde una partida registró 24,76 kg/t de Ag con 49% de Pb.

Entre 1910 y 1912 dos empresas beneficiaron el vanadio a partir de los vanadatos de plomo descloizita, vanadinita y brackebuschita acumulados en las antiguas escombreras y en las minas del sistema oeste-noroeste-este-sureste a oeste-este, en especial Venus, Carmen, La Víbora, San Fermín y Bienvenida, con sombreros de oxidación comparativamente más ricos en estos minerales. Existe un registro de la exportación de menas a granel con un contenido de 18 t de V_2O_5 (Angelelli 1962). En 1920 se instaló una planta de beneficio en el establecimiento de fundición de Dos Pozos para extraer vanadio, pero hacia 1925 esa iniciativa había fracasado y las instalaciones estaban abandonadas. Hacia 1941 se realizó una detallada exploración para cubicar el tonelaje y la ley de las menas de vanadio con resultados desfavorables para las condiciones operativas y comerciales de la época (Fester *et al.,*1940-1941, Olsacher 1942, Fester 1946).

A principios de la década del '70, la Compañía Minera El Guaico SRL de los Hnos Chiavassa realizó tareas de exploración en la mina Rara Fortuna y extracción de menas de plomo y plata de mina Ana María durante cuatro años, a un promedio de 250 t/mes con leyes de 48 % de Pb y 2,7 kg/t de Ag y producción de estos metales en planta de fundición ubicada en la ciudad de Córdoba. Diez años más tarde, la Sociedad Minera Pirquitas-Picchetti S.A. realizó tareas de exploración y desarrollo en la mina Rara Fortuna sin alcanzar a entrar en producción hasta 1986, cuando aconteció su quiebra comercial. Luego la Dirección Nacional de Geología y Minería, desde el Centro de Exploración Córdoba, realizó una evaluación de reservas de la mina Rara Fortuna (Candiani *et al.,*1988). En la década actual se realizaron nuevas tareas de exploración minera y geológica que han incluído al distrito El Guaico (Candiani 1995, Skirrow and Sims 1996, Stuart-Smith *et al.,*1996, Lyons *et al.,*1997).

La empresa Mogote Blanco S.A. adquiere sus derechos de minas a partir de compras a la Compañía Mina Torvic S.A. e instala una planta de beneficio en la mina homónima del distrito minero El Guaico, para iniciar también tareas de exploración, desarrollo y producción (Candiani *et al.*, 1989, Sureda, 1997). Se están realizando tareas de exploración mediante dos perforaciones en la veta de la mina Mogote Blanco y desarrollo para el proyecto minero de la empresa.

GEOLOGÍA REGIONAL

La comarca del distrito minero El Guaico pertenece al ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba y particularmente al Complejo Metamórfico Pichanas formado principalmente por metamorfitas de edad cámbrica inferior (Lyons *et al*, 1997). Las rocas metamórficas (metapelitas y metagrauvacas) se componen de esquistos, gneises y migmatitas y numerosos cuerpos granitoides que han sido interpretados como fundidos generados por el alto grado metamórfico alcanzado por el metamorfismo cámbrico. La presencia de mármoles y anfibolitas es escasa. Este sector fue denominado también como Macizo Migmático de San Carlos (Gordillo, 1984). El grado de metamorfismo alcanzando corresponde a la facies de anfibolitas. Regionalmente, el basamento metamórfico se encuentra intruido por numerosos cuerpos graníticos paleozoicos y es cubierto por remanentes de sedimentitas carbónico - pérmicas, cretácicas y terciarias (Candiani *et al*, 1998; Bonalumi *et al*, 1998). Completa el cuadro regional la presencia de vulcanitas terciarias y sus depósitos piroclásticos asociadas a una zona de subducción subhorizontal (Kay y Gordillo, 1990).

La estructura más penetrativa es la esquistosidad de las metamorfitas (S2), con rumbo oestenoroeste-estesureste coincidente con franjas de deformación que conforman la zona de cizalla Dos Pozos, donde se observan gneises con foliación muy apretada e inclusiones de esquistos estirados formando boudinage hasta milonitas, con reactivaciones en condiciones de bajo grado metamórfico a frágiles. Una faja de esquistos biotíticos cruza el distrito con igual rumbo y

tiene como límite norte la zona de cizalla, dentro de la cual es característica la presencia de filones pegmatíticos sincinemáticos turmaliníferos. Es común observar también cuerpos de granitoides anatécticos con megacristales de microclino, más o menos lenticulares e interdigitados con la caja gnéisica y armónicos con la foliación regional.

Una fase de reactivación posterior con fracturamiento de dirección nornoreste y deformación frágil de las rocas junto con estrechas zonas de cizalla (S3) que cortan la esquistosidad previa (S2), permitió a nivel regional el emplazamiento de plutones graníticos tardío a post-tectónicos durante el Devónico, a los que se asocia la actividad hidrotermal.

Las estructuras noreste-suroeste sirven de encajante a la mayor parte de las vetas y están bien desarrolladas al sur de la faja de cizalla Dos Pozos. Al norte de la misma predominan las estructuras mineralizadas oestenoroeste-estesureste, subparalelas a S2. Todas las estructuras muestran evidencias de reactivación post-mineralización.

El distrito es limitado hacia el noreste por la falla de carácter inverso que levanta la sierra de La Higuera, con rumbo noroeste.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO

Litología y estructuras

Las vetas de cuarzo con mineralización de Ag-Pb-Zn se emplazan en fracturas que cortan el denominado Complejo Metamórfico Pichanas (Lyons *et al.,*1997), que en la zona está representado por migmatitas, gneises bandeados, esquistos cuarzo biotíticos, granitoides, pegmatitas y cataclasitas (figura 1).

Migmatitas y gneises conforman la unidad de mayor extensión. Los gneises presentan variaciones que se pueden observar en perfiles a lo largo de los ríos Corral de Muñoz, Rumi Huasi, El Guaico y Chico, en donde la migmatita maciza (nebulítica) con escasas porciones no fundidas de gneis y máculas de biotita, alterna con rocas de aspecto brechoso (agmatita) y gneises bandeados. La composición es similar en todas: *cuarzo, biotita, feldespato potásico, plagiociasa, sillimanita y muscovita*. Algunos afloramientos presentan megacristales de feldespato potásico. Cordierita y granate aparecen al sur de la zona mapeada, sobre el camino La Higuera - Rumi Huasi, donde la cordierita forma nódulos de hasta 10 cm de diámetro. Las migmatitas y granitos anatécticos se caracterizan por contener inclusiones de esquistos por lo común ahusados con un tamaño que oscila entre 10 y 50 cm de largo y en raras ocasiones aun mayor, orientados paralelamente a la foliación y a veces rotados o desmembrados formando boudinage; internamente presentan una estructura finamente bandeada formada por la alternancia de capas ricas en biotita y cuarzo-feldespato, plegadas apretadamente. La foliación principal de la roca tiene un rumbo general de 140° y buzamiento subvertical. Los afloramientos predominantes del macizo anatéctico de San Carlos están representados por migmatitas homogéneas, granitoides porfíricos, agmatitas y gneises bandeados. Las rocas de este basamento metamórfico migmatítico fueron antes descriptas como gneis granítico (Stelzner-Bodenbender), gneis granitoide (Pastore), granito antiguo y gneis diorítico migmatítico (Beder) y gneis migmatítico o gneis macizo (Olsacher).

Esquistos cuarzo- plagioclasa-biotíticos, forman una delgada faja con dirección noroeste-sureste, limitada al norte y sur por migmatitas y gneises. Presentan muscovita en menor cantidad (retrógrada). Es característico un bandeamiento composicional muy fino (So), venas cuarzo feldespáticas milimétricas subparalelas a la foliación y ausencia de fundidos anatécticos.

Los *granitos anatécticos porfiroides* son cuerpos más o menos lenticulares en relación concordante con los gneises. Están compuestos por megacristales de feldespato potásico (microclino) idiomorfo, entre 2 y 8 cm de longitud, alojados en una matriz de composición granodiorítica, presentan máculas de biotita y enclaves básicos y de gneis. Tienen foliación paralela al alargamiento del cuerpo y sus extremos se presentan desmembrados e interdigitados entre planos de foliación de los gneises. Estos cuerpos afloran al Norte de La Mesilla, sobre el Río Chico y el Arroyo El Guaico. También se los ha observado en el camino La Higuera-Rumi Huasi donde hay una cantera donde se extrae este material para uso ornamental.

Numerosos filones *granítico pegmatíticos cuarzo, microclino, biotita, muscovita y turmalina* color rosado a blancos, registran un emplazamiento forzado dentro de la faja esquistosa. Sus tamaños son variables, desde cuerpos con dimensiones considerables (100 a 200 m de ancho) como los que corta el Río Seco a filones de 2 a 5 m de potencia. Poseen una foliación milonítica bien marcada por alargamiento de granos de cuarzo y feldespato y por orientación de micas. Sus contactos intrusivos son rectos o forman aureolas de inyección en el encajante esquistoso. Las vetas cortan estos filones pegmatíticos de la faja de cizalla.

Mármoles y anfibolitas son litologías escasas en el área. Se encuentran formando "restitas" dentro de las migmatitas, de reducido tamaño. Los mármoles son inpuros con escasos calcosilicatos.

Los gneises y esquistos presentan foliaciones So//S1 ambas plegadas isoclinal y apretadamente por S2 con desarrollo de crenulación. En las anatexitas se observan fábricas magmáticas con schlieren biotíticos discontinuos y fábricas miloníticas sintectónicas en fajas estrechas que se cortan en sectores fundidos. El proceso de anatexis es tardío con respecto a las fábricas S1 y S2 ya que se observan fundidos que cortan esas foliaciones. Todas las rocas presentan muscovitización indicando retrogradación en las fajas de deformación que constituyen la faja de cizalla Dos Pozos.

Morfología de las vetas

Las estructuras mineralizadas configuran sistemas de vetas hidrotermales polimetálicas, en su mayor parte de ni-

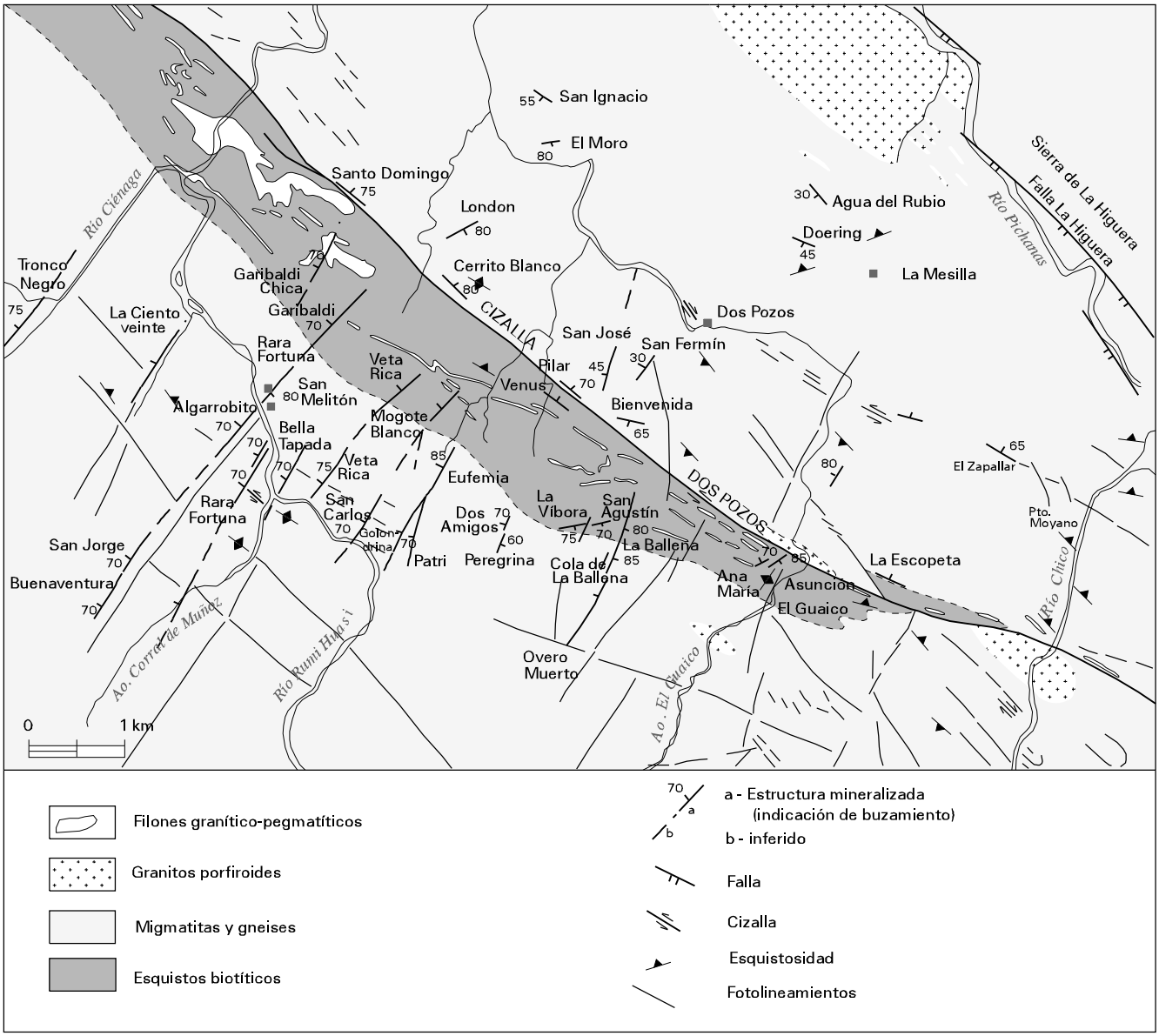


Figura 1. Distrito minero El Guaico, mapa geológico (de SMN Delegación Córdoba, 1994).

vel mesotermal, originadas por la precipitación y el relleno mineral en fracturas extensivas y en los espacios abiertos de los dominios de cizalla. El control tectónico es bien definido y las vetas afectan al basamento metamórfico esquistoso y al migmatítico por igual. Se aprecia un sistema de rumbo NE-SW, que incluye 41 pertenencias mineras, con un total de 49 vetas diferentes que han penetrado preferentemente el basamento metamórfico migmatítico al sur de la faja de cizalla Dos Pozos. El otro sistema agrupa 20 pertenencias mineras con 29 vetas independientes, de rumbo oestenoroeste-estesureste, paralelas y subconcordantes con la foliación principal del basamento metamórfico esquistoso donde encajonan en su mayoría. Estos depósitos minerales metalíferos vetiformes tienen dimensiones variables entre las 100.000 t de reservas con mayores recursos potenciales y simples manifestaciones sin mayores perspectivas. Las vetas tienen espesores irregulares y presentan texturas de crustificación, coloformes, bandeadas rítmicas paralelas a la elongación del depósito, correspondiendo a una génesis de fases múltiples. La potencia promedio de las vetas es 0,2-0,3 m con valores excepcionales de hasta 2,4 metros. Son verticales a subverticales de forma tabular con una alta relación largo/ancho. La mineralización dominante es de plomo, plata y zinc a la cual se suman cantidades menores de vanadio, cobre, antimonio, arsénico, manganeso, cadmio y estaño, en vetas con ganga de cuarzo, rara vez de calcita como acontece en la mina El Espejo. Se han identificado 58 especies minerales que corresponden a 26 especies primarias o hipogénicas y 32 especies secundarias o hipergénicas. En superficie y en los niveles superiores de ambos sis-

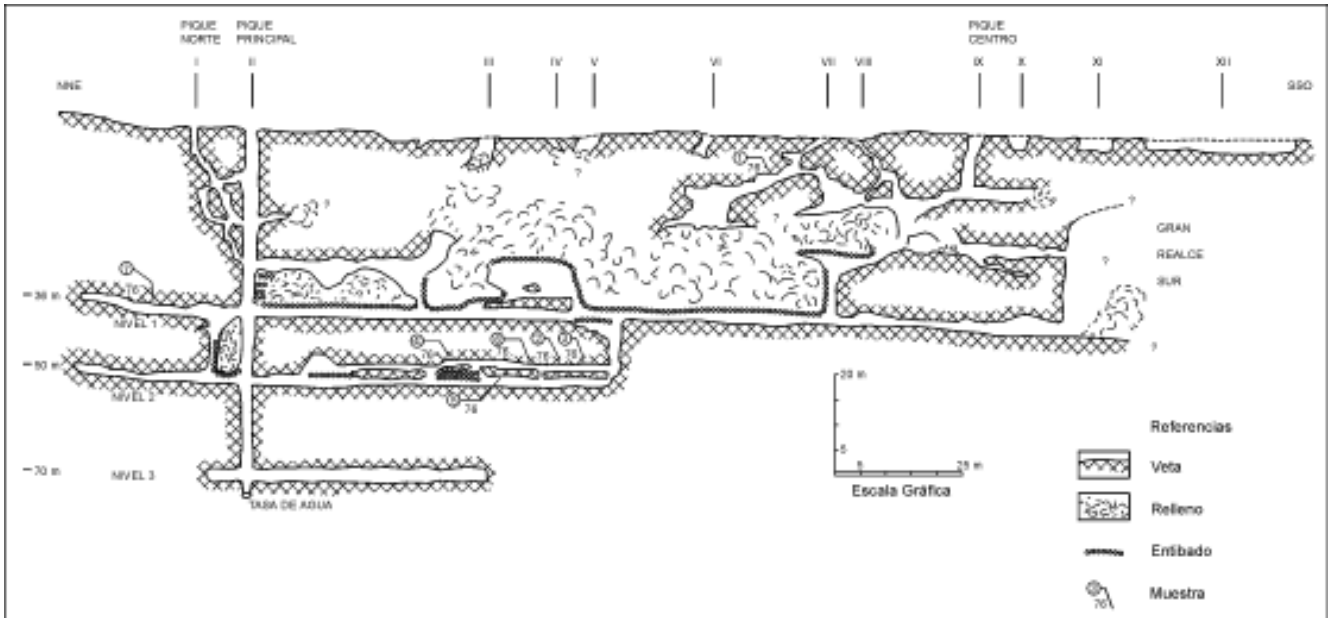


Figura 2. Perfil de labores sobre veta Rara Fortuna.

temas de vetas se destacan coberteras limoníticas donde las aguas circulantes han generado vanadatos y arseniatos de plomo descendentes acompañando una mineralogía supergénica característica. Las texturas de las menas y los aspectos microtectónicos de la mineralización concuerdan con la existencia de un sistema mesotermal polipulsatorio en El Guaico y revelan la penetración diferida de por lo menos tres pulsos de fluidos hidrotermales ascendentes (Sureda, 1978).

El control de la mena se relaciona a planos de fractura y zonas de alta permeabilidad dentro de las mismas (intersecciones, brechas) esto hace que la distribución de la mineralización sea irregular, pudiéndose encontrar zonas de alta concentración (clavos) alternando con otras estériles. Las explotaciones se han dado sobre sectores que rara vez sobrepasan los 300 m de largo. Sin embargo es posible vincular geológicamente varias minas a lo largo del rumbo de la estructura.

Se han agrupado las estructuras mineralizadas de acuerdo con sus características comunes en dos tipos principales: 1) relacionado con fracturas tensionales subverticales, de gran desarrollo longitudinal, con rumbo predominantemente noreste, y 2) de menor desarrollo relativo, subconcordantes con la foliación regional y las fajas de deformación oestenoroeste.

Estructuras noreste-suroeste, discordantes (Zn-Pb-Ag dominante)

Estas estructuras conforman la parte principal del campo mineralizado y se ubican entre los arroyos Ciénaga del Coro y El Guaico. Son discordantes con la foliación de las metamorfitas (prácticamente ortogonales), tienen un importante desarrollo longitudinal (hasta 4.000 m en forma discontinuo), su potencia no supera 1,3 m y el buzamiento es subvertical con tendencia a inclinar hacia el oeste. La vinculación geológica entre varias minas a lo largo del rumbo permite agruparlas, de oeste a este según se indica en la tabla 1. Comprende a la mina Rara Fortuna, el yacimiento mayor y más trabajado en El Guaico (figura 2).

Estas vetas han sido explotadas en sectores que rara vez sobrepasan los 300 m. de largo, en donde el laboreo no habría superado los 90 m. de profundidad (Garibaldi, Eufemia, Rara Fortuna). Algunas estructuras alcanzan los 4 km con desarrollo discontinuo de veta. En la sucesión San Kiguel - La Ballena - La Cola de la Ballena y Overo Muerto, alcanza 1.500 m de largo (figura 3). Otras denuncios mineros como por ejemplo: Peganzo, El Moro, Del Molle, El Espejo, Manchester, Santa Teresa, Uluvar, etc, son simples manifestaciones y no constituyen estructuras de importancia.

La característica principal es que conforman vetas subverticales, con largas corridas según un rumbo NE. La roca de caja es el gneis macizo o migmatita homogénea. Algunas estructuras continúan sobre la faja esquistosa, hacia el norte (Buenaventura - Garibaldi, Veta Rica, Mogote Blanco, La Ballena - San Miguel), pero no atraviesan la Cizalla Dos Pozos.

La estructura La Víbora - San Agustín tiene la particularidad de cortar los esquistos cuarzo- biotíticos pero con rumbos este-oeste a este-noreste. Esta es intersectada en su parte media por una tercera de rumbo 15-30º y buzamiento 70E.

Las estructuras se encuentran netamente limitadas por cataclasitas rojas (harina de falla) de pocos cm. de espesor. Por lo general uno de los hastiales está más tectonizado,

alcanzando la cataclasita espesores de hasta 0,30metros. Pueden observarse también espejos de fricción cuyas estrías indican movimiento en sentido sub-vertical.

Dentro de las estructuras noreste es frecuente observar una roca gris oscura, verdosa a parda (de acuerdo al grado de alteración) y microbrechada que corresponderla a diques básicos pre- mineralización, que presenta sulfuros y óxidos diseminados y rellena fracturas en el gneis.

La veta de cuarzo crustificado y drusoide tiene anchos variables, desde 0,05m a 1 metro. Suele mostrar bandeamiento por fracturación longitudinal, en ocasiones encierra lentes de la caja gnéisica, otras veces constituye brechas con grandes fragmentos de cuarzo en una matriz fina cementada por ópalo.

Dentro del grupo se destacan, por la magnitud del laboreo existente, las minas Tronco Negro, Buenaventura, Garibaldi, Rara Fortuna, Bella Tapada II, Veta Rica, San Carlos, Eufemia, La Ballena, Ana María y La Víbora.

Nombre estructura	Rumbo/ buzamiento	Largo de la estructura (m)	Largo del lineamiento (m)	Roca de caja
Tronco Negro	30/75ºO	300	1000	Gneis
Ciento veinte	35/80ºO	400	1.000	Gneis
Garibaldi Chica	35/70ºO	300	700	Esquisto
Buenaventura	40/70ºO	300		Gneis
San Jorge	20/85ºO	200		Gneis
Algarrobito	40/70ºO	400	4.000	Gneis
San Melitón	45/80ºE	300		Gneis
Garialdi	45/70ºO	500		Esquisto
Rara Fortuna	35/70ºO	700		Gneis
Bella Tapada 1	20/70ºO	300	2.000	Gneis
Bella Tapada 11	35/70ºO	700		Gneis
Veta Rica(sur)	40/75ºO			Gneis
Veta Rica (norte)	40/85ºO		1.700	Esquisto
San Caños	35/70ºO	500		Gneis
Golondrina	30/90	300		Gneis
Pati (Pascualito)	15/75ºO	400	1.500	Gneis
Eufemia	40/85ºO	700		Gneis
Peregrina	30/60ºE	200		Gneis
Dos Amigos	20/70ºO	150	500	Gneis
Overo Muerto	25/90	400		Gneis
Cola de Ballena	25/90	400		Gneis
La Ballena	40/85ºE	300	1.500	Gneis
San Miguel	15/80ºE	300		Esquisto
Ana María	45/70ºO	150		Esquisto
Asunción	55/85ºSE	400		Esquisto
Mogote Blanco	60/65ºNO	400		Esquisto
La Víbora	90/75ºS	300		Esquisto
San Agustín	75/7OºS	300	700	

Tabla 1. Estructuras noreste, discordantes.

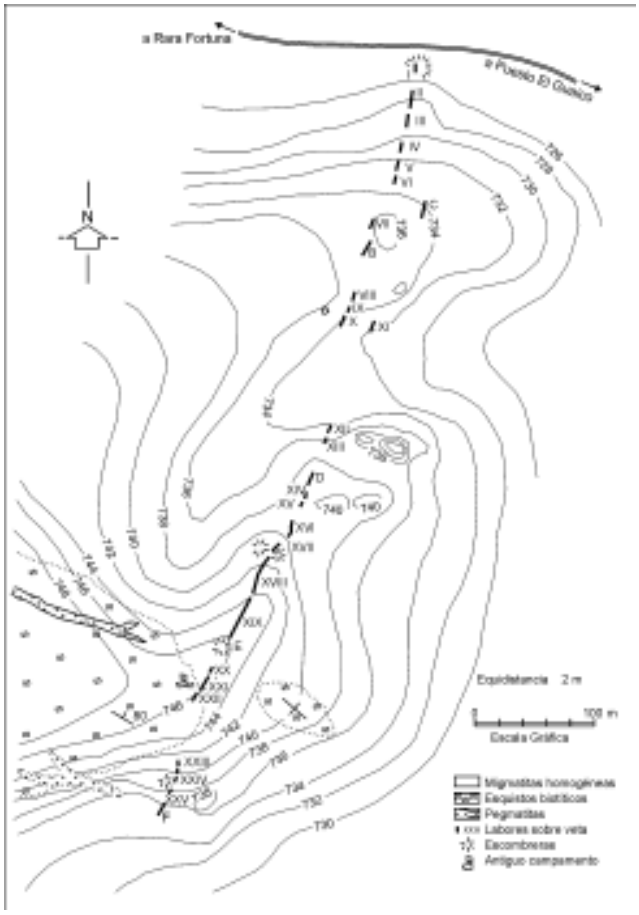


Figura 3. Plano geológico minero de La Cola de la Ballena-Overo Muerto.

ESTRUCTURAS NOROESTE, OESTE-NOROESTE, SUBCONCORDANTES (PB-AG-ZN CON MINERALIZACIÓN SUPERGÉNICA DE V)

Estas estructuras están ubicadas inmediatamente al norte de la «faja esquistosa» en la zona tectonizada correspondiente a la denominada cizalla Dos Pozos. En este caso el rumbo de las estructuras es subparalelo a la foliación de las metamorfitas. En la tabla 2 se indican estas estructuras ordenadas de oeste a este.

Las estructuras tienen anchos entre 0,20 y 1,50 m. y se desarrollan en rocas gnéisicas. Las vetas de cuarzo tienen anchos variables entre 5 y 50 centímetros. Están típicamente acompañadas por otras menores que se anastomosan dentro de la estructura, siguiendo planos sigmoides transversales. La longitud de estas estructuras es relativamente menor a las noreste y suelen presentarse formando juegos paralelos separados por algunas decenas de metros (Mina Bienvenida, Mina Cerrito Blanco, Venus - Pilar).

Dentro del grupo se destacan, por la magnitud del laboreo existente, las minas Santo Domingo, Venus y Bienvenida. Su rasgo paragenético más importante es la abundancia comparativa de una mineralización secundaria de

vanadatos y arseniatos supergénicos y de trazas oligominerales con estaño en la mineralización primaria. En este sentido son atípicas las vetas de Santo Domingo por carecer de la mineralización de vanadio en los nivles superiores, como ya lo señalara Wiedemann (1927).

Otras manifestaciones correspondientes a este sistema son conocidas con los nombres de: Piedras Coloradas, El Gringo, Liverpool, Tronco del Mogote, Gallinita de Plata.

Estructura y texturas en las menas

Los criterios para la interpretación de las texturas en el ensamble mineral de las vetas y las microestructuras de la deformación muestran la existencia de un sistema hidrotermal polipulsatorio. El origen de autobrechas de vetas, cocardas u costrificaciones superpuestas, indican mínimamente tres estadios hipogénicos o avenidas ascendentes con su relleno mineral.

El desarrollo inicial de las vetas en las fracturas ha sido sincrónico con un episodio tectónico de componentes extensionales que facilitaron el crecimiento de bandas milimétricas a centimétricas de cuarzo a con esfalerita, galena, pirita I y II, arsenopirita, sericita, calcopirita, tetraedrita y sulfosales de Ag, Pb, Sb y Sn incluidas en su mayor parte en la galena. En algunas minas como San Carlos y La Eufemia hay una asociación de sulfuros de grano grueso que reemplaza fragmentos de roca de caja en stocworks de venas de cuarzo.

Un estadio posterior de fracturamiento superpone una paragénesis muy similar en una red de vetillas de cuarzo de crecimiento zonado subhédrico a euhédrico que cortan las primeras vetas de cuarzo bandeado.

Un tercer evento es marcado por la apertura de las estructuras y la deposición de calcedonia, ópalo y óxidos de hierro y manganeso en jasperoides duros y coloreados. Sureda (1878) incluye argentita y varias sulfosales de Cu en este estadio.

Una etapa final asociada con texturas de oxidación y cementación indica la circulación de soluciones descendentes, por lo común de pH muy bajo y de elevado Eh, que han precipitado asociaciones minerales características.

En las escombreras es común observar texturas de transformación de los minerales hipogénicos en el ciclo geoquímico menor, en correspondencia con el carácter superficial del laboreo realizado en los yacimientos del distrito El Guaico. Entre las texturas de precipitación primaria sobresalen las simplectitas de freibergita-pirargirita, las coronas de bournonita y de boulangerita alrededor de jamesonita o de bournonita alrededor de estannita-estannoidita-këster ita. Como texturas de deformación en los sulfuros de las vetas se observan *puzzles* de fragmentos de esfalerita, arsenopirita y pirita en galena acerada, *steel galena*, de grano muy fino y con maclas de deslizamiento [111], presente en aquellos lugares donde las vetas han sufrido esfuerzos de cizalla postdeposicionales.

Nombre estructura	Rumbo/ buzamiento	Largo estructura (m)	Roca de caja
Santo Domingo	13O/75ºNE	400	Gneis
Cerrito Blanco	150/80ºNE	200	Gneis
Pilar	130/70ºNE	200	Gneis
Venus	13O/7OºNE	200	Esquisto
Bienvenida	125/65ºSO	300	Gneis
La Escopeta	13O/7OºNE	200	Gneis
El Zapallar	135/65ºNE	300	Gneis
Agua del Rubio	160/30ºO	150	Gneis
Doëring	100/54ºS	150	Gneis
San Ignacio	120/55ºS	150	Gneis

Tabla 2. Estructuras noroeste a oeste-noroeste, subconcordantes

Alteración hidrotermal

La alteración de la roca de caja, producida por las vetas, comprende silicificación, sericitización y argilización, con menor piritización idioblástica, y no se extiende más allá de unos pocos decímetros del contacto. La diseminación de la mineralización en la caja metamórfica es mínima, con bajas leyes metálicas. La cloritización está presente en algunos depósitos (por ej. Asunción). En la mina Garibaldi se ha efectuado un balance de masas entre los esquistos biotíticos inalterados y la zona de sericita-pirita de la roca de caja Las rocas alteradas incorporan Si, K, Fe, S y los metales de las menas, pero pierden Na, Ca y Mg. Los elementos inmóviles durante el proceso de alteración hidrotermal son Al, Ti, Zr y las tierras raras pesadas (Lyons *et al.*, 1997).

Geoquímica

La exploración geoquímica del distrito se circunscribió a determinadas áreas consideradas promisorias. Los datos de mina Rara Fortuna fueron publicados por Candiani *et al.* (1988). Resultados analíticos sobre muestras de mena indican los siguientes contenidos en elementos minoritarios y traza: Cd: 220 g/t, V: 600 g/t, Y: 6 g/t, In: 14 g/t, Ge: < 20 g/t. Las leyes de oro son característicamente bajas (0,1 a 0,5 g/t), las mayores anomalías se localizan entre las minas Santo Domingo y La Víbora (Torres y Leynaud, 1994). Es interesante advertir que estos autores señalan contenidos mayores de oro (superiores a 0,41 g/t) como procedentes del área central, entre las minas Santo Domingo y La Víbora. Las mayores leyes de oro podrían estar asociadas a la deformación de la cizalla Dos Pozos.

Mineralogía

La paragénesis mineral hipogénica fue investigada por Wiedmann (1927), Olsacher (1938), Sureda (1978), Candiani *et al.* (1988) y Lyons *et al.* (1997) y en este tra-

bajo. Está constituida por un tipo básico de mineralización en pulsos independientes de volúmenes contrastados, pero muy semejantes en su contenido mineral. Los sulfuros primarios identificados en las menas de El Guaico consisten en esfalerita, galena, pirita y arsenopirita como minerales esenciales, con algunos pocos accesorios mayores entre sulfuros y sulfosales: calcopirita, tetraedrita, freibergita, pirargirita, diaforita, boulangerita-robinsonita, bournonita y jamesonita. Otros minerales opacos primarios, en accesorios menores o raros poco frecuentes y de escaso tamaño, incluyen proustita, stibioluzonita, polibasita, greenockita, wurtzita, argentita, stephanita, magnetita, marcasita, linneíta, enargita, estannita, estannoidita, kesterita y oro nativo. Los minerales hipogénicos de la ganga incluyen cuarzo a, calcita y siderita. En las coberteras de oxidación y cementación se han identificado, en cantidad o frecuencia destacada: cerusita, anglesita, acantita, covellina, melnickovita, pirolusita, romanechita, calcedonia, ópalo, goethita, hematita, calcita. Malaquita, piromorfita, vanadinita, descloizita, caolinita, sericita, crisocola y limonitas. Otros minerales secundarios como accesorios menores o raros son: allargentum, plata nativa, calcosina, digenita, pirita, calcofanita, groutita, wad, azurita, yeso, kröhnkita, wulfenita, duftita y brackecuschita.

Estudios isotópicos - Geocronología

La geoquímica de isótopos estables sobre muestras de los yacimientos Rara Fortuna, Garibaldi y San Carlos sugiere la presencia de dos fluidos. Recientemente Lyons *et al.* (1997) reportan análisis de isótopos estables de azufre, oxígeno e hidrógeno sobre minerales de El Guaico, en especial galena, pirita, esfalerita, cuarzo-calcedonia y sericita procedentes de Rara Fortuna, Garibaldi y San Carlos. La asociación cuarzo y sericita con sulfuros tiene valores de $\delta^{18}O$ que, asumiendo una temperatura de formación de 250° , indican la precipitación a partir de fluidos con valores muy bajo δD y valores relativamente altos en $\delta^{18}O$, lo cual es consistente con la participación de aguas meteóricas evolucionadas que han reaccionado con las rocas meta sedimentarias con una relación agua/roca baja. El cuarzo calcedónico, sin embargo, tiene valores de $\delta^{18}O$ que sugieren la participación de aguas de origen meteórico poco evolucionadas y corresponden a condiciones de fluido más frías y oxidantes que son inferidas como un tercer estadio paragenético. La información analítica es consistente con una cristalización para los principales estadios hipogénicos en el nivel mesotermal somero, por debajo de los 250° C.

Una datación K-Ar realizada sobre sericita hipogénica de la mina Rara Fortuna arrojó una edad de 340±10 Ma (Sureda, 1978). El valor anterior fue ajustado utilizando el método Ar/Ar (Camacho, 1997) sobre una muestra similar, habiendose obtenido para el periodo de la alteración sericítica deutérica en la mineralización de Ag-Pb-Zn una edad de 386±4 Ma, vinculada con los episodios tardío magmáticos de los granitos parentales.

MODELO GENÉTICO

El yacimiento corresponde a un modelo similar al de "vetas polimetálicas" de Cox and Singer (1986) de cuarzo con plata asociada a sulfuros de metales básicos, relacionadas a intrusivos félsicos hipabisales en terrenos metamórficos.

La fuente de fluidos y/o calor que energizó el sistema hidrotermal y aportó metales puede relacionarse con los granitos devónicos que se emplazaron en este sector de las Sierras de Córdoba en la misma época que la mineralización de Ag-Pb-Zn del distrito El Guaico.

La correlación entre los lineamientos del basamento y los que contienen las vetas indica que la actividad hidrotermal estaría relacionada a una fase de fracturación de dirección nornoreste y deformación frágil de las rocas, junto con estrechas zonas de cizalla (S3) que cortan la esquistosidad previa (S2), y a la que se vincula el emplazamiento a nivel regional de plutones graníticos devónicos, tardío a post-tectónicos. Dos posibles granitos parentales fueron detectados mediante levantamiento aeromagnético (Hungeford *et al.*, 1996): el de Mesa de Coro, 11 km al sursureste de Rara Fortuna y otro localizado entre 0,5 y 2 km de profundidad en la parte centro norte del distrito.

BIBLIOGRAFÍA

Alberdi, N., 1880. Informe sobre la minería y los principales criaderos metalíferos de la provincia de Córdoba. (Inédito). Buenos Aires.

Angelelli, V., 1941. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. *Dirección Nacional de Geología y Minería.* Volumen 50. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Revista,* 2. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1971. Geología de los yacimientos metalíferos argentinos. *Primer Simposio Nacional de Geología Económica. Actas,* 1: 141-150. San Juan.

Angelelli, V. y T. Ezcurra, 1962. Recursos minerales. *Consejo Federal de Inversiones. Serie: Evaluación de los Recursos Naturales de la Argentina.* 4 Buenos Aires.

Ashaverus (Amado Ceballos), 1897. Tierra Adentro. Assandri, 187 pag., Córdoba.

Beder, R., 1927. Los yacimientos minerales de la República Argentina relacionados con las rocas ígneas de las diferentes épocas geológicas. *Universidad Nacional de Córdoba. Revista,* 14: 3-28. Córdoba.

Beder, R., 1930. La minería de la Sierra de Córdoba. Las minas de tungsteno, vanadio y bismuto. *Rev. Riel y Fomento, IX.* Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación. *I. Las especies minerales. II. Las especies metalíferas. Min. Agr. Sec. Geol. Mineral. y Min., Anales,* 1 (2). Buenos Aires.

Bonalumi, A., R. Martino, E. Baldo, J. Zarco, J. Sfragulla, C. Carignano, P. Kraemer, M. Escayola y A. Tauber. 1998. Hoja Geológica 3166-IV, Villa Dolores. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín* 250.

Brackebush, L., C. Rammelsberg, A. Doering y M. Websky, 1883. Sobre los vanadatos naturales de las provincias de Córdoba y San Luis. República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, bol. V: 439-524. Córdoba.*

Camacho, A. ,1997. ^{40}Ar-^{39}Ar y Rb-Sr geochronology, final report. *Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine - Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation,* Inédito.

Candiani, J.C., 1989. «Prefase de Exploración Proyecto Rara Fortuna. Evaluación Econámica». *DNMG, Centro de Exploración Córdoba.* Inédito.

Candiani, J.C., P. Stuart- Smith, P Lyons, C, Carignano, R. Miro y H. López, 1998. Hoja Geológica 3166-II Cruz del Eje. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín,* 249.

Candiani, J.C., 1995. Prospección de distritos polimetálicos en ambientes metamórficos. Área distrito minero El Guaico, provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Minería y Geología. Centro de Exploración Córdoba. Informe Inédito.* 14 págs. Córdoba.

Candiani, J.C., R.C. Miró y S.J. Segal, 1988. Exploración de la mina Rara Fortuna, provincia de Córdoba, Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica.* 3: A 141-146. Olavarría.

Cox D. and D.A. Singer, 1986. Mineral Deposits Models. *U.S. Geological Survey,* Bull. 1693.

Fester, G.A., 1946. La geoquímica de los filones vanadiníferos. II. *Fac. Quím. Ind. Agr., Revista,* 14: 169-174. Santa Fe.

Fester, G.A., V.P. Lombardozzi y M. A. Solehaga. 1940-1941. La geoquímica de los filones vanadiníferos. *Fac. Quim. Ind. Agr., IX y X.* Santa Fe.

Gordillo, C. E, 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas dela migmatización. *Adademia Nacional de Ciencias Córdoba., Miscelánea,* 68.

Gordillo, C.E. y A.N. Lencinas, 1972. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *En Geología Regional Argentina. Ed. A.F. Leanza. Academia Nacional de Ciencias.* Córdoba.

Lapidus, A. y J.C. Fernández Lima, 1960. Yacimientos de plomo, plata y zinc de las provincias de Córdoba y San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Inf. tec.* 12. Buenos Aires.

Lucero, H.N. y J. Olsacher, 1981. Descripción geológica de la hoja 19h, Cruz del Eje, provincia de Córdoba (escala 1:200000). *Servicio Geológico Nacional. Boletín,* 179, 96 páginas. Buenos Aires.

Lyons, P., P. Stuart-Smith yR. Skirrow, 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las sierras septentrionales de Córdoba. *Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales,* 27. 131 páginas, 25 apéndices, 2 mapas. Buenos Aires.

Marticorena, H., 1947. Contribución al estudio de la presencia de cadmio en los minerales de plomo de la Mina Santo Domingo de la provincia de Córdoba. *Universidad Nacional de la Plata. Facultad de Ciencias Químicas, Revista,* 2: 249-253. La Plata.

Olsacher, J., 1938. Los minerales de la Sierra de Córdoba. Universidad Nacional de Salta. *Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* bol. 1: 85-146.

Olsacher, J., 1942. Los yacimientos minerales de Córdoba. *Imprenta de la Universidad. 83 páginas. Córdoba.*

Olsacher, J., 1964. Descripción geológica de la hoja 20h, Los Gigantes, provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* bol. 90. Buenos Aires.

Rapela C.; R. Pankhurst; C. Casquet; E. Baldo; J. Saavedra; C. Galindo & C. M. Fanning. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto- Andes Cambrian continental collision in The Sierras de Córdoba. In *"The Proto-Andean Margin of Gondwana" Geological Society Special Publ.* No. 142. Ed. by R.J. Pankhurst and C.W. Rapela.

Rammelsberg, C., 1888. Über die Vanadinerze aus dem Staate Córdoba in Argentinien. *Zeit. der Deutsch. Geol. Gesell.,* 32: 708-713. Köln.

Sgrosso, P., 1946. Las minas de Pb, Ag, Zn y Cd del departamento Minas, provincia de Córdoba. *Dirección Nacional de Geología y Minería.* Carpeta N°. Buenos Aires.

Sgrosso, P., 1949. Notas sobre la presencia del cadmio en los minerales de plomo de la mina de Santo Domingo de la provincia de Córdoba. *Museo de La Plata. Sec. Geol. Rev.,* 4: 283-299. La Plata.

Sims, J.P.; T. R. Ireland; A. Camacho; P. Lyons; P. Pieters; R. Skirrow; P.G. Stuart-Smith; R. Miró, 1998. *U-Pb*, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. *In: R.J. Pankhurst & C.W. Rapela (Eds.) "The Proto-Andean Margin of Gondwana". Geological Society, Special Publ.* 142: 259-281

Skirrow, R.G. and J.P. Simms, 1996. Mineral deposit styles and settings in the southern Sierras Pampeanas, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas,* 3: 137. Buenos Aires.

Stappenbeck, R., 1918. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Serie B, Bol.* 19. Buenos Aires.

Stelzner, A., 1873. Mineralogische Beobachtungen im Gebiete der Argentinischen Republik. *Tschermak Min. Mitt.,* Wien.

Stelzner, A., 1885. Beitrage zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik. *Cassel Verlag. Berlín.*

Stuart-Smith, P.G., R.C. Miró, P.E. Peters, P. Lyons, J.P. Simms and A. Camacho, 1996. Tectonic framework on the southern Sierras Pampeanas, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas* 2: 147. Buenos Aires.

Sureda, R.J., 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la provincia de Córdoba, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista.* 33 (4): 299-324. Buenos Aires.

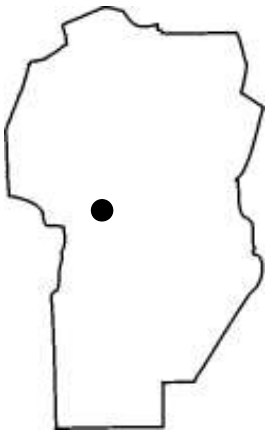
Sureda, R.J., 1997. Actualidad minera de la República Argentina. *Asociación Argentina de. Geólogos Economistas. Revista,* (11): 46-83. Buenos Aires.

Torres, M.B. y F. Leynaud, 1994. Evaluación económica de las escombreras del distrito minero El Guaico, provincia de Córdoba. *Secretaría de Minería. Dirección de Geología. Promoción e Industrias Mineras. Informe Inédito.* Córdoba.

Webski, M., 1885. Über die Vanadinsäure enthaltenden Bleierze aus der Provinz Córdoba in Argentinien. *Sitzug. der Preuss. Akad. Wiss. p. 95.* Clausthal.

Wiedemann, H., 1927. Geologische und Bergmännische Untersuchungen der Vanadinlagerstäten in der Sierra de Córdoba, Argentinien. *Mitt. aus dem Römer-Museum,* 28, 30 Seiten, Hildesheim.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1999. Yacimientos de plomo-plata de los distrirtos Alta Gracia y Piedra Blanca, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 671-673, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE PLOMO-PLATA DE LOS DISTRITOS ALTA GRACIA Y PIEDRA BLANCA, CÓRDOBA

Diana Mutti[1] y Alejandro Di Marco[1]

INTRODUCCIÓN

Numerosos denuncios de manifestaciones vetiformes de plomo, cinc y cobre, ubicadas en el centro sur de la Sierras de Córdoba fueron efectuados ante las autoridades mineras provinciales a partir del año 1920; entre ellas se destacan los ubicados en la Sierra Chica, distrito Alta Gracia, que pertenecen a las minas La Boreal, Sisy y Lalita y aquellos localizados en la Sierra de Comechingones, en el distrito Piedra Blanca y que corresponden entre otros a las minas La Unión, Santa Ana, Humberto II, Carpa y Clelia (figura 1). A diferencia de los depósitos de los distritos La Argentina y El Guaico (ver figura 1 en página 208 de este libro) la actividad extractiva en las regiones consideradas ha sido esporádica y de escaso desarrollo.

Ubicación

Las minas La Boreal, Sisy y Lalita pertenecientes al distrito Alta Gracia se ubican en la pedanía José de la Quintana del departamento Santa María, a unos 9 km al sudoeste de la ciudad de José de la Quintana, por el camino que une a esta localidad con Villa Ciudad América.

El distrito Piedra Blanca comprende a las minas del faldeo oriental de la Sierra de Comechingones, ubicadas al sudoeste de Río de los Sauces y en los alrededores de las localidades de Las Albahacas, Piedras Blancas y Las Tapias. Entre estos yacimientos se destacan la mina La Unión que se encuentra a unos 1.000 m al norte del kilómetro 5 del camino que une Piedras Blancas con Las Albahacas, en la pedanía Río de Los Sauces del departamento Calamuchita; Humberto II que se ubica en el Cerro Montero al sudoeste de Piedras Blancas, pedanía San Bartolomé del departamento Río Cuarto y Clelia situada a unos 8 km al oeste de Las Albahacas, en el paraje El Chacai; también perteneciente al departamento Río Cuarto.

Leyes, reservas y producción

La información concerniente a este tópico es escasa y sólo es posible señalar sobre la base de los informes elaborados para la región por Lapidus y Fernández Lima (1953) y Ricci (1974) la existencia de mineral de plomo en la mina La Boreal, con un contenido promedio del 42% de Pb; 2,7% de Cu; 0,12% de Sb y 1.330 g/t de Ag. A este respecto los análisis efectuados recientemente por los autores a partir de muestras de mena extraídas a una profundidad variable entre 1 y 4 m indican valores medios de 4,32% en Pb; 0,32% en Cu; 640 ppm en Ag; 599 ppb en Au; 83 ppm en Zn; 64,8 ppm en Cd; 1.272 ppm en Bi; 460 ppm en Co; 143 ppm en Ni; 27 ppm en Se y 8,20% en Fe. En referencia a las reservas no se cuenta con datos fehacientes, aunque en la mina La Boreal la información indica la explotación de nidos de galena de hasta varios cientos de kilogramos cada uno con 40 a 70% de contenidos en plomo.

Sistema de explotación

La explotación de este grupo de yacimientos se desarrolló en forma discontinua hasta el año 1950, época a partir de la cual sólo la mina La Boreal continuó esporádicamente su actividad extractiva, aunque con métodos rudimentarios. Fundamentalmente la explotación del mineral involucró la ejecución de rajos a cielo abierto, chiflones,

[1] *Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.*

piques achiflonados y galerías, destacándose el laboreo desarrollado en las minas La Boreal y Clelia, que supera los 40 m de avance lineal.

HISTORIA DE LOS DISTRITOS

En el distrito Alta Gracia la mina de plomo y plata La Boreal se incorporó al padrón minero en el año 1936, aunque su registro data del año 1934 cuando fue denunciada por cuarzo aurífero. Los primeros concesionarios realizaron una prolija exploración - explotación en las dos pertenencias a su cargo, con la construcción de un campamento minero y piletas de beneficio, obteniendo 10 t de mineral útil con 40% a 70% de Pb. Luego de ello y hasta la actualidad sólo se desarrollaron esporádicas tareas de desagote que permitieron continuar con la extracción del mineral de la labor 2 o labor oeste, permaneciendo varios niveles de profundidad desconocida inundados. En cuanto a los depósitos Sisy y Lalita, que constan de una pertenencia en cada caso sólo han sido objeto de algunos destapes. En referencia a los yacimientos del distrito Piedra Blanca sus registros en el padrón minero fueron efectuados entre los años 1922 y 1936 y los antecedentes sobre explotaciones son escasos así como también los laboreos mineros realizados, consistentes en destapes y ocasionales galerías aterradas.

MARCO GEOLÓGICO

La información concerniente al distrito Alta Gracia fue sintetizada con anterioridad dentro de este capítulo (ver Cu (Au) en Calizas Dolomíticas) y por ello sólo se presentará aquí la geología regional referida al ámbito del distrito Piedra Blanca. En este distrito la principal unidad de basamento la constituye el Complejo Metamórfico Monte Guazú atribuido al Cámbrico temprano (Otamendi *et al.* 1996 y Stuart-Smith y Skirrow 1997). Dicho complejo comprende una secuencia integrada por rocas metasedimentarias y meta-felsitas - meta-mafitas ortoderivadas que fueron metamorfizadas y deformadas durante el Ciclo Pampeano hasta alcanzar la facies de anfibolita. En el sector noroeste afloran además los granitos de Alpa Corral, Comechingones y Uspara (Batolito de Cerro Aspero) atribuidos al Devónico temprano y vinculados al ciclo Achaliano.

El Complejo Metamórfico Monte Guazú está integrado por gneises cuarzo feldespato moscovíticos, sillimaníticos, granatíferos bandeados, con escasas intercalaciones de ortogneises tonalíticos, mármoles, gneises calcosilicáticos, metagabros y anfibolitas, dispuestos con rumbo regional nornoroeste-sursureste. En cercanías de la localidad de Las Albahacas una importante faja milonítica de rumbo nornoroeste a nornoreste produce una rotación de las estructuras penetrativas de las metamorfitas hasta ocasionar su obliteración y una retrogradación de las metamorfitas a facies de esquistos verdes. En base a la correlación de campo, estructural y petrográfica, Mutti y Di Marco (1998) presentaron evidencias geoquímicas que sustentan un carácter calcoalcalino para las mafitas de la región, a diferencia de las rocas estudiadas en el centro-sur de las sierras y que las vinculan con un ambiente de arco y de margen continental activo.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

DISTRITO ALTA GRACIA

MINAS LA BOREAL (LALITA Y SISY)

Litología

Comprende gneises cuarzo tonalíticos granatíferos con marcada foliación y esquistosidad de rumbo general este-oeste y buzamiento desde 45°S a vertical. Se asocian además abundantes filones cuarzosos, pegmatitas y aplitas.

Estructura

Consiste en un sistema de vetas cuarzosas mineralizadas y estériles de rumbo dominante este-oeste y buzamiento variable entre 60° a 85° sur y 65° norte.

Morfología

La mina La Boreal comprende una veta principal de relleno de fractura que aflora intermitentemente con una corrida de 140 m y una potencia variable entre pocos centímetros y 0,90 metros.

Mineralogía

Los minerales primarios están representados por abundante galena masiva y calcopirita, con participación subordinada de pirita diseminada y blenda, que ocasionalmente conforman venillas y pequeños ojos o bolsones. La galena se destaca por su tamaño de grano mediano y las relaciones texturales sugieren la siguiente secuencia de formación: 1. galena > pirita + blenda, 2. calcopirita > blenda y 3. pirita.

Los minerales secundarios son covelina, bornita, calcosina, malaquita, marcasita, hematita, azurita y wulfenita en proporciones variables.

Como mineral de ganga se destaca cuarzo granoso grueso a fino asociado a los sulfuros y como mineral de relleno.

Alteración hidrotermal

Las vetas presentan salbandas cloritizadas y argilitizadas con textura brechosa y material de jaboncillo de falla de unos 0,20 m de espesor.

DISTRITO PIEDRA BLANCAS

MINAS HUMBERTO II, LA UNIÓN, CARPA, CLELIA Y SANTA ANA

LITOLOGÍA

Con excepción de la mina Clelia en donde afloran lentes de caliza metamórfica con potencias cercanas a los 5 m, la roca de caja de los yacimientos del distrito comprende gneises de rumbo aproximado noroeste-sureste y buzamiento de 45°E, atravesados por filones de cuarzo y pegmatitas.

ESTRUCTURA

Los depósitos están asociados a sistemas de vetas de rumbo N50°O a este-oeste que buzan entre 40° y 85° al nornoreste, con excepción de la mina Clelia cuya veta mineralizada posee una dirección noreste-sureste.

MORFOLOGÍA

Dominan las vetas de relleno de falla con corridas menores a los 200 m y potencias variables entre pocos centímetros y 0,40 metros. En la mina Clelia la veta presenta además del marcado control estructural un manifiesto control litológico definido por la presencia de lentes de caliza concordantes con las metamorfitas, roca en la cual la mineralización se enriquece aumentando su potencia.

MINERALOGÍA

Los minerales primarios están constituidos esencialmente por galena, calcopirita y pirita de grano mediano a fino con texturas masivas a diseminadas.

Los minerales secundarios y de oxidación son abundantes limonitas, hematita y malaquita.

El cuarzo es el principal mineral de ganga, destacándose además en la mina Clelia la participación de carbonatos.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Se identifica en las salbanadas cloritizadas y argilitizadas que alcanzan 0,20 m de espesor y en la silicificación de las metamorfitas arealmente asociadas.

MODELO GENÉTICO

El informe de Lapidus y Fernández Lima (1953) suscribe para estos yacimientos un origen vinculado con fluidos hidrotermales derivados de intrusivos graníticos. Las evidencias actuales avalarían un origen post-metamórfico hidrotermal, mesotermal a epitermal, relacionado con relleno de fracturas y reemplazo selectivo en calizas (este último proceso sólo en la mina Clelia. En el distrito Piedras Blancas los depósitos se habrían desarrollado durante el ciclo Achaliano, aunque no debe descartarse para los elementos de mena involucrados un carácter autóctono con respecto a las metamorfitas del Complejo Monte Guazú, suscribiéndose asimismo una removilización como consecuencia de las intrusiones graníticas devónicas.

BIBLIOGRAFÍA

Lapidus, A. y J. C. Fernández Lima, 1953. *Yacimientos de plomo, plata y zinc, de las Provincias de Córdoba y San Luis.* Dirección Nacional de Minería, Carpeta 248, inédito. Buenos Aires.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1998. Discriminación litogeoquímica entre ambientes de arco y de retroarco en el centro y el sur de las Sierras de Córdoba, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología.* Buenos Aires.

Mutti, D. y A. Di Marco, 1999. Yacimientos y manifestaciones de Cu-Fe (Zn, Au) relacionados a volcanismo submarino, Córdoba. *Este libro.*

Otamendi, J., F. Nullo, M. Fagiano y E. Aragón, 1996. Dos Terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: algunas implicancias tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 249-266. Buenos Aires.

Ricci, S., 1974. Provincia de Córdoba-Mapa Minero, Escala 1:750.000. *Ministerio de Industria y Minería, Subsecretaría de Minería, Dirección Nacional de Promoción Minera.*

Stuart-Smith, P. y R. Skirrow, 1997. Informe Geológico y Metalogenético a Escala 1:100.000, Hoja 3366-18, Provincias de San Luis y Córdoba. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.

Ulacco, J. H.., 1999. Los depósitos de plomo-cinc del distrito Las Aguadas, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 675-683, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS DE PLOMO-CINC DEL DISTRITO LAS AGUADAS, SAN LUIS

José H. Ulacco[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito Las Aguadas se localiza en el sector noreste de la sierra de San Luis, abarcando un área aproximada de 600 kilómetros cuadrados. Está limitado por los meridianos 65°21' y 65°40' de longitud oeste y los paralelos 32°15' y 32°30' de latitud sur; y se ubica en el partido Rincón del Carmen, departamento San Martín (figura 1).

Leyes, reservas y producción

El distrito está conformado por una serie de depósitos vetiformes de sulfuros de Pb-Zn (Cu-Ag), constituyendo una de las manifestaciones plumbo-cincíferas más importantes de la provincia de San Luis.

Los yacimientos que lo integran son: La Tinaja, Farallón Negro, Los Cerrillos, San Antonio, San Jorge, Las Cienaguitas, El Jarillar, Los Alanices, San Fernando, La Sala, La Angelita, La Margot, Pozo de La Chilca, Las Perdices, La Fortuna, La Euca, La Nelly, Las Piedras Bayas y El Tala. En la figura 2 se muestra la geología del distrito y la ubicación de los yacimientos.

Se han realizado estimaciones de reservas de algunos depósitos del distrito; entre ellos se pueden mencionar los estudios desarrollados por Alessi (l959) sobre vanadio, en los yacimientos La Nelly y La Sala, y el de Magnou (1968) por plomo para el yacimiento Graciela Elsa. El resto de las manifestaciones carecen de antecedentes y no muestran producción debido a que están inactivas desde, aproximadamente, mediados de este siglo.

Sistema de explotación

Las tareas de explotación realizadas en las principales vetas del distrito se han desarrollado subterráneamente, a través de piques, socavones y galerías; también hay numerosas labores pequeñas a cielo abierto (cortes, destapes, rajos, etc.).

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Estos yacimientos conocidos desde el siglo pasado se han explotado en diferentes épocas, teniendo mayor auge desde principios hasta mediados de 1900, siendo las minas más importantes La Nelly, La Fortuna, La Sala, La Euca y La Tinaja. Las explotaciones se realizaron por plomo, plata y vanadio.

Las minas fueron objeto de estudios anteriores realizados por Aguirre (l887), Bodenbender (l900-1905), Harrinton y Rayces (l944), Lucero Michaut (1981), Perino (l950), Lapidus y Fernández Lima (l953), Alessi (l957, 1959), Magnou (l968), Arcidiacono (l969), Vignetta (l982), Cuello (l982) Ulacco (1988-1990-1992), Malvicini *et al.* (1995). Además se han realizado estudios geológicos expeditivos sobre los yacimientos, a través de la Dirección Provincial de Minería de la provincia de San Luis.

Propietarios

Tal como se mencionó, desde hace varios años la totalidad de las minas se encuentra en estado de abandono por

[1] *Universidad Nacional de San Luis.*

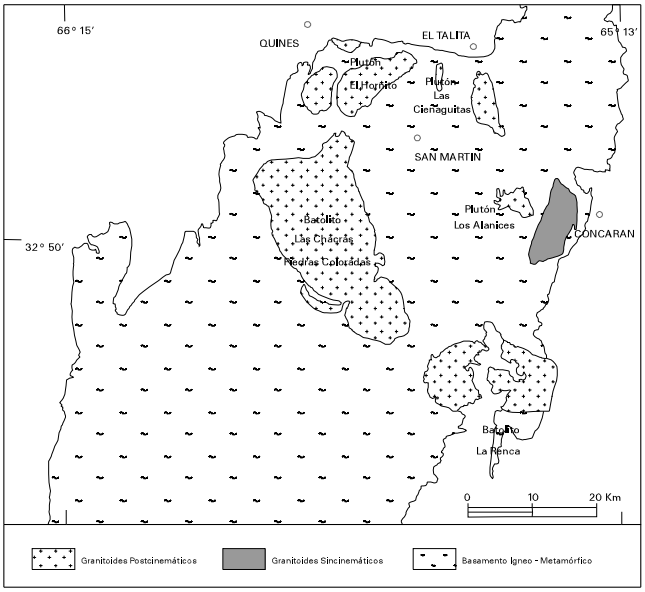


Figura 1. Mapa de ubicación del distrito Las Aguadas.

el bajo precio del material en el mercado. Los yacimientos más conocidos han sido adquiridos en distintas épocas, a través de remates que realiza la Dirección Provincial de Minería o solicitados como minas vacantes, pero generalmente con posterioridad han sido abandonados, por lo que el estado legal de los mismos es muy fluctuante.

GEOLOGÍA REGIONAL

En la sierra de San Luis el basamento cristalino refleja un comportamiento dúctil desde el Precámbrico hasta el Eocarbonífero. A partir de allí y hasta el Terciario se consolida como basamento, presentando sistemas de fracturas que le confieren su actual estructura en bloques.

Este basamento está constituido principalmente por metamorfitas de probable edad precámbrica-paleozoica inferior, que ha sido intruido por tres grupos de rocas ígneas, caracterizadas (Ortiz Suárez *et al.*, 1992) como pre, sin y post-cinemáticas, respecto a la principal fase de metamorfismo y deformación M2 y F2 (Ortiz Suárez, 1988).

Por otra parte Varela *et al.* (1994) determinaron para Sierras Pampeanas tres ciclos magmáticos principales: El Pampeano (580-540 Ma), Famatiniano (530-360 Ma) y Gondwánico (320-160 Ma).

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

En el distrito Las Aguadas las rocas que componen el basamento ígneo-metamórfico son esquistos de distinta composición, migmatitas, rocas plutónicas de composición ácida a intermedia (granitos, tonalitas y dioritas), pegmatitas, aplitas, lamprófiros, basaltos y vetas hidrotermales (figura 2). Las rocas ígneas se han agrupado de acuerdo a su relación con los eventos deformacionales, en sin y post-cinemáticos.

En el sector localizado entre los parajes Rodeo Viejo y El Salado, al este de Las Aguadas se ha descripto El Complejo Metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez, 1988), que comprende principalmente, esquistos cuarzo-biotíticos, esquistos cuarzo-biotíticos nodulosos, esquistos anfibolíticos y cuarcitas feldespáticas. También se desarrollan hornfels hornbléndicos alrededor de los cuerpos dioríticos cuarcíferos-tonalíticos. En el resto del área predominan los esquistos cuarzo-biotíticos y cuarzo-moscovíticos. Las migmatitas se presentan en toda la región.

Los granitos El Cerrito, San Fernando, La Ciénaga, La Represa, El Peñón y las pegmatitas asociadas tienen características sin-cinemáticas.

Los afloramientos dioríticos cuarcíferos-tonalíticos están distribuidos en toda la zona, situándose algunos en la parte central y norte del área formando los *stocks* Rodeo Viejo y El Salado y al oeste de Las Aguadas el *stock* Las Cienaguitas. Estos intrusivos corresponden a lo que Ortiz Suárez (1996), denominó granitoides post-cinemáticos tempranos.

Los granitos La Nelly, Paso del Tigre, Los Alanices, La Población, El Telarillo y El Hornito, de características post-cinemáticas, y los cuerpos pegmatíticos discordantes con la estructura interna del basamento están posiblemente relacionados a los granitos tipo Las Chacras de edad carbonífera inferior (Ulacco, 1992; Malvicini *et al.*,1995).

Estructura

En la sierra de San Luis se describen dos tipos de estructuras la primera, dentro del dominio dúctil; es responsable de la formación de las principales unidades metamórficas del basamento. Esta estructura se desarrolla como consecuencia de una serie de eventos tectónicos producidos entre el Precámbrico y el Paleozoico superior. Al final de este período comienza la rigidización del basamento con un comportamiento más frágil del mismo (Criado Roque *et al.*, l98l). Las distintas fases metamórficas van acompañadas por diferentes eventos magmáticos cuyas características son pre, sin y post-cinemáticas (Ortiz Suárez *et al.*, 1992).

La segunda estructura mencionada para la sierra, denominada Andica, está dentro del dominio frágil y es la que produjo el ascenso de la mencionada unidad fisiográfica. Estos eventos producen un fracturamiento regional compresivo, de rumbo principalmente norte-sur.

Dentro del dominio dúctil, en el distrito Las Aguadas se han determinado tres eventos deformacionales (F1, F2 y F3), y tres episodios metamórficos (M1, M2 y M3) que se evidencian en el denominado Complejo Metamórfico Las Aguadas (Ortiz Suárez, 1988).

La planaridad de las rocas metamórficas (S2) (esquistos cuarzo-biotíticos y moscovíticos, y migmatitas) adopta un rumbo principal norte-sur a nornoreste-sursuroeste, cuyos valores son de aproximadamente N9°E y subordinado N66°E, con buzamientos de 50°E y 40-50°NO. Al sur adop-

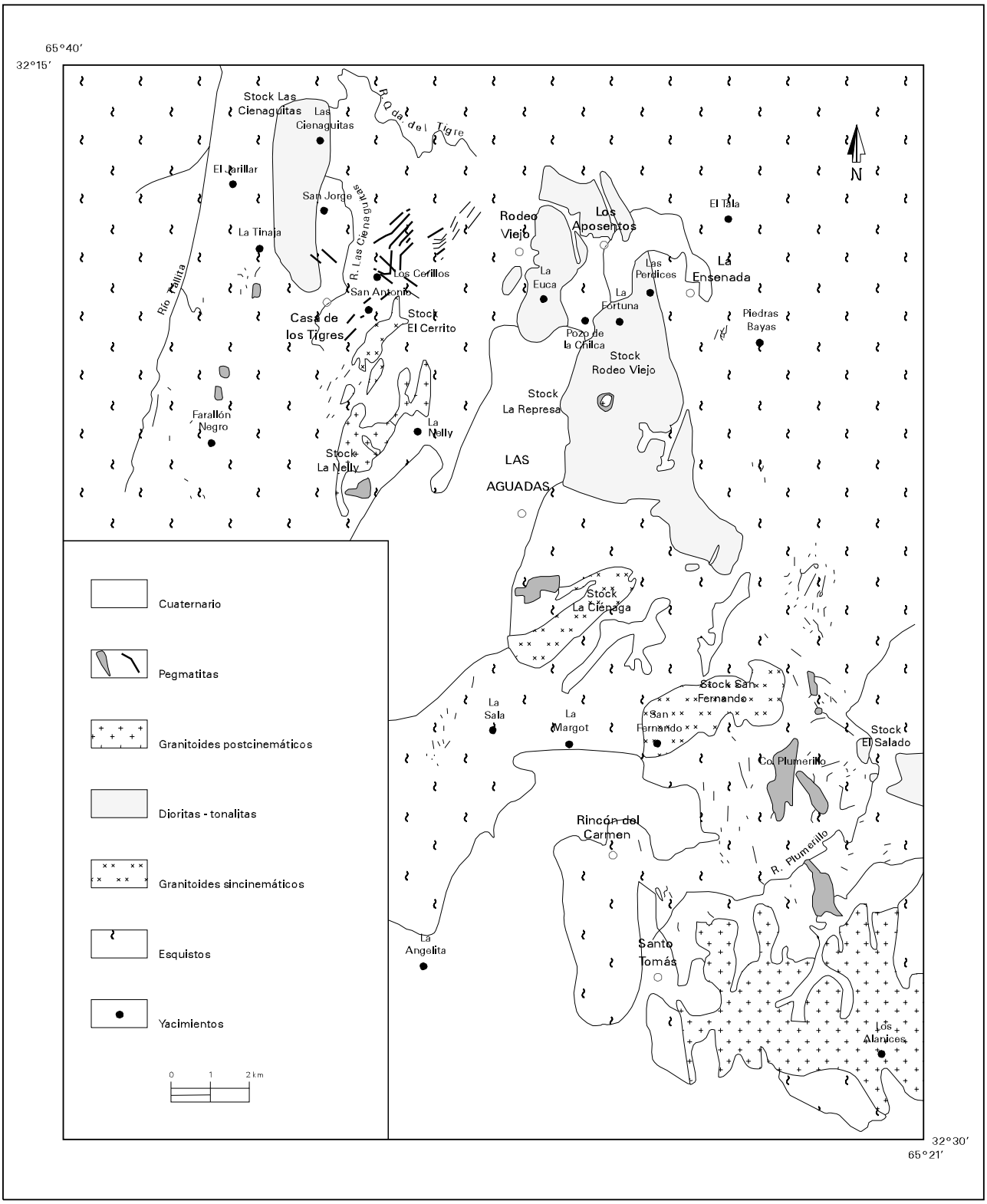


Figura 2. Mapa geológico del distrito Las Aguadas y ubicación de los yacimientos.

tan un rumbo predominante nornoroeste con buzamiento subvertical al este. Esta planaridad coincide con la generada por la fase de deformación F2. La planaridad S2 es plegada generándose una superficie S3.

Los granitos El Cerrito, San Fernando, La Ciénaga y La Represa tienen características sin-cinemáticas con respecto a la principal fase de metamorfismo y deformación M2 y F2 (Ortiz Suárez, 1988).

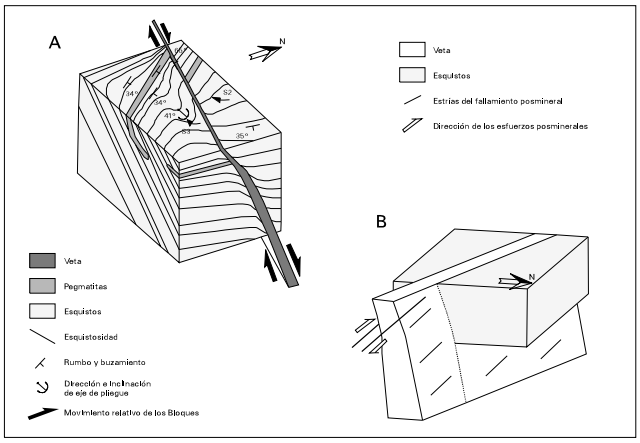


Figura 3. A: movimientos relativos de la fractura donde se aloja la mineralización. B: dirección de los esfuerzos post-minerales.

Los granitoides post-cinemáticos tempranos del norte de la sierra de San Luis son los cuerpos tonalítico-dioríticos Las Cienaguitas, Rodeo Viejo y El Salado (Complejo intrusivo Rodeo Viejo; Ortiz Suárez, 1988), a estos le sigue el emplazamiento de rocas de composición granítica asociadas a cuerpos pegmatíticos y aplíticos y finalmente lamprófiros. Estos últimos granitoides están representados por el plutón Paso del Tigre, La Nelly, Los Alanices y los plutones del noroeste de la sierra, El Hornito, El Telarillo y La Población (Ortiz Suárez *et al.*, 1997), algunos de los cuales están relacionados temporalmente al granito Las Chacras (Malvicini *et al.*, 1995).

Posteriormente a los eventos descriptos, toda el área tiene un comportamiento más rígido, desarrollándose distintos tipos de fracturamientos.

El primer evento lo constituyen las fracturas que controlan el emplazamiento de la mineralización. Este fracturamiento se produjo durante el Carbonífero inferior alto y el Carbonífero superior (Ulacco, 1992 y Malvicini *et al.*, 1995).

Las vetas tienen un control estructural según los siguientes sistemas de fracturación: el más marcado con rumbo N60°O a N20°O y subordinados N20-50°E y este-oeste.

El fracturamiento que permitió el ascenso de los fluidos hidrotermales corresponde a procesos tectónicos tensionales (figura 3A).

De la interpretación de la mineralogía y texturas de las vetas, se concluye que han existido tres pulsaciones de fluidos mineralizadores que han rellenado las fracturas, siguiendo las repetidas fracturaciones de las mismas.

Las vetas han sufrido múltiples dislocaciones posmineralización (figura 3B).

Con posterioridad a la mineralización hidrotermal se registraría la intrusión de diques basálticos de posible edad cretácica (Methol, 1971). Los filones tienen potencias variables que van desde los 0,50 m a aproximadamente 2 m, con recorridos que pueden alcanzar 1 kilómetro. El rumbo varía entre norte-sur y N5°-35°E, con buzamientos subverticales al este y oeste.

El fracturamiento posmineralización que afecta a la zona tiene cuatro rumbos principales, cuyo orden decreciente es el siguiente: noroeste-sureste, norte-sur, noroeste-sureste y este-oeste, no pudiéndose establecer diferencias entre los eventos que originaron las estructuras paleozoicas post-mineralización y la Orogenia Andica.

Morfología

Tal como se ha mencionado, los yacimientos son vetiformes con recorridos variables. Las potencias oscilan entre pocos centímetros y algo más de 10 m, predominando las próximas al metro. Suelen disminuir sus espesores gradual o bruscamente.

La formación de los depósitos se inicia con vetas de turmalina de escasa potencia, que reemplazan la roca de caja y rellenan fracturas, predominando el relleno.

Una posterior refracturación de las vetas es seguida de una nueva mineralización que cementa la turmalina y está compuesta por esfalerita, abundante galena, tennantita-tetraedrita, calcopirita, escasa pirrotina y pirita.

Un nuevo fracturamiento favorece la depositación de abundante cuarzo y escasos sulfuros (pirita y marcasita).

Los principales mecanismos de depositación son el relleno seguido por el reemplazo a medida que los sulfuros se van depositando.

Las texturas mejor desarrolladas en las vetas son costrificación, estructura en peine y bandas de turmalina brechada, cementada y reemplazada por cuarzo y sulfuros.

El bandeamiento en las vetas es asimétrico, indicándo, además de los otros rasgos, relleno de refracturaciones sucesivas.

El reemplazo predomina en la secuencia de depositación de los sulfuros en la veta.

Durante el desarrollo de la etapa de lixiviación, oxidación y cementación, predominan las texturas de reemplazo, las desarrolladas en espacios abiertos y coloformes.

Las características sobresalientes de los depósitos son las siguientes:

La Tinaja: Este yacimiento es uno de los más importantes del distrito. Tiene una longitud aproximada de 500 m en forma interrumpida. La potencia oscila entre 0,10 y 0,70 m en superficie, ensanchándose hasta 1 m en profundidad. La mineralización se aloja en esquistos, migmatitas, tonalitas y pegmatitas. Existen dos sistemas de fracturas que controlan la mineralización; el principal tiene rumbo N85°O con un buzamiento de 70°N y el subordinado, compuesto por venillas, es de rumbo N35°O.

Farallón Negro: Esta manifestación consta de dos vetas principales. La ubicada al oeste tiene una longitud de 80 m y una potencia variable entre 0,10 y 5 metros. La veta este tiene una corrida de 300 m, oscilando su potencia entre 0,40 y 2 metros. La mineralización se halla en esquistos y fundamentalmente en pegmatitas. Los sistemas de fracturas principales que controlan el emplazamiento son dos, los

cuales tienen los siguientes rumbos: N15-20°E y N45°O, y sus buzamientos son 75°O y 80°E respectivamente.

Los Cerrillos: Este depósito está constituido por pequeñas manifestaciones que alcanzan longitudes en algunos casos de hasta 220 m, en forma interrumpida. Las potencias oscilan entre 0,30 y 1 metro. La mineralización corta esquistos y filones pegmatíticos, alojándose en sistemas de fracturas que siguen rumbos principales N5-15°O, con buzamientos que varían entre 78°E y 78°O.

San Antonio: Estas vetas se ubican en el área de El Cerrito y sus alrededores constituyen varias manifestaciones cuyas longitudes no superan los 100 metros. Las potencias oscilan entre 0,10 y 1 m, predominando las primeras. La mineralización se aloja en fracturas que cortan a granitos y pegmatitas sin y post-cinemáticas. Estas estructuras siguen dos sistemas; el principal es N70°O y el subordinado aproximadamente norte-sur los buzamientos son subverticales a 70°S.

San Jorge: Las vetas tienen longitudes que no superan los 60 m y potencias que varían entre 0,10 y 2 metros. Se emplazan en esquistos cuarzo-biotíticos, migmatitas, tonalitas, pegmatitas y aplitas. Los sistemas donde se alojan son noroeste-sureste y este-oeste, con buzamientos variables desde 81°SO a 75°E.

Las Cienaguitas: Esta manifestación tiene un recorrido aproximado de 500 m, con afloramientos interrumpidos. Las potencias son de 0,10 a 0,30 m, aumentando en profundidad hasta 1 metro. Se aloja en esquistos, migmatitas y dioritas-tonalitas siguiendo los sistemas: N85°E y N87°O, con buzamientos entre 81°N y 65°S.

El Jarillar: Consiste en una pequeña manifestación de 60 m de longitud, con potencias de 0,20 a 1 metro. Su emplazamiento se restringe a pegmatitas y migmatitas según un sistema de rumbo N45-60°O, y buzamientos de 70°-80°NE.

Los Alanices: Las vetas se distribuyen en un tramo de aproximadamente 500 metros. Las potencias son muy variables horizontal y verticalmente; oscilan entre 1 a 10 m, y frecuentemente con variaciones bruscas. La roca de caja es un granito, observándose zonas del mismo con fuerte brechamiento. Los rumbos de las vetas son principalmente N10-20°E y los buzamientos varían entre 45°O y 64°E.

San Fernando: El yacimiento consiste en dos vetas paralelas entre sí en gran parte de su recorrido y venillas de menor potencia. La veta oeste tiene una longitud cercana a los 400 m, parcialmente interrumpida; los espesores son variables alcanzando hasta 9 metros. La veta este posee una longitud de 120 m y una potencia máxima de 2,5 metros. Las rocas donde se emplaza son granitos, pegmatitas y esquistos. En algunos sectores de la veta este se observa un fuerte brechamiento de la roca de caja que alcanza hasta 2 metros. La mineralización sigue un sistema de rumbo predominante N10-20°O, variando en la parte sur a noreste-suroeste. El buzamiento es de 70-80°E.

La Sala: Las vetas principales son 4, a las que se agrega un grupo de venas de menor importancia (Alessi, 1957). Las longitudes oscilan entre 100 y 150 m y las potencias entre 0,10 y 2 metros. Estos depósitos se alojan en esquistos y migmatitas. Los sistemas que controlan la mineralización tienen rumbos que varían entre N30-40°O a E-O; el buzamiento en general es vertical. Las vetas restantes, con longitudes menores, tienen un rumbo general N40-60°O

La Angelita: La mineralización está alojada en un único cuerpo vetiforme, el cual está cubierto en gran parte por sedimentos modernos. La longitud es de aproximadamente 200 m en forma interrumpida y la potencia de hasta 2,5 metros. Las rocas encajantes están cubiertas también, en una gran extensión, por sedimentos modernos, consistiendo en esquistos, granitos, pegmatitas y lamprófiros. La veta tiene rumbo N60°O y buzamiento de 80°NE.

La Margot: El depósito consiste en una veta de rumbo predominantemente norte-sur, con afloramientos discontinuos y venillas paralelas a subparalelas. Tiene una extensión de aproximadamente 300 m, con potencias variables entre 0,20 y 0,80 metros. La roca de caja son pegmatitas y subordinadamente esquistos. Es común observar un fuerte brechamiento de la caja pegmatítica, que a veces se extiende hasta 2 metros. El rumbo oscila entre N3-10ºO y N2-4ºE y los buzamientos principales entre 55-80°NE.

Pozo de La Chilca: Es una pequeña manifestación de 60 m de longitud; tiene forma lenticular con una potencia máxima de 0,40 metros. Se emplaza en esquistos y migmatitas con un rumbo predominante N70°E y un buzamiento de 70°S.

Las Perdices: Consiste en una veta principal y otras de menor potencia, que se extienden a lo largo de 100 m en forma interrumpida. Las potencias varían entre 0,10 y 0,70 metros. La roca de caja es una tonalita-diorita, la cual suele presentar un brechamiento cementado por la mineralización. Los rumbos son de N40° a 58°O y el buzamiento de 80°NE. La mineralización subordinada está en venillas cuyas potencias no superan los 0,15 m; siguen sistemas con rumbos de 75°E y buzamiento 68°NO.

La Fortuna: Esta manifestación es una de las más importantes del distrito. Se extiende por aproximadamente 140 m con una potencia variable entre 0,20 y 1,20 metros. Se aloja principalmente en una tonalita-diorita, cortando además algunos colgajos de esquistos. Consiste en una veta de rumbo N70°O, con buzamiento vertical a subvertical.

1º estadío	2º estadío	3º estadío
Turmalina	-----	
Esfarelita	---	
Galena	---------	
Tennantita-tetraedrita	--	
Calcopirita	---	
Pirrotina	--	
Pirita	---	----
Cuarzo	--- --- ---	----------
Marcasita		--

Tabla 1. Mineralización hipogénica.

Bornita	-
Digenita	--
Calcosina	---
Covelina	----
Cuprita	-
Anglesita	----
Cerusita	--------
Hematita	--
Goethita	-------
Cuarzo	-- -- -- -
Malaquita	---
Azurita	--
Minerales de manganeso	--
Calcita	-

Tabla 2. Mineralización supergénica.

La Euca: El yacimiento está constituido por dos vetas principales, las cuales se encuentran espaciadas entre si. Sus longitudes no superan los 40 m y las potencias oscilan entre 0,12 y 0,65 m (Vignetta, 1982). Están emplazadas principalmente en una diorita, pero cortan algunos colgajos de esquistos y pegmatitas post-cinemáticas. Los sistemas de fracturas mineralizados siguen los rumbos N60°O y N84°E y tienen buzamientos verticales a subverticales.

Alteración hidrotermal

La roca de caja de los yacimientos son esquistos, migmatitas, diorita-tonalitas, granitos y pegmatitas. La alteración generalmente es importante en cercanías de las vetas, pero no presenta, una zonación bien definida. La zona de alteración oscila entre 0,10 y 0,80 m de potencia y sólo algunas veces hasta 2 metros. Algunos granitos también están alterados como por ejemplo Los Alanices. La alteración es fundamentalmente sericítica y propilítica. La primera consiste en sericita, turmalina y cuarzo. La segunda en epidoto, clorita, pirita y carbonatos.

Mineralogía

Se describen brevemente los minerales hipogénicos con sus principales características y paragénesis (tabla 1).

Turmalina: Es dravita. Se observa en casi todos los yacimientos. Constituye el relleno de la veta y reemplazo parcial de la roca de caja. En general se halla en bandas relíciticas de cristales tabulares y aciculares dentro de cuarzo, sulfuros y minerales supergénicos.

Galena: Es argentífera y es el mineral de mena más abundante. Constituye el principal material cementante de la brecha de turmalina. El clivaje generalmente se halla flexurado. Los análisis químicos de galena arrojan tenores de 190-2.200 ppm de Ag.

Tanto Esfalerita, tennantita - tetraedrita, calcopirita y pirrotina son escasas.

Pirita: Es algo más abundante que los últimos. Se distinguen dos generaciones la segunda se encuentra asociada al cuarzo junto con escasa marcasita.

El Cuarzo: Constituye el principal relleno de la veta. Se encuentra en agregados cristalinos bien desarrollados. Cementa a la turmalina y reemplaza a los sulfuros del segundo estadio. A veces es tanta la abundancia relativa de este mineral que la turmalina desaparece y vetas de cuarzo únicamente.

Los minerales supergénicos se indican en la tabla 2. Señalan que probablemente hubo un levantamiento del área que expuso una zona de enriquecimiento supergénico a procesos de oxidación, o también la erosión de las vetas puede haber producido el mismo efecto. La secuencia de los diferentes sulfuros de cobre y bornita ha dependido del Eh y pH de la zona supergénica en el momento de su depositación.

Los minerales de este estadio son los siguientes: bornita, digenita, calcosina, covelina, cuprita, anglesita, cerusita, hematita, goethita, malaquita, azurita, grupo romanechita-criptomelano, calcita, cuarzo.

Inclusiones fluidas

Se ha determinado tentativamente la temperatura de depositación de la mineralización, mediante el método óptico de inclusiones fluidas en cuarzo (Ingerson, l947), hallándose que la misma oscila entre 362°C y 144°C, con un promedio de 266°C.

Yacimiento	Elemento							
	V (%)	Pb (%)	Zn (%)	Cu (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Mo (ppm)	Bi (ppm)
La Nelly	0,16-0,90	0,35-3,50	0,05-0,53	0,04-0,26	0,28-0,75	20-40	11-824	24-108
La Fortuna	0,03-0,17	0,30- 2,25	1,63-3,70	0,03-0,17	0,48-1,62	15-75	51-980	48-90
Graciela Elsa	0,03	0,32-11,00	0,06-0,21	0,02-2,45	0,70-1,05	20-300	32	36-102
La Margot	0,03-0,16	0,24-16,00	0,12-7,20	0,00-0,50	--	80	33	36-108
La Euca	--	0,25	0,80	0,04	0,56	10	20	60
Los Alanices	--	4,20	4,20	0,16	--	71	30	40
San Fernando	0,11	6,00	6,70	0,80	--	47	322	96
La Sala	0,20-0,90	2,00	1,00-11,00	0,10-0,50	0,42-2,00	5-190	21-806	30-80

Tabla 3. Análisis geoquímicos de diversos yacimientos.

ESTUDIOS ISOTÓPICOS, GEOCRONOLOGÍA, GEOQUÍMICA

Se realizaron análisis isotópicos de plomo sobre galenas de cuatro yacimientos, con el fin de determinar el modelo de edad del distrito.

Las dataciones Pb-Pb realizadas para la mineralización dan una edad del modelo que la ubican en el Carbonífero inferior tardío y Carbonífero superior (338-292 Ma).

Estas edades son compatibles con las determinadas en los granitoides del distrito Las Aguadas (Ulacco, 1997) y las de los stocks del batolito Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioni 1987, 1993), corroborando que las edades del modelo corresponden a las del magmatismo que dió origen a los yacimientos.

Comparando las relaciones de los isótopos de Pb obtenidas para los distintos yacimientos antes mencionados, se determinó la consanguinidad entre los mismos, ya que sus diferencias no superan 0,4% entre las relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$ (Doe y Stacey, 1974). Esto constituye una excelente guía de prospección de depósitos para el norte de la sierra de San Luis, debido a que tan escasas diferencias entre las relaciones indican una estrecha vinculación en los mismos.

Se han realizado diversos estudios geoquímicos sobre los yacimientos; entre ellos se pueden citar los de la Dirección Provincial de Minería, la Dirección de Fabricaciones Militares (Mallimacci *et al.*, 1973) y los realizados por Fixman *et al.* (1974). En informes geológicos expedi-

Yacimiento	Elemento							
	V_2O_5 (%)	Pb (%)	Zn (%)	Cu (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Mo (ppm)	Bi (ppm)
La Sala	0,22	4,09	3,58	0,23	1,03	67	307	56
La Nelly	0,37	1,44	0,17	0,11	0,49	30	250	63
La Fortuna	0,06	0,90	2,79	0,08	0,88	45	296	66
Graciela Elsa	<0,03	4,26	0,14	0,59	0,87	104	37	74
Margot	0,14	14,95	4,45	0,39	-	71	35	69
Euca	<0,03	0,31	0,72	0,03	1,15	13	20	55
Los Alanices	0,09	4,20	4,20	0,16	-	71	30	42
San Fernando	0,11	5,90	6,70	0,85	-	47	322	96
Graciela Elsa*	-	7,53	-	0,40	-	117	-	-

Tabla 4. Análisis químicos según Fixman *et al.* (1974).

Elementos	Au	Ag	Sb	Cu	Cd	Mn	Pb
Unidades	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Ppm
Galena	460	190-2.200	250	386	219	2	17.800

Tabla 5. Análisis geoquímicos de galena.

tivos realizados por el primer organismo citado, constan datos de análisis químicos de algunos depósitos, los cuales se transcriben en la tabla 3. Se puede observar que estos análisis muestran una interesante constancia en la presencia de elementos tales como: V, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Mo, Bi.

En la tabla 4 se transcriben los datos promedio del estudio geoquímico realizado por Fixman *et al.* (1974).

Angelelli (l984) menciona que, en algunos de los depósitos se registraron concentrados con 73,9% Pb, 0,7% Zn y 540 g/t de Ag.

La tabla 5 muestra la composición de la galena de La Tinaja (Ulacco, 1997). Los análisis químicos tienen buena correlación con los de microsonda para este mineral.

BIBLIOGRAFÍA

Alessi, V. A., 1957. *Estudio geológico económico de la mina de vanadio La Sala.* Instituto Nacional de Geología y Minería, trabajo 432, inédito. Buenos Aires.

Alessi, V. A., 1959. *Estudio geológico económico del yacimiento de vanadio La Nelly, departamento San Martín, provincia de San Luis.* Universidad Nacional de Córdoba, tesis doctoral, inédito. Córdoba.

Angelelli, V., 1984. *Yacimientos metalíferos de la República Argentina.* Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Instituto de Geología Aplicada, 1 y 2.

Arcidiácono, E. C., 1969. Sobre las asociaciones minerales de las zonas de oxidación de yacimientos de plomo. Distrito Las Aguadas, provincia de San Luis, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (2): 1119-125.

Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 6: 115-117.

Brogioni, N., 1993 .El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geocronología Rb-Sr y Ambiente Tectónico. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 54-60.

Criado Roque, P., C. Mombru y V. Ramos, 1981 Estructura e interpretación tectónica en geología de la provincia de San Luis. *8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* 155-192.

Cuello, M., 1982. Estudio e interpretación de la zona de oxidación de la mina La Fortuna, departamento San Martín, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. *Universidad Nacional de San Luis, inédito*. San Luis.

Doe, B. R. y J. S. Stacey, 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review. *Economic Geology,* 69: 757-776.

Fixman, M., R. R. Ibáñez, G. Alcantu, V. Avila, J. D. Anunziata y B. R. Dzioba, 1974. *El vanadio y otros metales recuperables de las menas plumbíferas de Rincón del Carmen, Provincia de San Luis.* Programa SUBCYT 22 – CAPI 17, Presentación Nº 2, 50 pag.

Ingerson, E., 1947. Liquid inclusions in geologic thermometric. *A. Mineral,* 32: 375-378.

Magnou, E., 1968. *Estudio geológico-económico de la mina Graciela Elsa, Las Aguadas, provincia de San Luis.* Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, tesis de licenciatura, inédita.

Mallimacci, H. S., M. O. Crespo Kennedy y L. A. Barionuevo. 1973. *Informe preliminar Area de reserva N° 2. Sector Las Aguadas, Provincia de San Luis.* Dirección General de Fabricaciones Militares, Plan Centro Geológico Minero, inédito.

Malvicini, L., H. Ulacco y A. Ortiz Suárez, 1995. La Epoca Metalogenética Gondwánica en el norte de la Sierra de San Luis, Provincia de San Luis, República Argentina. *9º Congreso Latinoamericano de Geología,* Caracas.

Methol, E., 1971. *Descripción geológica de la Hoja 22h-Santa Rosa, Provincia de Córdoba y San Luis.* Dirección Nacional de Geología y Minería, Carta geológico-económica de la República Argentina. Buenos Aires.

Ortiz Suárez, A., 1988. El basamento de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 19 (1-4): 13-24.

Ortiz Suárez, A., 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 51, (4): 321-330.

Ortiz Suárez, A., C. Prozzi y E. Llambías, 1992. Geología de la parte Sur de La Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de Estudios Geológicos,* 48: 269-277. Madrid.

Ortiz Suárez, A., J. H. Ulacco y G., Ojeda, 1997. Geología del granito El Hornito, Provincia de San Luis, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1413-1417.

Perino, H., 1950. Estudio geológico-petrográfico del noroeste de la sierra de San Luis al este del río Talita. *Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba,* inédito. Córdoba.

Ulaco, J. H., 1990. El yacimiento de Plomo-Zinc La Tinaja, provincia de San Luis. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 269-372.

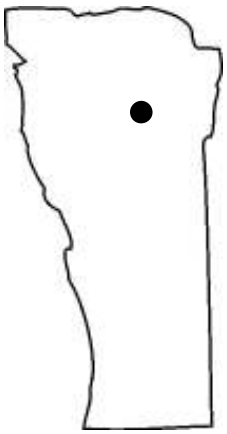
Ulacco, J. H., 1992. Características Geológicas, Estructurales y Metalogénesis del Distrito Plumbo-Cincífero Las Aguadas, Provincia de San Luis. *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenesis y 1º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, La Plata, Actas:* 333-346.

Ulacco, J. H., 1997. *Metalogénesis de las vetas de Plomo-Cinc del Distrito Las Aguadas, Provincia de San Luis.* Universidad Nacional de San Luis, tesis doctoral, inédito, 313 pág.

Varela, R., E. J. Llambías, C. Cingolani y A. M. Sato, 1994. Dataciones de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1249-1253.

Vignetta, H. A., 1982. Estudios de la veta de Plomo, mina Euca, distrito Las Aguadas. Departamento San Martín, Provincia de San Luis. Universidad Nacional de San Luis, trabajo final de licenciatura, inédito.

Brodtkorb, M. K. de, R. Fernández, N. Pezzutti y J. Fernández Tasende, 1999. Yacimientos de wolframio en la zona de cizalla Río Guzmán, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 685-687, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO EN LA ZONA DE CIZALLA RÍO GUZMÁN, SAN LUIS

Milka K de Brodtkorb[1], Raúl Fernández[2], Norma Pezzutti[3] y Jorge Fernández Tasende[4]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Este distrito se ubica unos 3 km al este de Santo Domingo y tiene unos 20 km de largo. Los yacimientos parcialmente explotados durante las guerras mundiales son de norte a sur La Blanca, La Leal, La Esperanza, El Traguito, El Duraznito, San Martín y La Trinidad (figura 1). La Ruta Provincial 10 que une Paso del Rey con La Toma cruza esta franja a la altura del yacimiento El Traguito. El yacimiento más septentrional se localiza en la zona denominada Cerros Largos y se accede a ella por el camino que une Cerros Largos con Los Membrillos, a la altura de la localidad de Baldecitos. Los yacimientos El Duraznito, San Martín y La Trinidad se encuentran a la vera de un camino vecinal que une la Pampa del Tamboreo con la ruta provincial 10. Las coordenadas de esta franja son 65°54'de longitud oeste y 32°55/57'de latitud sur.

Leyes, reserva y producción

No se conocen las leyes ni la producción. Se trabajaron saltuariamente por wolframio. Fueron exploradas a medida que se explotaban a lo largo de las vetas aflorantes. Durante el programa de Fomento Minero se realizó en el yacimiento El Duraznito un pique de 40 m, 3 cortavetas y 150 m de galerías sobre veta (Leveratto y Malvicini, 1982).

Sistema de explotación

Fueron trabajadas al pirquén, en rajos angostos con profundidades de hasta 20 metros.

GEOLOGÍA REGIONAL

En la Sierra de San Luis se ubica una franja de bajo metamorfismo entre el dique La Florida y el granito de Las Chacras que fuera denominado Formación San Luis por Prozzi y Ramos (1988) (Brodtkorb y Ortíz Suárez, 1999). Recientemente Sims *et al*. (1997) determinaron sobre la base de aeromagnetometría una zona de cizalla de 100 km de largo que delimita la zona de bajo metamorfismo al oeste con una zona de más alto metamorfismo al este.

GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS

Litología

Las rocas que se hallan al este de la zona de cizalla son esquistos y cuarcitas micáceo-granatíferas y más alejadas esquistos y cuarcitas micáceo-sillimaníticos. Al oeste de la zona de cizalla se encuentran las filitas de la Formación San Luis que se pueden subdividir en lajosas y compactas. La zona de cizalla se dispone en estas últimas, donde las filitas aparecen deformadas, cataclastizadas e invadidas por un enjambre de vetas cuarzo-turmalínicas.

Dentro de las filitas compactas también se localiza una corrida de lamprófiros (Brodtkorb *et al*., 1998).

Morfología

La potencia de las vetas de cuarzo-turmalina es de unos 20 cm a 2 m, encontrándose varias vetas paralelas que en parte llegan a los 70-100 m de ancho. Siguen la dirección de la esquistosidad (N15°-20°E) y pueden estar desplazadas le-

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires. Universidad Nacional de San Luis.*

[2] *INREMI- Universidad Nacional de La Plata.*

[3] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

[4] *Universidad Nacional de San Luis.*

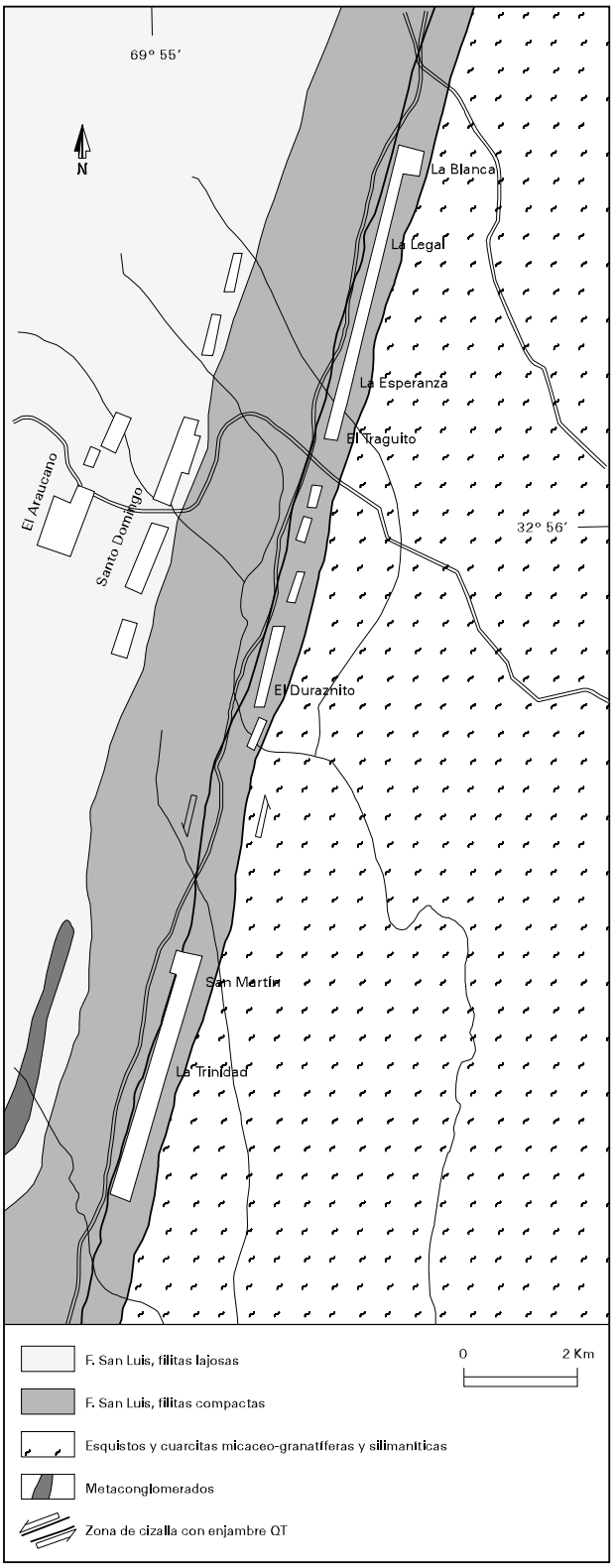


Figura 1. Bosquejo geológico y ubicación de los yacimientos de scheelita en la cizalla Río Guzmán.

vógiramente entre sí, con rumbos de hasta N5°E. Su inclinación es vertical a subvertical. Están diaclasadas y brechadas y contienen gran cantidad de turmalina, especialmente en

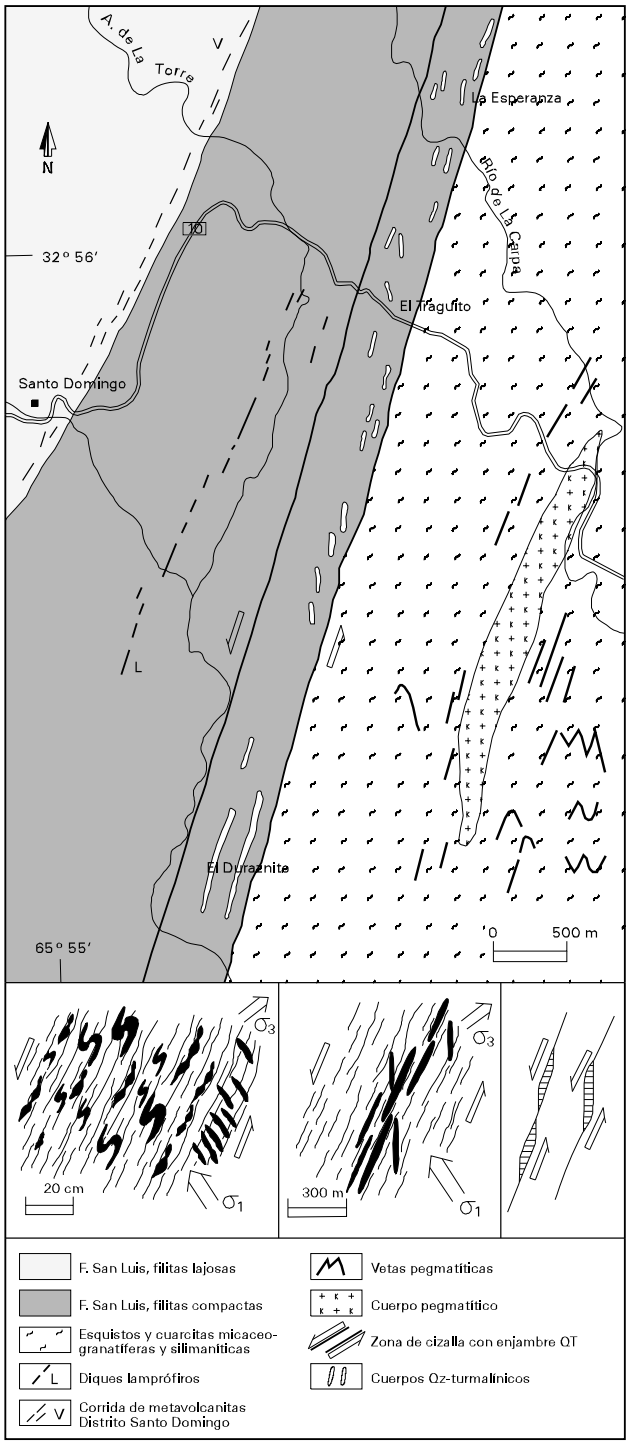


Figura 2. Detalle de los cuerpos cuarzo-turmalínicos.

los bordes (Brodtkorb *et al.* , 1998). Las texturas de las filitas presentan variaciones desde nodulares, con nódulos de cuarzo de hasta 2 cm de largo y bandeadas con capas de cuarzo muy cataclastizadas y otras de sericita algo cloritizadas.

Estructura

Esta zona de cizalla está conformada por una franja de aproximadamente 500 m de ancho de una roca filítica

deformada en la que se halla el enjambre de vetas cuarzo-turmalínicas. A juzgar por las características de las vetas y segregaciones menores de cuarzo presentes en la zona de cizalla, ésta ha sufrido múltiples movimientos y deformaciones. Dentro de las milonitas se hallan distintos tipos de segregaciones de cuarzo que muestran diferentes deformaciones; los más antiguos están plegados o estirados, con apariencia de boudines, todos con efectos cataclásticos. Otros posteriores parecen responder a apertura de fracturas en forma perpendicular a los esfuerzos de compresión (figura 2).

Mineralogía

La mineralización está constituida por scheelita, pirita y muy escasa esfalerita, calcopirita, bismutina, oro y wolframita.

Inclusiones fluidas

En el cuarzo de las vetas portadoras de turmalina se han determinado dos grupos de inclusiones fluidas primarias que se caracterizan por su composición, temperatura de homogeneización y salinidad (Beer, 1996, Brodtkorb *et al.* , 1998).

Desde el punto de vista composicional, un grupo pertenece al sistema H_2O-CO_2-NaCl y el otro H_2O-NaCl. En el aspecto térmico, las temperaturas de homogeneización de las inclusiones portadoras de CO_2 tanto en la fase líquida como clatratos, están comprendidas entre los 358 y 388°C. En cambio las inclusiones libres de CO_2 conforman dos subgrupos bien definidos por un 40% de las mediciones para cada uno de ellos, uno con temperaturas entre 240 y 250°C y el otro entre 150 y 160°C, además de una población menor (12,5%) entre 280 y 290°C.

Las inclusiones fluidas del sistema H_2O-CO_2-NaCl presentan salinidades bajas, entre 4,6 y 5,7% eq. NaCl mientras que las del sistema H_2O-NaCl tienen salinidades mayores, comprendidas entre 6,5 y 9% eq. NaCl.

Geocronología

Camacho e Ireland (en Sims *et al*., 1997) han datado una sericita presente en las milonitas por el método Ar-Ar en 360-350 millones de años.

MODELO GENÉTICO

Durante la fase compresiva que produjo la cizalla se intruyeron vetas de cuarzo-turmalina y su mineralización asociada que se originaron en varias etapas. El reemplazo de granates postcinemáticos en las inmediaciones de las vetas cuarzo-turmalínicas por agregados de sericita-clorita y la edad de 360-350 Ma de la alteración sericítica relacionada a las mismas, permite suponer que las vetas de cuarzo se emplazaron en épocas tardías de la zona de cizalla y posiblemente en niveles de profundidad de la transición cizalla dúctil-frágil. Las temperaturas de homogeneización halladas en el cuarzo resultan coherentes con ello.

Llama la atención que la mineralización presente en las vetas de cuarzo-turmalina está sólo en unos 20 km de los 100 km del largo total de la cizalla. A pocos kilómetros al oeste de la misma se hallan los distritos scheelíticos asociados a metavolcanitas Santo Domingo y El Araucano paralelos a esta deformación (figura 1), por lo que se infiere que la cizalla pudo haber arrastrado las raíces de estas mineralizaciones.

BIBLIOGRAFÍA

Beer, E., 1996. Geologie des Gebietes nördlich der Mündung des Arroyo de la Torre in den río de la Carpa, Provinz San Luis, Argentinien. *Tesis de licenciatura de la Universidad de Munich*. Alemania. Inédito.

Brodtkorb, M. K. de y A. Ortiz Suárez, 1999. Ambientes geológicos de formación de los yacimientos de wolframio de la sierra de San Luis.

Brodtkorb, M. K. de, R. Fernández, N. Pezzutti, E. Beer, R. Hirschl y O. Sparisci, 1998. Geología de la franja con mineralización scheelítica de la zona de cizalla Río Guzmán. *10° Congreso Latinoamericano de Geología* y *6° Congreso Nacional de Geología Económica.* 1:33-38. Buenos Aires

Leveratto, M. A. y L. Malvicini, 1982. Geología y génesis del yacimiento de wolframio El Duraznito, San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 37:369-383. Buenos Aires

Prozzi, C. y G. Ramos, 1988. La Formación San Luis, Argentina. *1° Jornadas de trabajo de Sierras Pampeanas,* San Luis.

Sims, J., P. Stuart-Smith y R. Skirrow, 1997. Informe geológico y metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones, Provincias de San Luis y Córdoba. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Anales 28.

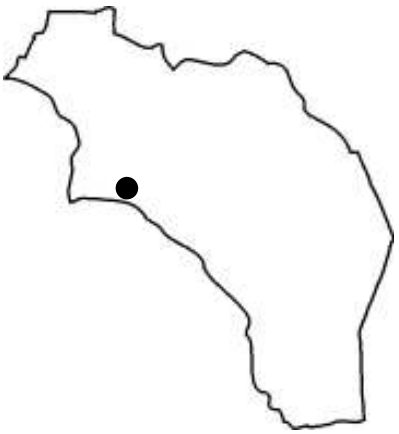


CUYANIA - CHILENIA

CÁMBRICO-ORDOVÍCICO:
Secuencias de margen pasivo

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos
Distrito La Helvecia (plomo-cinc y bario), La Rioja
Yacimientos de calizas y dolomías de la Precordillera, San Juan y Mendoza

Brodtkorb, A. y M. K. de Brodtkorb, 1999. Distrito La Helvecia (plomo, cinc y bario), La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 691-696, Buenos Aires.



DISTRITO LA HELVECIA (PLOMO, CINC Y BARIO), LA RIOJA

Alejo Brodtkorb[1] y Milka K. de Brodtkorb[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Este distrito abarca una superficie de aproximadamente 50 km^2, ubicados unos 30 km al oeste de Guandacol y a unos 2.900-3.000 m sobre el nivel del mar. Comprende la mina La Helvecia con áreas denominadas Corte Grande, El Halcón, Las Filipinas, Santa Rita (figura 1) y otros afloramientos más distantes como ser El Hoyo y El Ingenio, Los Sapitos, El Llanito, Urcal y Las Picadas que se localizan en un radio de 15 kilómetros. Se llega por un viejo camino minero de cornisa en malas condiciones de acceso, requiriéndose vehículos de tracción múltiple. Sus coordenadas son: 68°46'de longitud oeste y 29°33'de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

El yacimiento se explotó irregularmente durante unos 30 años, finalizando esas tareas en 1966. El año de mayor producción fue 1956 con unas 2.300 toneladas. La extracción comprendió el mineral en superficie, de tipo b (ver más adelante), superficial, oxidado, y a la mineralización de tipo c que aparece a la vista en una extensión de 1 km^2 debido a que la erosión denudó las areniscas carbónicas, alcanzando la discordancia entre ellas y las calizas ordovícicas, donde se dispone esa mineralización.

A continuación se presentan la producción de los diferentes materiales explotados, que eran seleccionados a mano:

10.000 t de baritina de 94% SO_4Ba
5.000 t de calamina con 45 % de Zn
1.000 t de galena con 75% de Pb

La mineralización de tipo b primaria, está prácticamente intacta. Se la observa en el cortaveta, en el pique Las Arañas y en Corte Grande (figuras 1 y 2). A unos 2 km al norte de La Helvecia, Minera Aguilar efectuó 4 perforaciones que totalizaron 380 m, de las cuales una atravesó 3,8 m de mineralización con unos 10% de cinc y vestigios de plomo, lo que implica que ese manto mineralizado puede tener una importante extensión.

Sistema de explotación

La explotación fue de tipo pirquén, a cielo abierto, con trincheras, rajos y pequeñas galerías. En la última etapa de exploración se abrió una galería de extracción-exploración de 365 m, un pique de 31 m y un cortaveta de 85 m que cortó la mineralización en su extremo oeste (figura 2).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La explotación del grupo minero La Helvecia data de 1898, iniciada por una compañía de capitales franceses. Luego permaneció parada entre los años 1910 y 1930 a los que siguió un largo período minero-industrial que finalizó en 1966. En 1960, Sister efectuó un estudio de la mina. El Banco Nacional de Desarrollo realizó algunas exploraciones entre 1971 y 73. Luego diferentes compañías mineras, entre ellas Minera Aguilar, realizaron perforaciones en áreas cercanas.

[1] *Geólogo Consultor.*

[2] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

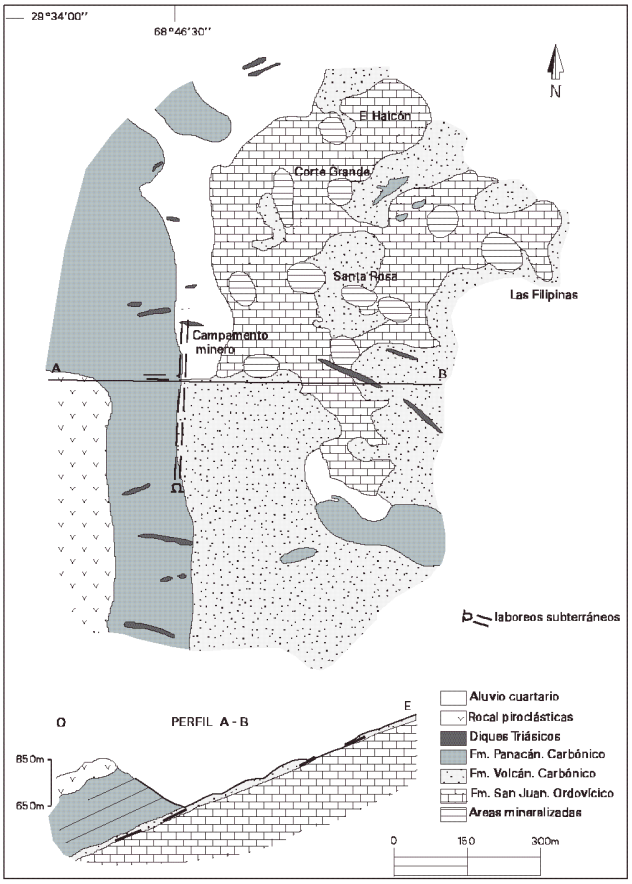


Figura 1. Geología simplificada del área de la mina La Helvecia.

GEOLOGÍA REGIONAL

Este distrito se ubica en el faldeo oriental de la Precordillera, al norte del río Guandacol. La litología está formada por sedimentos del Ordovícico y del Carbónico (figuras 1). En estos últimos es común la presencia de filones capa de andesitas que los intruyen pseudoconcordantemente y diques discordantes subverticales, que según Furque (1972) serían triásicos. En la vertiente oriental del cerro Urcuschún se localiza una intrusión monzodiorítica. La edad de este cuerpo se homologa con la intrusión del cuerpo Las Lajitas, que se encuentra más al sur y cuya edad fue determinada por el INGEIS en 13±2 millones de años.

Un rasgo peculiar que se destaca en el área del distrito es un importante alto estructural que se evidencia durante la depositación de las sedimentitas del Ordovícico medio hasta el Carbonífero y cuya columna estratigráfica completa se puede observar hacia el este y sureste (Brodtkorb, 1979).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El Ordovícico comprende las calizas de la Formación San Juan, las lutitas de la Formación Gualcamayo y el Conglomerado de Las Vacas. Las calizas de la Formación San Juan están expuestas en forma continua a lo largo de la sierra de Urcuschún. Afloramientos menores se hallan al este de la mina La Helvecia, formando una serie de ventanas de erosión, en parte controladas por la estructura y circundada por rocas de edad carbónica (figura 2). Sus características varían de norte a sur. Así por ejemplo al este de La Helvecia y en la región norte de El Llanito están constituidas por una potente secuencia de calizas masivas de color gris oscuro en fractura fresca. Los bancos alcanzan 2 y 3 m y se hallan interpuestos con bandas de 10 a 15 cm de un chert negro, afanítico de laminación irregular. Estas calizas, petrográficamente están compuestas por micritas y subesparitas, parcialmente dolomitizadas. A la altura de la mina La Helvecia, en la parte superior de las calizas masivas se encuentran conglomerados brechosos calcilíticos, arenitas conglomerádicas brechosas y conglomerados brechosos líticos que portan una mineralización singenética de galena, esfalerita y menor baritina, calcopirita y pirita. En el cortaveta, en la parte inferior a la mineralización se localizó un banco de yeso.

Los depósitos carboníferos del área corresponden a la Formación Volcán (marina y continental) y a la Formación Panacán (continental). Su base se apoya en evidente discordancia sobre distintos depósitos ordovícicos. En algunos afloramientos se observaron fenómenos de movimientos a lo largo del contacto, lo que origina brechas tectónicas como la observada en las adyacencias de Corte Grande. Por sus características se puede dividir a la Formación Volcán en tres miembros: Cabeza de Montero, Miembro inferior y Miembro superior, cuyos límites son transicionales y concordantes. En la zona de referencia interesa el Miembro superior de extensa distribución areal. Se trata de una arenisca cuarcítica, blanquecina, de buena selección composicional y madurez textural caracterizada por clastos bien redondeados y seleccionados que han sido depositados en un ambiente de playa costera, de alta energía. Hacia arriba pasan a vaques cuarzosas y fangolitas cuarzo-micáceas. Localmente se observan paleocanales psefíticos. El ambiente de depositación de las calizas permite distinguir un ambiente de plataforma marina abierta que grada a otro de plataforma marina restringida.

El conglomerado brechoso calcilítico podría haberse formado por procesos de karstificación entre el Ordovícico y el Carbonífero. Las areniscas conglomerádicas y los conglomerados brechosos líticos posiblemente se deban a zonas de desembocaduras de ríos. La Formación Panacán marca la continentalización del área.

En el interior de la galería La Solitaria como así también en la mina de uranio Urcal, se ha observado una roca totalmente alterada que ha recibido el nombre de “roca volcánica-subvolcánica alterada” que podría ser de interés genético (Brodtkorb, 1979).

Morfología

Los afloramientos mineralizados se encuentran con la misma inclinación que la ladera del cerro, unos 30° a 40°

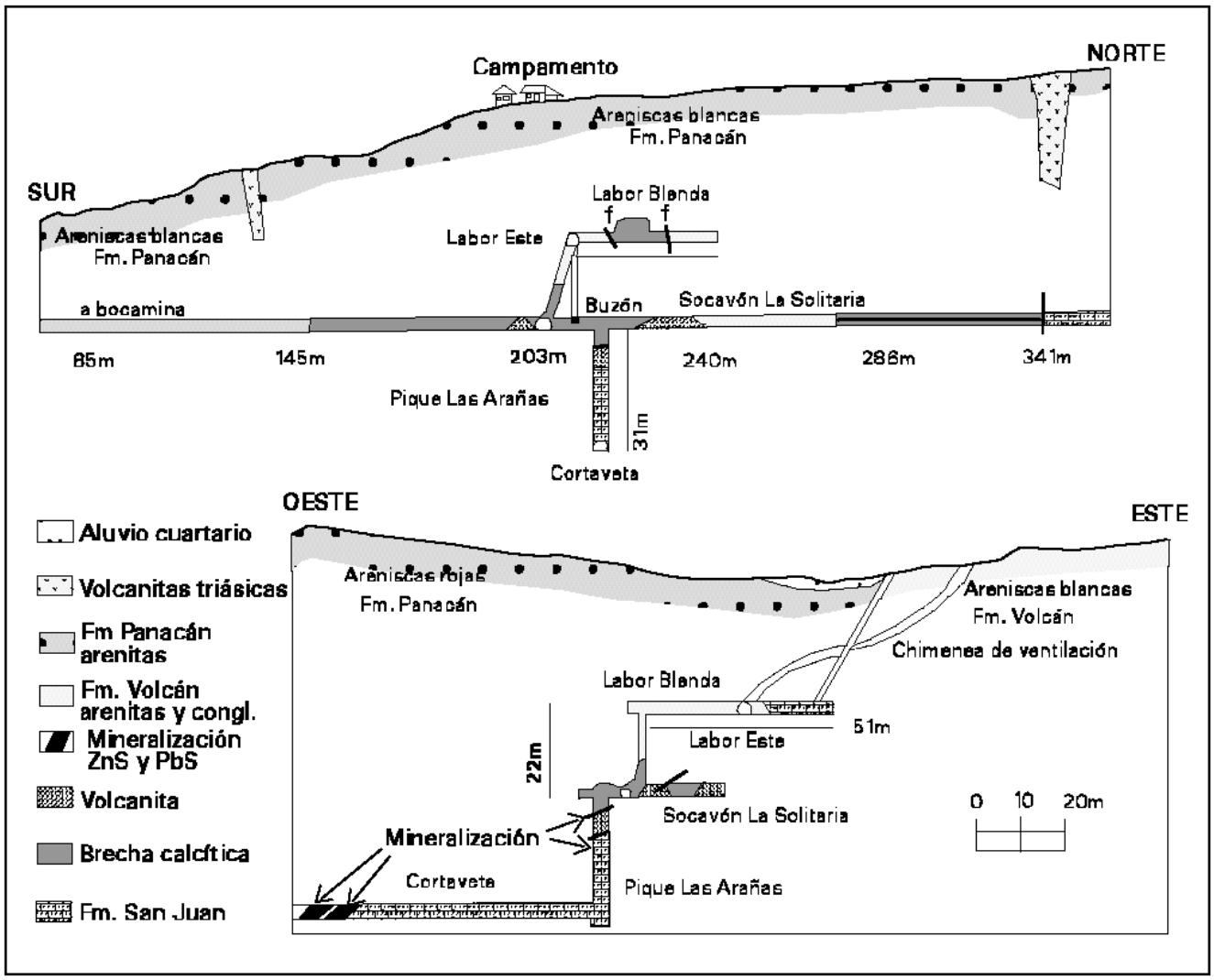


Figura 2. Perfiles de las labores subterráneas de la mina La Helvecia.

al oeste, por lo que no constituyen un buen perfil estratigráfico. Existen varios tipos de mineralización "primaria"que están asociados a diferentes sucesos geológicos y en estrecha relación a eventos geomorfológicos y climáticos. La primera manifestación de mineralización (tipo a) en sentido cronológico se presenta en las micritas de la Formación San Juan (figura 3). Consta de granos generalmente pequeños que se encuentran alineados en el sentido de la estratificación, de galena, esfalerita y menor cantidad de pirita, calcopirita, tetraedrita y baritina. Cuando las asociaciones son más grandes suelen presentarse en forma de nódulos o rosarios. La pirita se presenta en algunas oportunidades como piritosferas y como colonias de bacterias piritizadas de hasta 0,5 cm de diámetro. El segundo tipo de mineralización (tipo b) se observa en la galería La Solitaria (figura 2) en la progresiva 286 y 341 m, delimitados por fallas, asociada a areniscas conglomerádicas y conglomerados brechosos líticos. La mena consiste principalmente en esfalerita y galena que en la ladera del cerro Urcuschún se encuentran muy oxidadas a calamina. La mineralización puede encontrarse removilizada en bolsones debido a procesos de karstificación.

El tercer tipo de mineralización (tipo c) está muy generalizado. Aparece en la discordancia existente entre la Formación San Juan y las areniscas de la Formación Volcán, entre el conglomerado brechoso calcilítico y la arenisca. Se puede observar por ejemplo en las zonas denominadas en Santa Rita y Las Filipinas. La mineralización consta de baritina de grano grueso, espática, rodeada por nódulos de galena. Los cuerpos son tabulares, concordantes con los sedimentos y de hasta 30 m de largo por 15 m de ancho y 2 m de espesor. No siempre los cuerpos terminan bruscamente, sino que se afinan para luego ensancharse otra vez hasta formar un nuevo cuerpo de mayores dimensiones. También se observó la presencia de tablillas de baritina de tamaño microscópicos dentro de las areniscas suprayacentes.

En el faldeo sur del cerro Urcuschún que cae abruptamente hacia el río Guandacol, los estratos de la Formación

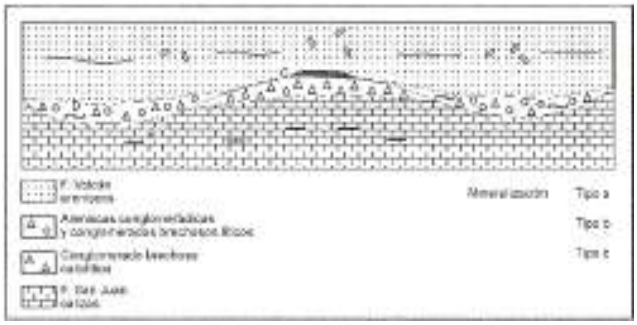


Figura 3. Tipos de mineralización.

San Juan han sido rotados por efectos del intrusivo y la mineralización se encuentra en cuerpos tabulares irregulares y en bolsones, como por ejemplo en El Hoyo y El Ingenio (tipo d).

Estructura

En el área de la mina uno de los rasgos estructurales más conspicuos es la existencia de una zona de alivio tensional de rumbo N60°E que se evidencia por la concentración de diques andesíticos; esta zona de alivio continúa en el norte como un sistema de pequeñas fallas tensionales. En la ladera del cerro Urcuschún las areniscas de la Formación Volcán presentan "ventanas" producto de la erosión de la cubierta carbónica y que hacen que se pueda observar la mineralización de tipo b, fuertemente alterada a calamina.

Mineralogía

Los minerales más abundantes son esfalerita, galena y baritina. La pirita es escasa pero ubicua. Al microscopio se han identificado también tetraedrita, tennantita (Wiechowski *et al.*, 1990) calcopirta y en un lugar de la galería, pechblenda. Cuarzo y calcita se encuentran saltuariamente.

La esfalerita se encuentra en agregados masivos, pero también como capas sinsedimentarias. Se destacan los efectos producidos por clastos de chert caídos en la sedimentación aún plástica de las schalenblendas, conformando un calco de carga. Ocasionalmente se presentan precipitaciones coloidales de schalenblendas alargadas que fueron compactadas diagenéticamente. En algunos casos estas schalenblendas aún plásticas fueron quebradas y reacomodadas y en otros contienen un eje de galena esquelética.

La galena se presenta en diferentes formas: en finas hileras singenéticas y en agregados masivos o removilizados. El contenido de Ag es de 35 a 195 g por tonelada. La galena asociada a baritina (tipo 3) es de grano más grueso y se dispone como "papas" en la periferia de las lentes de baritina.

Los minerales secundarios, denominados en forma generalizada "calamina", fueron durante una época la principal mena explotada. Se analizaron mediante difracción de rayos X y se determinaron hemimorfita, $SiO_5 H_2 Zn_2$, smithsonita $CO_3 Zn$, auricalcita $(Zn,Cu)_5 (CO_3)_2 (OH)_6$ e hidrozincita $Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$. También se observó yeso, jarosita, natrojarosita, cerusita y anglesita. Los minerales secundarios de cobre son escasos.

La hemimorfita se presenta como agregados arriñonados y formando costras y suele formar los tabiques de los *boxwork*. La smithonita se encuentra en masas arriñonadas, en costras y en pequeños cristales de brillo vítreo a nacarado y variados colores: blanco, verde, amarillo y anaranjado. Auricalcita e hidrozincita son abundantes en Santa Rita. La auricalcita es celeste-turquesa claro y la hidrozincita blanca, esta última difícil de determinar microscópicamente pero fluoresce con color azul-violeta claro.

Los minerales de ganga son cuarzo, calcita y los minerales de la roca hospedante.

Inclusiones fluidas

Se estudiaron las inclusiones fluidas de baritinas de diferentes localizaciones (Brodtkorb, *et al*., 1999). La salinidad promedio de las inclusiones fluidas se ubica entre 11 y 15 % en peso de NaCl equiv. Para la baritina de la galería La Solitaria (tipo b) y Las Filipinas (tipo c), mientras que para El Ingenio y El Hoyo (ambos cuerpos removilizados) es de aproximadamente 20%. Los datos preliminares de temperaturas de homogeneización son de 75°C (El Ingenio) y 130-190°C (galería Solitaria).

Estudios isotópicos, geocronológicos y geoquímicos

Para una mejor comprensión de la génesis de este distrito se realizaron varios estudios isotópicos. Primeramente de Pb (Brodtkorb y Brodtkorb, 1982) obteniéndose los valores que se pueden observar en la tabla 1 y luego se calcularon las edades modelo según el método de Stacey-Kramers (tabla 2).

Muestra	**$Pb^{208/204}$**	**$Pb^{207/204}$**	**$Pb^{208/204}$**
Min. tipo b (284)	18.084	15.585	37.975
Min. tipo b (287)	18.083	15.585	37.987
Min. tipo c (424)	17.967	15.551	37.731

Tabla 1. Valores isotópicos de Pb.

Muestra	**Edad $Pb^{207/206}$**	**Edad $Pb^{208/204}$**
tipo b (284)	380±80 Ma	360±80 Ma
tipo b (287)	380±80 Ma	360±80 Ma
tipo c (424)	400±80 Ma	390±80 Ma

Tabla 2. Edades modelo.

Muestra	δ^{34} S		^{87}Sr/^{86}Sr
	galena	baritina	baritina
tipo b (286)			0,71029
tipo b (287)	2,1		
tipo b (288)	2,1		
tipo b (LH 0)	- 10,6	10,5	0,710301
tipo c (424)	- 6,2	10,4	0,709729
tipo c (El Sapito)	- 11,0	13,3	0,710325
tipo d (El Hoyo)	- 1,3	10,7	0,709630
tipo d (El Hoyo)		0,70913	
tipo d (El Ingenio)		0,70849	

Tabla 3. Valores isotópicos de Sr y S.

Luego se analizó la relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Brodtkorb y Brodtkorb, 1994) y recientemente δS^{34} (Brodtkorb *et al.*, en preparación). Los valores se pueden observar en la tabla 3.

Los valores δ^{34} S de la galena podrían significar la reducción orgánica de azufre de agua marina y de la baritina de azufre de agua de mar (Rollinson, 1993), y los valores isotópicos de Sr pueden ser homologados con los valores de Sr en mares devónicos.

Por otra parte se analizaron por microsonda (Wiechowski *et al*, 1991) los elementos contenidos en galenas y tetraedrita-tennantitas, tabla 4. Se realizaron 25 análisis puntuales en cada mineral siendo los límites de detección los siguientes: As=0,2; Sb=0,04; Ag=0,05; Bi=0,09; Cu=0,02;Zn=0,02 % en peso.

MODELO GENÉTICO

Se trata de un yacimiento estratoligado, que por su mineralogía podría ser de tipo sedex, luego removilizado. Si se evalúan las diferentes texturas presentes se pueden remarcar las siguientes evidencias: la mineralización de tipo a, en micritas, es estratiforme. En el lapso hasta la depositación de las arenitas carbónicas, el relieve fue emergente y fue rellenado por arenitas y conglomerados brechosos líticos procedentes de áreas continentales cuyo relieve tuvo condiciones kársticas, por lo que las mineralizaciones de tipo b están limitadas a esas facies litológicas especiales en las que se observan texturas geopetales y de sinéresis que dan evidencia de la preexistencia de barros sulfurados, y texturas de ritmicidad de los sulfuros en vaques y arenitas. Se puede postular que la removilización de los cationes de la mineralización de tipo a se precipitó en ambientes euxínicos, hipersalinos o por la interacción de aguas salinas con dulces. La mineralización de tipo c se encuentra en la discordancia entre un conglomerado brechoso calcilítico, posiblemente de origen kárstico, y las areniscas de la Formación Volcán. Asseretto *et al.* (1976) menciona yacimientos de Pb-Zn y baritina en Italia asociados a superficies emergentes considerando ese estado importante para la concentración de minerales.

Las edades de los tipos de mineralización b y c, separadas en unos 20 Ma, como así también la relativa diferencia composicional mineralógica, pueden responder a diferentes condiciones y momentos de la precipitación de la mena.

OTRAS MANIFESTACIONES

La manifestación El Llanito, que se ubica unos 5 km al norte de La Helvecia, está conformada por una brecha cuartaria de bloques de rocas calcáreas con mineralización de tipo b. Al ser ésta meteorizada, cementó a los diferentes bloques con minerales secundarios de cinc, como ser hemimorfita, hidrocincita, smithsonita y auricalcita (Pezzutti y Brodtkorb, 1980). Fue motivo de explotación por su alto contenido en cinc.

La manifestación Los Sapitos se encuentra en las últimas serranías orientales de la Precordillera, y la mineralización es de tipo c. Fue escasamente pirquineada.

	Pb	Cu	Fe	Ag	Bi	Zn	S	As	Sb	Σ % en peso
Min.tipo b										
galena 284	86,11	0	0	0,06	0,14	0,04	13,51	0	0	99,86
galena 287	86,90	0	0	0,06	0,18	0	13,54	0	0	100,86
tennant.287	0	41,70	1,31	0,11	0,09	7,18	28,40	18,79	2,00	99,58
Min.tipo c										
galena 424	86,22	0	0	0,06	0,14	0	13,51	0	0	99,94
tetrae.424	0	33,44	0,03	5,09	0	7,45	25,24	4,54	21,99	97,79

Tabla 4. Análisis químicos de galenas, tetraedritas y tennantitas.

El yacimiento Urcal (URanio en CALizas) se encuentra ubicado en una falla que atraviesa el conglomerado Cabeza de Montero perteneciente a la Formación Volcán y las micritas de la Formación San Juan. En el pique realizado para la explotación uranífera se llegó a calizas con mineralización de Zn y Pb y a las "rocas volcánicas-subvolcánicas alteradas" (Brodtkorb, 1978).

Los yacimientos El Hoyo y El Ingenio se localizan en el faldeo austral del cerro Urcuschún, cerca del río Guandacol. Se trata de bloques de la Formación San Juan rotados y se considera a la mineralización removilizada por el tectonismo; la baritina se presenta en cuerpos tabulares irregulares y en bolsones.

BIBLIOGRAFÍA

Asseretto, R., L. Brigo, C. Brusca, P. Omenetto y P. Zuffardi, 1976. Italian ore/mineral deposits related to emersion surfaces, a summary. *Mineralium Deposita,* 11 (2): 170-179.

Brodtkorb, A. 1979. La Helvecia: un depósito estartoligado de Pb-Zn y baritina, provincia de La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34 (4): 311-330.

Brodtkorb, A. y M. K.de Brodtkorb, 1994. Datos isotópicos de la baritina del yacimiento La Helvecia, provincia de La Rioja, Argentina. *Comunicaciones*, 45: 55-58.

Brodtkorb, M. K.de, 1978. Oxidos de vanadio en calizas: su presencia en el yacimiento Urcal, provincia de La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (2): 97-104.

Brodtkorb, M. K.de y A. Brodtkorb, 1982. Datos isotópicos de plomo de la mineralización de la mina La Helvecia, provincia de La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37 (3): 358-361.

Brodtkorb, M. K. de, A. Nillni y B. Spiro. 1999. Sulphur isotope and fluid inclusions of La Helvecia deposit. *2º South American Symposium on isotope Geology.* Carlos Paz.

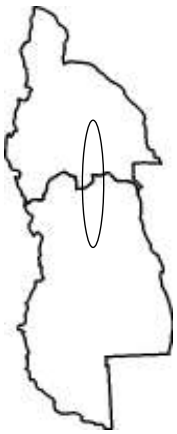
Furque, G., 1960. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol, provincias de La Rioja y San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 92. Buenos Aires.

Pezzutti, N. E. y M. K.de Brodtkorb, 1980. El depósito El Llanito y su mineralización: la asociación auricalcita, hemimorfita, smithsonita e hidrozincita, provincia de La Rioja, Argentina. *6° Congreso Geológico Argentino (1975), Actas*, 3: 125-132.

Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data. Longman *Scientific and Technical.* 347 pp. New York.

Sister, R., 1960. Estudio geológico-económico de la mina La Helvecia, departamento General Belgrano, provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 12. Buenos Aires.

Herrmann, C. J. y E. Menoyo, 1999. Yacimientos de calizas y dolomías de la Precordillera, San Juan y Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 697-712, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE CALIZAS Y DOLOMÍAS DE LA PRECORDILLERA, SAN JUAN Y MENDOZA

Carlos J. Herrmann[1] y Edgardo Menoyo[2]

INTRODUCCIÓN

En la Precordillera se explotan yacimientos de rocas carbonáticas de excepcional calidad, por el alto tenor de CaO para las calizas y de MgO para dolomías, con muy bajos contenidos de sílice, cubriendo todas las especificaciones, incluyendo las más rigurosas, de acería por inyección de oxígeno. Sus reservas ponen a cubierto las necesidades de una industria siderúrgica creciente en el futuro, por varias décadas. Además, están convenientemente equipados y la fluidez en los despachos y contralor de calidad se convirtió prácticamente en una rutina, dentro de la cual se incluye el operativo de transporte ferroviario.

El promedio de la mejor calidad química de calizas de los yacimientos de la Precordillera sanjuanina es CaO: 55,0%; SiO_2: 0,75%; Al_2O_3: 0,26%; MgO: 0,29%; S: 0,012%; P: 0,0035%; Fe: 0,082%; Na_2O: 0,01%; K_2O: 0,04%.

La producción de caliza de la provincia de San Juan alcanzó 1.440.000 t en 1995 y algo más de 1.300.000 t en 1996; mientras que la provincia de Mendoza produjo 1.420.000 t en 1995, volumen similar al de San Juan, y más de 1.500.000 t en 1996. La producción de calizas de la Precordillera, por lo tanto, se acerca en la actualidad a los 3 millones de toneladas.

La producción de dolomita de la Precordillera, que se circunscribe sólo a la provincia de San Juan, alcanzó 510.000 t en 1995 y 425.000 t en 1996; esto representa prácticamente el 50% del producido de este mineral industrial en el país.

La producción de calcita, por su parte, tiene a la provincia de San Juan como la principal exponente; elaboró 42.000 t durante 1995 y 40.000 t en 1996 (Subsecretaría de Minería, 1997).

GEOLOGÍA REGIONAL

En la Precordillera sanjuanina, de acuerdo con Armella *et al.* (1995), el Cámbrico fue mencionado como tal por Harrington y Leanza en el año 1943, al datar los primeros fósiles de esa edad para la Argentina y Sudamérica, provenientes de la Sierra Chica de Zonda. Posteriormente, Borrello (1962) nominó formalmente a la Caliza La Laja, considerada de edad cámbrica media, y al continuar estudiando esta unidad fosilífera observó la presencia de un conjunto de "carbonatitas dolomíticas" sobrepuesto a la Formación La Laja. Bordonaro (1980) denominó Formación Zonda a esta sucesión de calizas dolomíticas y dolomías.

La Formación La Laja, con fauna poco abundante en sus niveles superiores, pasa en forma concordante y transicional a la Formación Zonda. Esta última presenta estratificación mediana y biota constituida por comunidades microbianas bentónicas y restos algales. Ambas unidades integran el Grupo Marquesado (Bordonaro, 1980), ya que forman un gran ciclo depositacional carbonático progresivamente regresivo. La edad de este grupo abarca el Cámbrico en toda su extensión; la Formación Zonda se incluye en el Cámbrico superior (*l*.s.) por su posición estratigráfica, ya que carece de fósiles diagnósticos (Bordonaro, 1980).

La Formación La Flecha, en la Precordillera Oriental, y la Formación San Roque, en la Precordillera Central (Baldis *et al.*, 1981), suprayacen a la Formación Zonda y representan el límite cambro-ordovícico en la Precordillera de San Juan.

[1] *Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.*

[2] *Geólogo consultor.*

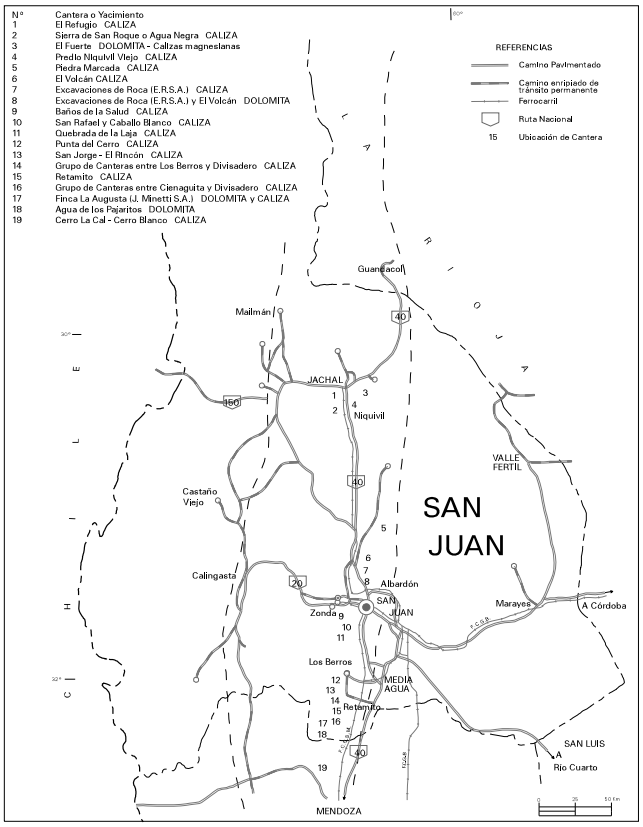


Figura 1. Ubicación de los yacimientos.

En síntesis, el Cámbrico superior de la Precordillera Central está representado por los depósitos microbialíticos de la Formación La Flecha, que crecieron sobre la plataforma carbonática del Cámbrico medio-superior de la Formación Zonda. El modelo depositacional corresponde a un complejo de montículos no emergentes, que delimitan lagunas someras (*ponds*), predominando el ambiente submareal. La secuencia presenta un patrón de biosedimentación cíclica, debido a suaves fluctuaciones del nivel del mar y a migraciones laterales de los cuerpos biostromales. Hacia el techo de la sucesión se profundiza el área de sedimentación, como lo indica el incremento en la potencia de las microfacies fangosas, concordante con la disminución gradual de los montículos. Esta tendencia anuncia la gran transgresión arenigiana de la Formación San Juan y el cambio del estilo de sedimentación. La Formación San Juan, integrada por calizas y calizas arcillosas, está dividida en dos miembros, de los cuales el inferior o miembro macizo, compuesto de calizas macizas de grano fino con colores que van desde el gris claro hasta el gris oscuro, son las rocas que poseen mayor contenido de carbonato de calcio, escaso residuo insoluble y esporádica presencia de pedernal en nódulos.

El Eopaleozoico carbonático de la Precordillera

En base a rasgos geológicos y morfológicos la Precordillera se ha dividido en tres fajas meridianas: la Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981), dentro de la cual se emplazan la sierra de Villicúm, la sierra Chica de Zonda, cerro Pedernal y Acequión, entre otros; la Precordillera Central y la Occidental (Baldis y Chebli, 1969).

La Precordillera Oriental se desarrolla íntegramente en la provincia de San Juan, mientras que la Precordillera Central lo hace tanto en la provincia de La Rioja como en la de San Juan; en ésta se incluyen -entre otras localidades- la sierra de Niquivil, sierra Negra, La Chilca, Hualilán, Talacasto, Invernada, sierra de la Deheza, Alta de Zonda y termina hacia el sur entre el río Acequión y el río del Agua.

El límite estructural entre la Precordillera Central y Occidental es la gran falla de las Sierras del Tontal, Tigre y Punilla, por lo cual dentro de esta última subunidad se encuentran las sierras de Tigre y de Tontal.

La plataforma cambro-ordovícica está representada por afloramientos en la Precordillera Oriental y Central (calizas y dolomías de plataforma pericratónica) y la cuenca profunda por afloramientos en la Precordillera Occidental. Regionalmente, los carbonatos macizos desaparecen aproximadamente con el Arenigiano y las sedimentitas terrígenas dominan la columna, desde el Llanvirniano al Carbónico. (González Bonorino, 1991).

La sedimentación carbonática de la Precordillera se ubica dentro de la 2ª Epoca Metalogenética (Ciclo Famatiniano), como depósitos asociados a las secuencias de margen pasivo.

YACIMIENTOS

El tratamiento de los distintos yacimientos y canteras de calizas y dolomías se realizará también según las tres regiones geográficas mencionadas, región norte o de Jáchal; región de Albardón-Sierra de Villicúm y región del sur de San Juan (sierra Chica de Zonda; cerro Pedernal; Pedernal de Los Berros).

La región norte o de Jáchal pertenece a la subprovincia Precordillera Central, mientras que tanto la región de Albardón-Sierra de Villicúm como la del sur de San Juan (sierra Chica de Zonda; cerro Pedernal; Pedernal de Los Berros) se incluyen dentro de la Precordillera Oriental.

La siguiente es la nómina de yacimientos que se tratan en el presente trabajo, con el número de ubicación en el mapa adjunto (figura 1).

1- Ex-El Refugio (caliza)
2- Sierra de San Roque o Agua Negra (caliza)
3- El Fuerte (dolomita-calizas magnesianas)
4- Predio Niquivil Viejo (caliza)
5- Piedra Marcada (caliza)
6- El Volcán (caliza)
7- Excavaciones de Roca (ERSA) (caliza)
8-8- Excavaciones de Roca (ERSA) y El Volcán-Villicúm (dolomita)
9- Baños de la Salud (caliza)
10- San Rafael y Caballo Blanco (caliza)
11- Quebrada de La Laja (caliza)

12- Punta del Cerro (caliza)
13- San Jorge – El Rincón (caliza- calcita)
14- Grupo de canteras entre Los Berros y Divisadero (caliza)
15- Retamito (caliza)
16- Grupo de canteras entre Divisadero y Cienaguita (caliza)
17- Finca La Augusta (J. Minetti S.A.) (dolomita y caliza)
18- Agua de los Pajaritos (dolomita)
19- Cerro La Cal-Cerro Blanco (caliza)

ZONA DE JÁCHAL

GEOLOGÍA

Se reconocen los afloramientos carbonáticos basales de la Formación Zonda, a los que suprayace la Formación La Flecha (en algunas localidades lo hacen la Formación San Roque y Formación La Silla). Por encima, en los alrededores de Jáchal, como cerro Viejo al noreste, cordón de los Blanquitos al suroeste, y también desde Jáchal al norte hasta el oeste de Guandacol, aflora la Formación San Juan (Arenigiano, Ordovícico inferior). En todos estos sitios, a la Formación San Juan le suprayace la Formación Gualcamayo (pelitas negras) que representa la inundación de la plataforma carbonática precordillerana, que finaliza con la Formación San Juan, y el desarrollo de facies clásticas (figura 2).

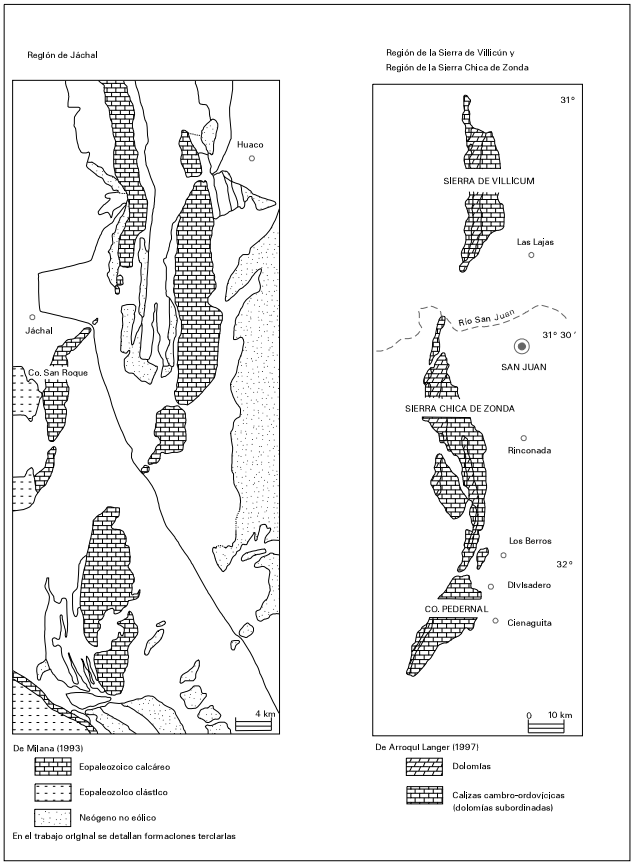


Figura 2. Geología de las regiones de Jáchal, sierra de Villicún y Sierra Chica de Zonda.

YACIMIENTOS DE CALIZA

SIERRA DE SAN ROQUE O DEL AGUA NEGRA

En el faldeo occidental de la sierra de San Roque o del Agua Negra, que se dispone al oeste de la ruta 40 entre Niquivil y Jáchal, se emplazan una serie de yacencias carbonáticas, la más importante de ellas es la trabajada hasta poco tiempo atrás por la empresa El Refugio, en la actualidad propiedad de la Cía. Minera El Pacífico.

UBICACIÓN, ACCESO E INFRAESTRUCTURA

En el norte de la provincia de San Juan, San José de Jáchal se ubica 155 km al norte de la ciudad capital, departamento Jáchal.

El acceso, desde la ciudad capital de San Juan, se practica por la Ruta Nacional 40, asfaltada, 150 km al norte hasta Jáchal.

La cantera que trabajara la empresa El Refugio se emplaza unos 7 km al sur de la localidad de Jáchal, al pie del faldeo occidental del cerro Viejo de San Roque. El camino de acceso a esta cantera, de unos 7 km, hacia el sur de Jáchal, es enripiado, de buena transitabilidad.

La excesiva distancia, limitada infraestructura y dificultad de transporte, resulta en una desfavorable ubicación geográfica respecto de otras canteras de la provincia de San Juan.

El clima de la zona, con inviernos muy fríos y con nevadas frecuentes, condiciona en parte los trabajos mineros.

Dentro de los recursos naturales se destaca el río Jáchal, de régimen permanente, y en circunstancias lluviosas, de tipo torrentoso.

La población más cercana es San José de Jáchal, a unos 7 km del yacimiento (con hospital, correo, hospedaje, comunicaciones, mano de obra, provisión de combustible). La estación embarque ferroviaria es Jáchal (FC Belgrano, trocha angosta, punta de riel). La cantera que fuera propiedad de El Refugio tiene desvío propio hasta la propia instalación industrial de trituración y clasificación-despacho.

En la etapa de provisión a la industria siderúrgica, el transporte del material producido por esta cantera utilizó como estación de transbordo Domingo de Oro (FC San Martín, trocha ancha), en las cercanías de la ciudad de San Juan.

CALIDAD Y RESERVAS DE ROCAS CARBONÁTICAS

En el sector septentrional de la sierra se cubicaron unas 6.000.000 t, con muestreos orientativos.

% CaO	% SiO_2	Potencia (m)
55,25	0,68	35
54,71	1,25	12
55,01	1,12	30
53,54	3,15	20
55,29	0,66	110
50,65	7,89	100
55,82	0,58	50

Tabla 1.

La tabla 1 presenta los siguientes tenores químicos, extrapolados de sólo 47 muestras.

Para el sector austral se definieron dos áreas con los siguientes guarismos:

a) 88.000.000 t, no rigurosamente cubicadas, con el siguiente quimismo (tenores promedio), CaO: 54,6% y SiO_2: 1,34 por ciento.

La expresión no rigurosamente cubicadas indica que se trata de reservas a la vista. Esta característica se identificará en este trabajo como reservas globales.

b) 13.000.000 t potenciales, con el siguientes quimismo (tenores promedio), CaO: 55,4% y SiO_2: 0,77 por ciento.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

La sierra de Agua Negra o de San Roque está constituida casi exclusivamente por paquetes de bancos calizos, tanto delgados como gruesos, color gris claro a oscuro y grano fino dominante.

Se presentan algunas interestratificaciones de ftanitas.

En general, ocurre una sucesión de bancos de caliza alternativamente con bajos y altos contenidos de sílice.

El rumbo general de los estratos es N30-50°E, con inclinación 25° a 30° al noroeste.

Morfología

Las yacencias carbonáticas calizas se extienden a lo largo de la sierra por unos 10 km, en dirección norte-sur, con altura máxima de 1.700 m s.n.m. y con ancho máximo de 2 kilómetros.

Sobresale con respecto a la parte llana que lo rodea unos 150 m promedio, con fuertes pendientes y escasas quebradas en el faldeo oriental, cubiertas por sedimentos y derrubios calcáreos ordovícicos.

CANTERA ex EL REFUGIO (actualmente propiedad de Cía. Minera El Pacífico)

Calidad, reservas y producción

La calidad de la caliza es muy buena a excelente. Su reactividad también es favorable.

Puede calificarse sin dudas como probada, por su utilización por más de 20 años con fines siderúrgicos (calcinación). A efectos ilustrativos se exponen los datos de los tenores obtenidos de un muestreo realizado en el yacimiento durante los primeros años de provisión a la ex-SOMISA (Menoyo y Herrmann, 1991; 1992), SiO_2: 0,4 a 2,7% (promedio 1,2 %); CaO: 51,4 a 55,3%; MgO: 0,7 a 2,2%; R_2O_3: 0,1 a 1,2%; S: 0,012 a 0,026%; P: 0,002 a 0,004.

Las reservas del yacimiento son de gran magnitud (decenas de millones de toneladas) consideradas en términos globales, sin calificación. En rigor, se trata de reservas geológicamente apreciadas y a la vista.

Usos y destinos del material

Elaboración de cales industriales.

Provisión a la industria siderúrgica. En la ex Planta General Savio se obtuvieron cales siderúrgicas de alta reactividad y calidad química a partir de esta materia prima.

Sus instalaciones minero-industriales se ubican al pie del yacimiento; moderna planta de trituración y clasificación, con carguío automático a las tolvas de los convoyes. Hornos de calcinación (cal viva e hidratada). Hornos de calcinación (cal siderúrgica).

Sistema de explotación

El yacimiento se compone de un material calizo triturado naturalmente (detritus calizo) a distintas granulometrías (desde 5 mm de lado hasta $1m^3$), que no requiere minado; es decir, se obvia diagramación de perforaciones, barrenaduras, explosivos, etc, y toda la maquinaria minera consecuente.

Empresa propietaria: Cía. Minera El Pacífico

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y morfología

La característica más notable del yacimiento es su morfología. La cantera es un depósito de singulares características, conformado por un detritus calizo natural en forma de dos lenguas, procedente del deslizamiento del cerro San Roque, de grandes dimensiones y que sobresale unos 70 m con relación a la superficie que las rodea.

El material carbonático calizo, de alta calidad y excelente quimismo, se presenta naturalmente triturado a diversas granulometrías; la mayoría entre 5 mm y 20 cm, con excepciones de 0,5 y hasta 1 metro cúbico. Menos del 20 % es inferior a 5 milímetros cúbicos.

La litología está conformada por las calizas que constituyen el cerro o sierra de San Roque. Al oeste, afloran lutitas, areniscas y limolitas, exponentes del Eopaleozoico clástico.

NIQUIVIL VIEJO

UBICACIÓN

Entre las estaciones Niquivil y Los Diaguitas del FC Belgrano, a 1,5 km de la Ruta Nacional 40, se emplaza un predio de 24.000 ha en el cual afloran bancos de caliza que fueron objeto de estudios preliminares.

El acceso al mismo resulta transitable aunque deben mejorarse algunos tramos.

El río Jáchal corre a pocos kilómetros y Niquivil es un conjunto de casas-rancho sin posibilidad de provisión de ningún tipo; una década atrás se contruyó un complejo de pequeñas casas de material.

CALIDAD Y RESERVAS

Se trata de yacencias vírgenes y sin estudios detallados que permitan determinar paquetes explotables de materiales carbonáticos, como para proveer a industrias con especificaciones rigurosas.

Datos ilustrativos acerca de su quimismo, SiO_2: 1,3 a 3%; CaO: 52 a 53%.

Las reservas consideradas globalmente son de gran magnitud, aunque sin acotación de tenores químicos.

En el yacimiento El Collón se determinaron -con carácter de estimadas- unos 8.000.000 t de caliza de buena calidad.

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

En el año 1981 fue estudiado el yacimiento El Collón, mediante un muestreo considerado escaso en lo que hace al número de muestras, cuyos resultados se mencionan arriba, en el ítem calidad.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Se mapearon tres tipos de material calizo-calcáreo:

- Potentes bancos de caliza de rumbo norte-sur y pendientes acentuadas al oeste, en las cumbres.
- Cordones marginales de finas lajas calcáreas.
- En el faldeo: conos de deyección compuestos por rodados de caliza (98%) y de ftanita o pedernal (2%).

YACIMIENTOS DE DOLOMITA

EL FUERTE

UBICACIÓN

A 26 km al este-sureste de la localidad de Jáchal y a 31 km de la faena minero-industrial de caliza que fuera propiedad de El Refugio.

El acceso desde la ciudad de San Juan es por la ruta 40 hacia el norte hasta Los Diaguitas (10 km antes de Jáchal) y luego 12 km al este hasta El Fuerte, por una huella que cruza el río Jáchal.

CALIDAD Y RESERVAS

La calidad del material dolomítico es variable, debido a la presencia de fajas de dolomita con contenidos de sílice muy elevados intercaladas con otras fajas de tenores de sílice aceptables.

Se determinó un manto dolomítico de 35 a 38 m de espesor, con tenores de sílice inferiores a 2% SiO_2.

Las reservas aseguradas, con esta calidad, son escasas, del orden de 500.000 toneladas. Nunca fue explotada en condiciones de producción masiva.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Las eventuales condiciones de explotabilidad serían casi selectivas.

Las fajas dolomíticas impuras deben eliminarse por medio de un minado selectivo de limpieza, que requiere la aplicación de una ingeniería canteril adecuada a la complejidad del yacimiento.

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

El Refugio S.A. exploró con bastante detalle el yacimiento durante los años 1988 y 1989 (relevamiento topográfico-geológico y perforaciones con extracción de polvos para análisis).

Logró determinar un manto dolomítico con tenores silíceos promedio de 1,6-1,7 % SiO_2.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

Fajas dolomíticas muy silíceas que cubren un manto dolomítico de 35 a 38 m de espesor, con tenores de sílice inferiores a 2% SiO_2 e inclinación de 42 a 45°.

El material dolomítico aprovechable, con menores contenidos silíceos, se ubica en forma ascendente en el cuerpo del cerro.

ZONA DE LA SIERRA DE VILLICÚM-ALBARDÓN

UBICACIÓN

En el centro de la provincia de San Juan; comprende los departamentos de Albardón y Ullún. Dista entre 20 y 45 km al nornoreste de la ciudad capital de San Juan.

El acceso a la zona se logra, desde la ciudad de San Juan, por la Ruta Nacional 40 hacia el norte hasta la localidad de Albardón.

Los recursos naturales, si bien no abundan, tampoco son limitantes y el clima permite trabajos mineros durante todo el año.

En lo referente a la infraestructura zonal, es casi óptima: tendido de línea eléctrica; conexión a la red gasífera (18 km de longitud) y transporte de agua por acueducto, hasta las instalaciones industriales de mayor importancia.

Las poblaciones cercanas son Albardón, que cuenta con atención hospitalaria, correo, hospedaje y estación de servicio, y la propia capital San Juan. La estación embarque es Albardón (FC San Martín), con gran playa de acopio.

GEOLOGÍA

En la sierra de Villicum afloran tres unidades litológicas carbonáticas, que en orden ascendente y en contacto concordante son: Formación La Laja, Formación Zonda y Formación La Flecha.

Arroqui Langer y Bordonaro (1994) realizan el siguiente resumen de su litología:

Formación La Laja: aflora en todo el flanco occidental de la sierra de Villicum. Se distinguen cuatro miembros. Miembro El Estero: cuarcitas y lutitas; Miembro Soldano: calizas y margas; Miembro Rivadavia: calizas negras y Miembro Juan Pobre: calizas oolíticas.

Formación Zonda: representada por dolomías, dolomías calcáreas y en menor grado calizas dolomíticas. Se divide en tres miembros. Miembro Hostería: dolomías calcáreas de color negro compactas, poco diaclasadas; otras gris claro con bandeamiento muy fino; Miembro El Indio: dolomías de color negro masivas, con diaclasas rellenas por calcita, y de color gris con notables planos de estratificación y Miembro El Autódromo: dolomías calcáreas de color gris con texturas variadas, de tipo sacaroide, bandeamientos finos, algunas formas algales.

Formación La Flecha: alternancia de calizas y dolomías con chert y estructuras algales.

Estructura

Orientación estructural de los bancos N30°E con inclinación de 60 a 65°SE. Totalizan un espesor aproximado de 200 metros.

GÉNESIS DE LOS DEPÓSITOS DOLOMÍTICOS

Se postula un origen sedimentario singenético, de precipitación química, depositados originalmente en una extensa zona peritidal, en un ambiente tipo sabka, con circulación marina muy restringida y con hipersalinización (Arroqui Langer y Bordonaro, 1994). Los mismos autores indican diferentes características texturales para las dolomías de la sierra de Villicum, en función de su formación primaria o secundaria.

Las dolomías primarias fueron formadas en el ambiente de sedimentación marino por reacción de los sedimentos de carbonato de calcio, aún no litificados, con el agua de mar enriquecida en magnesio; las dolomías secundarias, por su parte, se originaron por la reacción, en profundidad, de la roca calcárea caliza con aguas meteóricas circulantes, ricas en magnesio. Análisis exhaustivos comprobaron mayores tenores de magnesio en los niveles de dolomías primarias respecto de las secundarias.

Muestras provenientes de la Formación Zonda, distribuidas en las sierras de Villicúm y Zonda-San Juan, han sido analizadas químicamente en tres escalas de observación. La evaluación de los resultados permite evidenciar que el mayor contenido de óxidos de magnesio proviene de niveles de dolomías primarias: con valores entre 19,5 y 20 % MgO; las de características secundarias arrojan tenores hasta 18% MgO.

Sobre la Formación San Juan, en ciertos sectores al oeste de la sierra de Villicúm, se disponen las pelitas negras de la Aloformación Gualcamayo (Astini, 1994)

YACIMIENTOS DE CALIZAS

Los principales yacimientos se ubican en el flanco occidental de la sierra de Villicúm, 30 km al norte de la ciudad capital, en el departamento Ullún, límite con el departamento Albardón.

Desde la ciudad de San Juan, se accede por ruta 40, asfaltada, hacia el norte, camino a Jáchal.

En esta zona se emplazan las dos mayores productoras de rocas carbonáticas, tanto calizas como dolomías, con destinos a industrias de exigencias rigurosas para estas materias primas.

CANTERA EL VOLCÁN

Ubicación

En el departamento Ullún (en el límite con el departamento Albardón). Paraje Las Lajas. Dista 18 km de la estación embarque Albardón del FC San Martín (trocha ancha). El acceso, desde la ciudad de San Juan, es hacia el norte por ruta asfaltada, 35 km, sobre el camino a Las Lajas.

Calidad, reservas

La caliza puede identificarse como de calidad óptima y probada; material homogéneo y de excelente quimismo.

El quimismo (promedio de envíos a la industria siderúrgica) es CaO: 55%; SiO_2: 0,85%; MgO: 0,30%; Fe: 0,09%; Al_2O_3: 0,25%; S: 0,02%; P: 0,004%

Las reservas varían de 1,2 a 1,5 millones de toneladas con carácter de aseguradas. Como probables-inferidas pueden considerarse unos 3 millones de toneladas.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Explotación a cielo abierto, evaluada como racional y sistemática.

USOS Y DESTINO DEL MATERIAL

Muy diversificado:

- Productor de caliza triturada y molida a diferentes mallas, y de cales para uso en la industria siderúrgica, papel, química, cerámica, cristalería, etc.
- Siderurgia (Alto Horno y calcinación); producción propia de cales cálcicas y dolomíticas para siderurgia.
- Producción de carbonato de calcio precipitado, para utilización en industria plástica, caucho, P.V.C., pinturas, papeleras, etc.

Entre las instalaciones industriales cuenta con:

Planta de trituración y clasificación para material mediano y grueso (montada en 1989).

Planta de molienda para material fino.

Horno de producción de cales cálcicas y dolomíticas para siderurgia (en funcionamiento a partir de 1992).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

En explotación por unos 15 años. Se trata del mismo yacimiento de caliza que la empresa ERSA (Excavaciones de Roca S.A.) explota, en su continuidad, en el sector norte.

Empresa propietaria: El Volcán. Empresa de tipo familiar que ha evolucionado y se ha mecanizado durante los últimos 10 años.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA Y MORFOLOGÍA

Localmente se destaca la potente sucesión de bancos carbonáticos, aflorando completamente en el área de la cantera. La sobrecarga varía en sus espesores desde 0,5 a 2 metros.

La caliza es de grano muy fino a criptocristalino, de color gris claro con tonalidades amarillentas por pigmentación. Abundan las venas de calcita como relleno de planos de fracturas o tapizando cavidades, con formación de drusas o geodas.

Los estratos de calizas tienen potencias de 50 cm a 1 m y más, con rumbo general norte-sur e inclinación 40°-45°E.

CANTERA DE EXCAVACIONES DE ROCA

UBICACIÓN

Como se mencionara, se trata de la continuidad del yacimiento que explota en el sector sur la empresa El Volcán.

Empresa Propietaria: Excavaciones de Roca S.A. (Minera TEA)

CALIDAD, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Calidad óptima. Muy buen quimismo y aptitud física. Favorable reactividad.

Quimismo: CaO: 55%; SiO_2: 0,85%; MgO: 0,30%; Fe: 0,09%; Al_2O_3: 0,25%; S: 0,02%; P: 0,004 por ciento.

Las reservas ascienden a 2.000.000 t aseguradas. Con carácter de probables estas reservas pueden decuplicarse.

USOS Y DESTINOS

- Producción de caliza triturada y molida a diferentes mallas, y de cales para utilización en industria siderúrgica, papel, química, cerámica, cristalería, etc.
- Siderurgia (alto horno y calcinación). Cuenta con planta de trituración y clasificación. Horno Maerz regenerativo de flujo paralelo para producción de cales cálcicas y dolomíticas con destino siderúrgico. Tres hornos de calcinación.
- En la actualidad también es proveedor de Minera Alumbrera (principal productor de concentrados de oro y cobre de la Argentina).
- Producción de carbonato de calcio precipitado, para uso en la industria plástica, caucho, P.V.C., pinturas, papeleras.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Cantera muy bien explotada, a cielo abierto, mediante niveles y bancos de explotación. Se trata de la cantera mejor explotada de toda la provincia, tal vez del país, a regla de arte minero.

PIEDRA MARCADA

UBICACIÓN Y ACCESO

Dista 34 km al norte de la estación embarque Albardón del FC San Martín (en el camino Termas Las Lajas - Baños El Salado - Baños de la Salud).

El acceso es dificultoso. Es necesario construir unos 10 km de camino.

Desde San Juan, por ruta 40 hacia el norte, hasta la localidad de Albardón; de allí se prosigue por camino asfaltado hasta la hostería Baños Termas Las Lajas, actualmente Museo. Luego por camino enripiado que conduce a los Baños del Salado, desviando unos 500 m antes de arribar a los mismos por la vieja traza del camino a Mogna, hacia el oeste. De allí, unos 10 km por arroyos secos de regular a mala transitabilidad.

CALIDAD, RESERVAS

Se trata de un yacimiento virgen. Fue objeto de un estudio exploratorio (extracción y análisis de 80 muestras), sin perforaciones, con el siguiente resultado:

Sobre 80 muestras, 17 arrojaron SiO_2 < 1.4 %.

Se detectaron zonas con exceso de azufre (de 0,007 a 0,12 %).

CaO oscila entre 52 y 55 %.

MgO oscila entre 0,10 y 2,40%.

R_2O_3 (R=Al;Fe) entre 0,2 y 1,4%

El estudio mencionado permitió estimar reservas por 6.000.000 de toneladas.

Descubrimiento y tareas de exploración

Como se mencionara, en el año 1974 se practicó en el predio que ocupa el depósito un muestreo de superficie, con extracción de 80 muestras. También un relevamiento topográfico-geológico a escala 1:250 y 12 perfiles transversales con una equidistancia de 50 metros.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

Los bancos calizos registran espesor muy variable, desde 10 cm a 1,5 metros. En sectores de hasta 10 m de potencia, alternan con los bancos de calizas vetas y vetillas de chert (sílice), de color negro, concentrándose hacia el oeste de la cantera.

Las carbonáticas presentan fractura subconcoidal y textura maciza, de grano mediano aproximándose al límite de fino. El color grada del gris claro al oscuro.

El rumbo medio de los bancos carbonáticos es N30°E, con ligeras inflexiones, y buzamiento entre 65° y 73° E.

Las diaclasas dominantes son de rumbo N110°E hasta este-oeste, con buzamiento 80°N.

YACIMIENTOS DE DOLOMITA

CANTERA EL VOLCÁN

Ubicación

Extremo austral de la sierra de Villicúm, ladera sudeste.

A 1 km aproximadamente de la cantera de Excavaciones de Roca S.A. En realidad, el yacimiento es la cara este de la formación del cerro que ERSA trabaja en el sector oeste.

Empresa propietaria: El Volcán

Calidad, reservas y producción

Dolomita de muy buen quimismo.

El promedio de envíos (decenas de miles de toneladas) con destino siderúrgico arroja los siguientes tenores:

SiO_2 media 1,0 %; máxima 1,2 %; mínima 0,9 %; MgO: 19 a 20 %; CaO: 31 a 32,5 %; R_2O_3: 0,7 a 1,5 %; S: 0,02 a 0,06 %.

Se trata decididamente de una dolomita homogénea, de la más alta calidad del país. En rigor, se conoce la calidad probada de esta cantera, a través de los registros de envíos por más de 25 años a las siderurgias del país (Menoyo, 1975; Menoyo y Herrmann, 1991; 1992)

Las reservas con carácter de aseguradas son del orden del millón de toneladas. Este tonelaje puede casi triplicarse si añadimos las de carácter probables e inferidas.

Usos y destino del material

Dolomita triturada y molida para la industria siderúrgica; cristalería, correctores de suelos, etc. Producción propia de cales siderúrgicas

Sistema de explotación

A cielo abierto. En los primeros años se practicó una explotación canteril no racional y casi deficiente. Desde hace un tiempo se ha corregido y actualmente se lleva a cabo un minado por banqueo y labrado de pisos racional y a regla de arte minero.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La cantera de dolomita fue la que dio inicio a las actividades mineras de esta empresa. Su explotación comenzó deficiente en lo que hace a regla de arte minero y fue luego rectificado este error.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El depósito está conformado por bancos dolomíticos homogéneos y uniformes, de grano muy fino, espesor entre 60 cm y 1,5 metros. Escasas y delgadas capas de pedernal (sílice).

CANTERA DE EXCAVACIONES DE ROCA S.A.

Ubicación

Extremo austral de la Sierra de Villicúm. Considerando prácticamente el mismo cerro donde se emplaza el paquete dolomítico, en el sector oeste lo explota Excavaciones de Roca y en el sector este El Volcán.

Empresa Propietaria: Excavaciones de Roca S.A. (Minera TEA)

Calidad, reservas y producción

La calidad de la dolomita es muy buena. Probada para destinos siderúrgicos (incluido calcinación).

Quimismo: CaO: 30,8 a 31,3 %; SiO_2: 1,8 a 2 %; MgO: 19,5 a 20,7%; Fe_2O_3: 0,16 a 0,2%; Al_2O_3: 0,55 a 0,6%; Pérd. Calc.: 45 a 46%.

La calidad del material está suficientemente probada por la recepción, durante casi dos décadas, por parte de la industria siderúrgica. Las reservas con carácter de probadas exceden 1,2 millones de toneladas. Con carácter de probables pueden considerarse casi el doble de ese guarismo.

USOS Y DESTINO DEL MATERIAL

- Triturada y molida a diferentes mallas para uso en industria siderúrgica, cristalería, correctores de suelo, etc.
- Elaboración propia de cales dolomíticas para uso en industria siderúrgica, pinturas, agricultura.
- El horno vertical Maerz de doble cuba, de gran versatilidad, trata alternativamente caliza o dolomita, produciendo cales cálcicas siderúrgicas o magnesianas. En este último año ha instalado hornos para producir cales con destino al yacimiento de La Alumbrera.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

A cielo abierto. La cantera de dolomita de ERSA, al igual que la de caliza, son las mejores preparadas y explotadas de toda la provincia y constituyen ambas una unidad laboral perfecta, ya que la empresa ha construido un camino que une ambos yacimientos (12 km), reduciendo considerablemente la distancia al obviar el tránsito por la ruta 40.

Reservas definidas y ortodoxamente preparadas para una explotación masiva y racional.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA Y ESTRUCTURA

Conformado por bancos de dolomías y también calizas magnesianas de la Formación Zonda.

Estratos dolomíticos de espesores entre 30 cm y 1 metro. Se ha reconocido una longitud que supera 1.000 metros.

Coloración pardusca clara, grano fino. En algunos sectores, se intercalan delgados bancos de pedernal en la masa dolomítica.

El rumbo predominante es N35°E con buzamientos de 55-65°SE.

ZONA SUR DE SAN JUAN

SIERRA CHICA DE ZONDA (PRÓXIMA A CIUDAD CAPITAL)

UBICACIÓN

Los depósitos carbonáticos de esta zona se ubican al oeste-suroeste de la ciudad de San Juan, distantes sólo 20 a 30 km de la misma, entre la quebrada de Zonda y la quebrada de la Laja.

El acceso, desde la ciudad de San Juan, es por camino asfaltado 20 km al suroeste (pasando por Villa Krausse) y luego enripiado en buen estado.

Se desconoce el estado de los tramos finales de acceso a cada una de las canteras.

La infraestructura zonal es muy buena, destacándose la cercanía a la ciudad capital, y a estaciones de embarque Villa Krause y Marquesado, del FC San Martín.

El factor climático no incide en la operatividad de las canteras.

GEOLOGÍA

La Formación La Laja se distribuye principalmente sobre el sector norte y occidental de la Sierra Chica de Zonda; en ella se emplazan las canteras de calizas ubicadas sobre la quebrada de Zonda e inmediaciones.

Las Formaciones Zonda y La Flecha ocupan la mayor superficie dentro de la secuencia y si bien su explotación es limitada constituyen sin dudas una gran reserva como yacimientos dolomíticos. El sector más accesible a la ciudad de San Juan se localiza sobre la margen sur de la quebrada de Zonda, mientras que para el sur sanjuanino se ubican en la quebrada de la Flecha y en el cerro Pedernal.

La Formación San Juan se distribuye en forma saltuaria a lo largo de todo el flanco oriental del cordón montañoso, formando delgadas fajas que se acuñan tectónicamente (Bordonaro, 1983). El afloramiento más septentrional se sitúa desde los Baños de la Salud hasta la quebrada de Las Lajas; otros se encuentran en la quebrada del río Blanco y en el arroyo Lechuza. También sobre la faja distribuida desde la Rinconada hasta la quebrada de La Flecha.

Hacia el sur, el distrito de mayor importancia está integrado por los cerros Pedernal de Los Berros y del Medio. Precisamente sobre el flanco oriental del cerro Pedernal se ubica el afloramiento más austral de esta unidad.

YACIMIENTOS DE CALIZA

SAN RAFAEL Y CABALLO BLANCO

UBICACIÓN

En el faldeo oriental de la Sierra Chica de Zonda. Distan 24 km al suroeste de la ciudad de San Juan y 17 km al oeste de la estación de embarque Villa Krausse (FC San Martín).

La cantera Caballo Blanco (departamento Rawson) se ubica 3 km al norte (departamento Rawson) de San Rafael (departamento Pocito). La cantera San Rafael se emplaza en la margen sur de quebrada de Las Lajas.

El acceso se logra desde estación Villa Krausse (7 km al sur de San Juan) por camino pavimentado 9,3 km y luego enripiado 7,5 km en dirección oeste. Tramo final de acceso a ambas canteras en precario estado.

CALIDAD, RESERVAS

Caliza de -en principio- muy buen quimismo. Datos ilustrativos: SiO_2 < 1%; CaO > 54%.

No se han realizado muestreos sistemáticos ni orientativos que permitan definir con certeza la calidad de las reservas. En cuanto al volumen de las mismas, si bien no fueron dimensionadas, en la cantera San Rafael se estiman unas 2.000.000 t visibles y en Caballo Blanco puede inferirse alrededor de 1.000.000 de toneladas.

En estas canteras es notorio, de acuerdo a lo que ya se mencionara al comienzo de este trabajo, una conformación topográfica adecuada para una explotación importante.

Se trata de yacimientos prácticamente vírgenes.

Empresa Propietaria: Fue propiedad de la empresa YALÚ S.A.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA, ESTRUCTURA Y MORFOLOGÍA

Se trata de una caliza de color grisáceo a oscura, con venillas de calcita de recristalización, de espesores de uno a varios milímetros.

El límite oeste de la cantera está definido en contacto neto con una potente serie de areniscas en posición subhorizontal. Su límite Este también presenta contacto neto con un manto de arenisca conglomerádica de color rojizo.

Potente paquete de calizas de rumbo general norte-sur con buzamiento pronunciado al este, hasta subvertical.

La cantera San Rafael se extiende hacia el sur por más de 500 m con aumento de desnivel topográfico y encape insignificante; conformación topográfica favorable para emprender una explotación masiva.

Caballo Blanco 1 y 2 se halla cubierto por una espesa capa de derrubio de material calizo y rodados sin compactar.

BAÑOS DE LA SALUD

UBICACIÓN

Al pie del faldeo oriental de la Sierra Chica de Zonda y al norte de la quebrada de La Laja. departamento Pocito. Dista 24 km al suroeste de la ciudad de San Juan.

Se ubica a 14 km de la planta industrial de la empresa Electrometalúrgica Andina.

La estación embarque es Marquesado (FC San Martín), distante 15 km.

Empresa Propietaria: Electrometalúrgica Andina

CALIDAD, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Caliza de muy buen quimismo, SiO_2: 0,6 a 1%; CaO: 54%; MgO: < 0,8.

Sin muestreo sistemático. En rigor, los tenores surgen de los envíos a la planta de la propia empresa.

De acuerdo a una apreciación geológico-minera, sus reservas se aproximan a 1 millón de toneladas.

USOS Y DESTINO DEL MATERIAL

En un principio el destino del material fue la elaboración de carburo de calcio en la planta de la empresa propietaria.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Cantera explotada a cielo abierto, con un nuevo frente de cantera abierto hace unos 10 años, a unos 250 m de la anterior, abandonada por complejidades en la explotación.

Se trata de un explotación no ortodoxa, sin bancos ni pisos. La cantera no presenta estructura franca o abierta que favorezca la explotación racional y sistemática. El cuerpo del cerro ofrece el ala norte de un sinclinal, apta para su explotación por banqueo y pisos de laboreo.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA Y ESTRUCTURA

Caliza de color gris con tonalidad rosada a parda y grano fino. En algunos sectores con abundantes guías de calcita y nódulos de pedernal de hasta 20 cm de diámetro.

El tamaño de grano es, en general, fino, y la fractura concoide a subconcoide.

Los bancos individualmente acusan un espesor de 30 cm a menos de 1 metro.

La cantera, una nueva apertura a unos 300 m de la anterior, que fuera abandonada por complejidades de explotación, se ubica en el faldeo oriental del cerro.

En uno de los antiguos frentes la caliza se presenta con rumbo N40-50°E y buzamiento de 40-45°NO. En otro, los bancos mantienen rumbo N15-20°O con buzamiento de 50°E. La estructura general del yacimiento, entonces, denota un anticlinal, cuyo manto favorable tiene unos 10 a 12 m de potencia, con extensiones no perfectamente definidas.

El diaclasamiento es de rumbo preferencial este-oeste e inclinación 70-80°S.

QUEBRADA DE LA LAJA

UBICACIÓN

En la Sierra Chica de Zonda. A 16 km al oeste de la estación Villa Krausse del FC San Martín.

CALIDAD, RESERVAS

Caliza de buen quimismo, en principio.

Muestreo no sistemático; sólo datos ilustrativos SiO_2: 0,9% y CaO: 54%.

Las reservas se encuentran sin dimensionar, aunque se presumen importantes.

Se trata de un yacimiento virgen, no explotado.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Afloran calizas grises microcristalinas de la Formación San Juan. Los bancos presentan, individualmente, potencias de 1 a 3 metros. Hacia el sector sur se notan algunas interestratificaciones de ftanita.

El rumbo general es meridional con algunas variaciones, y sus inclinaciones de 45 a 50°.

CERRO PEDERNAL
Los Berros-Pedernal-Cienaguita-Retamito (próximos a Cañada Honda).

Ubicación

Esta zona se ubica a una distancia de 70 a 80 km hacia el sur de la ciudad capital de San Juan, en el departamento Sarmiento.

Los cerros Pedernal - Pedernal de los Berros y del Medio se inician –por el norte- inmediatamente al oeste del pueblo Los Berros, para proseguir hacia el sur hasta sobrepasar el río Acequión, en una extensión de casi 30 km, en sentido noroeste-suroeste, con un ancho máximo de 8 km y una altura de 200-300 m sobre los terrenos llanos de material moderno presentes al pie oriental de las elevaciones.

La gran mayoría de los depósitos carbonáticos de esta región son de calizas. Sin embargo, en el extremo noreste del cerro Pedernal, unos 5 km al noroeste del poblado Cienaguita, se emplaza una yacencia reconocida de rocas dolomíticas que -además, de acuerdo con estudios preliminares- parecen gradar hasta extremos calizos.

YACIMIENTOS DE CALIZA

PUNTA DEL CERRO

Ubicación

En el extremo norte del cerro Los Berros, a 1 km al oeste de la población Los Berros y a 15 km de la estación embarque Cañada Honda del FC San Martín.

Empresa propietaria: F.G.H. Francisco García e Hijos.

Calidad, reservas

Caliza de buen quimismo. Datos ilustrativos SiO_2: 1 a 2%; CaO: 54% aproximadamente y MgO: 2% aproximadamente.

Las reservas aseguradas serían unas 500.000 t; aproximadamente 2.000.000 t a desarrollar.

Usos y destino del material

Para autoconsumo de la empresa propietaria, que cuenta con 8 hornos de cal. Venta a terceros para el mismo destino. Las instalaciones industriales se completan con planta de trituración, clasificación y molienda.

Sistema de explotación

Se trabaja a cielo abierto, con frentes de gran altura (de 40 a 90 m) que provocan que la evolución de la explotación vaya cerrando las posibilidades de un trabajo racional.

Posee un gran parque o cancha-mina para acopio de material calizo, por varias decenas de miles de toneladas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

Paquetes de caliza de 20 a 70 cm de espesor. De coloración gris con tono pardo rosado, en algunos sectores pigmentados superficialmente por óxidos de hierro.

Presenta intercalaciones silíceas (ftanita) y arcillosas de 5 a 10 cm de espesor.

Los bancos se disponen con rumbo norte-sur hasta N30°E y buzamiento de 85°E a vertical. Afectan el depósito carbonático sistemas de diaclasas y fracturas de dirección este-oeste, la mayoría con relleno de calcita.

SAN JORGE-EL RINCÓN

Ubicación

Cinco kilómetros al suroeste de la población Los Berros, en el faldeo noreste del cerro El Rincón y hacia la quebrada homónima.

El tramo final del acceso, desde Los Berros al yacimiento, es de unos 4 km por camino de tierra mejorado y bien mantenido.

Empresa propietaria: Zifar S.R.L.

Calidad y reservas

Caliza de muy buen quimismo, SiO_2: 0,9 a 1,5%; CaO: 54%; P y S no detectado.

Las reservas se sitúan en el orden de 2,5 millones de toneladas con carácter de aseguradas.

En el mismo yacimiento existe uno de los principales depósitos de calcita del país.

Usos y destino del material

Elaboración de cal. Molienda de calcita (del propio yacimiento). Fue proveedor de caliza para la industria siderúrgica.

Sistema de explotación

La cantera se labró en un enclave con un frente que supera el centenar de metros, piso amplio pero altura inapropiada para una explotación racional; sin escalones. Debería sufrir una severa corrección que contemple escalones y pisos adecuados.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

Calizas oscuras de grano fino, con tonalidad rosada, en gran parte pigmentada con hidróxidos de hierro. Su textura es sacaroide. Los bancos registran espesores de 20-70 centímetros. Muy inyectados por venillas, venas y vetas de calcita.

En el sector oeste y suroeste del yacimiento se aprecia una cubierta de caliza alterada, con tinciones de óxidos e hidróxidos de hierro y 2 m de detrito moderno.

La dirección de los paquetes carbonáticos es N30°E y su inclinación 65°O hasta subvertical. Los planos de diaclasamiento más comunes son verticales con rumbo este-oeste.

YACIMIENTO DE CALCITA SAN JORGE-EL RINCÓN

La calcita es un mineral común y frecuente, acompañando como ganga menas metalíferas, o bien rellenando fracturas de orden menor o diaclasas generalmente en grandes masas de calizas. La calcita molida compite fuertemente en el mercado con el producto $CaCO_3$ precipitado, elaborado por casi todas las empresas productoras de cales de gran calidad, fundamentalmente las ubicadas en la Precordillera sanjuaniana.

Tanto la región del sur sanjuanino, como la del norte de Mendoza, en la Precordillera, alojan frecuentemente pequeñas fracturas o bolsones rellenos por calcita, que son explotadas en forma menor o precaria, para luego ser entregadas a productores mayores, con equipamiento de molienda adecuado.

Entre las regiones donde es dable esperar la existencia de vetas calcíticas puras con aptitud de ser explotadas, aún en una escala ínfima, pero también en la mayor escala de operación posible, está la del sur sanjuanino. Concretamente, la extensión hacia el sur de la Sierra Chica de Zonda. Allí, el cerro Pedernal de Los Berros es quien concentra la gran mayoría de yacimientos de caliza de alta calidad, y donde se presentan, dentro de esas masas de caliza -y en todas las escalas posibles- venillas, venas y vetas de calcita de gran pureza.

En el sector norte de la cantera San Jorge-El Rincón, es notorio la presencia de una conspicua veta de calcita, de alta calidad, de rumbo este-oeste bien definido y posición vertical. Su potencia es variable entre 3 y 9 m, con una media de 4 m; extensión del arrumbamiento superior al centenar de metros y altura mayor de 40 metros.

Se trata de una calcita espática, de excepcional pureza y blancura, que se explota por medio de enormes caserones subterráneos.

Sus reservas pueden estimarse en más de 150.000 toneladas.

La producción de calcita en nuestro país alcanzó 40.000 t durante el año 1996, a partir -únicamente- de los aportes de la provincia de San Juan. El año anterior se integraba con un 80% aportado por San Juan, mientras que el resto correspondió a las provincias de Mendoza y Neuquén, estas últimas sin registros de producción durante 1996. Córdoba aporta esporádicas y menores producciones.

RETAMITO

Ubicación

Se emplaza en el extremo noreste del cerro Pedernal (campo Retamito), 3 km al noroeste de la población Cienaguita y 13 km al oeste-noroeste de la estación Retamito.

Empresa Propietaria: Carbometal S.A.

Calidad, reservas y producción

Muy buen quimismo,

SiO_2: 0,6 a 1,4%; CaO: 55% promedio; MgO: 0,2% promedio; Al_2O_3: 0,2 a 0,4%; Fe: < 0,2%; S: <0,009%; P: <0,004%.

Los ensayos tecnológicos (físicos) arrojaron buena respuesta a estudios específicos de la industria siderúrgica (ensayos de tambor y degradación después de calcinado)

Las reservas de la cantera son de gran magnitud; varias decenas de millones de toneladas con carácter de aseguradas y otro tanto indicadas e inferidas.

En la actualidad ha cesado su producción.

Usos y destino del material

Alimentación de los hornos de Carbometal para la elaboración de cal grasa, luego utilizada para la fabricación de carburo de calcio en planta ubicada en la provincia de Mendoza. En la actualidad no opera.

La producción de P.V.C. fue uno de los hechos que limitó -hasta hacer casi desaparecer- los requerimientos de carburo de calcio.

Sistema de explotación

Carbometal explotó este yacimiento desde hace más de tres décadas hasta pocos años atrás. La explotación se desarrolló a cielo abierto, con una adecuada preparación y ejecución a regla de arte minero.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

Calizas color gris claro, grano fino y textura sacaroide de la Formación San Juan (Miembro inferior) de edad ordovícica inferior. Los bancos presentan individualmente potencias entre 15 y 60 centímetros.

Presencia de intercalaciones de arcillas, ftanita (sílice) y guías cuarzosas en algunos frentes, obviables en una explotación semi-selectiva. Asimismo, surcan el paquete carbonático venillas y guías de calcita.

Estratos calizos de rumbo N30° a 35°E y buzamiento 70°-80° E hasta prácticamente la vertical.

GRUPO DE CANTERAS ENTRE LOS BERROS y DIVISADERO

Ubicación

Entre las localidades de Los Berros y Divisadero, en el extremo noreste del cerro Pedernal de Los Berros, se emplaza un grupo de canteras alineadas con dirección noreste-suroeste.

La cantera ubicada al norte de esta alineación dista 1,5 km de la población Los Berros, mientras que la más austral se localiza unos 5 km al suroeste de la misma.

Calidad y reservas

Existen escasos estudios sobre estas yacencias carbonáticas calizas; en general, sin muestreos sistemáticos.

La mayoría de las canteras de este grupo están inactivas; sólo se encuentra en tareas de explotación y producción la denominada Buena Esperanza, que elabora cales para uso siderúrgico.

Sistema de explotación

Cortes de cantera de variadas dimensiones, algunas de importancia. En general presentan frentes de alturas considerables y algo riesgosas (40 metros).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología, morfología y estructura

Bancos de caliza de espesores individuales de 40 a 70 centímetros. Coloración gris con zonas de tonalidad rojizo amarillenta debido a la tinción superficial de óxidos de hierro.

Los paquetes carbonáticos se disponen con rumbo general noreste y buzamientos de 60 a 80°NO, con características semejantes en todas estas canteras.

Las diaclasas son abundantes, en general con rumbo este-oeste e inclinación 50-80°N; se encuentran comúnmente rellenas por calcita.

En algunas canteras se observan abundantes intercalaciones de ftanita, de coloración grisácea oscura, entre los bancos de caliza, mientras que en otras las intercalaciones son de arcillas, con espesores de hasta 10 centímetros.

La cobertura estéril puede alcanzar hasta 3 m de espesor.

GRUPO DE CANTERAS ENTRE DIVISADERO Y CIENAGUITA

Ubicación

En el extremo este del cerro Pedernal, entre las poblaciones Cienaguita y Divisadero, 95 km al sur de la ciudad de San Juan, se dispone otra serie de canteras, actualmente inactivas. Son vecinas de la cantera Retamito, de Carbometal.

Calidad y reservas

No existen estudios de detalle ni se han practicado muestreos sistemáticos. Datos químicos, sólo ilustrativos: SiO_2: 2 a 3%; CaO: 52%; MgO: 1 a 2% y R_2O_3: 0,5%.

Las reservas no fueron dimensionadas, aunque pueden presumirse de poca importancia. La totalidad de estas canteras se encuentran inactivas.

Sistema de explotación

A cielo abierto. Cortes de cantera de variadas dimensiones, en general del orden de decenas de metros; algunas de ellas de explotación esporádica.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología y estructura

Bancos calizos de coloración gris medianamente oscura. Sus espesores oscilan entre 10 y 60 centímetros. Encape de materiales detríticos y arcillosos de espesores variable, en general del orden de 1 metro.

Los paquetes carbonáticos se disponen con rumbo noreste-suroeste, en ocasiones desde N10°E, e inclinación desde 30°SE hasta subverticales. Las cuatro canteras se alinean con dirección noreste-suroeste, con corridas individuales de 100 a 300 metros.

Diaclasamiento y fracturación con orientación este-oeste, inclinación 70°N, rellenas por calcita de grano bien desarrollado y también material arcilloso.

En algunas canteras se observan cavernas naturales (de origen kárstico), de regular tamaño; en ocasiones están revestidas de material aragonítico.

YACIMIENTOS DE DOLOMITA Y CALIZA

FINCA LA AUGUSTA DE J. MINETTI S. A.

Ubicación

En el extremo noreste del cerro Pedernal. Unos 5 km al noroeste del poblado Cienaguita.

Empresa Propietaria: Juan Minetti S.A.

Calidad y reservas

Se trata de una yacencia virgen. Las reservas se encuentran sin dimensionar. Podrían llegar a ser importantes, si se considera que una exploración preliminar comprendió sólo el 25 % del yacimiento.

Datos analíticos del muestreo exploratorio: SiO_2: 0,5 a 4%; MgO: 18,5 a 22%; CaO: 33 a 41% y R_2O_3: 0,2 a 1%.

En general, un quimismo relativamente alentador.

El estudio y análisis de los resultados químicos de ese muestreo sugieren que en el cuerpo de este cerro, hacia su sector más oriental, se alojan paquetes dolomíticos en los cuales un estudio más intenso (densificación del muestreo) podría poner en evidencia un material de aptitud siderúrgica.

Algunas muestras acusaron tenores elevados de sílice, pero se trata de valores con distribución errática que provienen seguramente de sectores inyectados con venillas de ftanita o pedernal.

Dentro del mismo cerro, pero en su corrida o extensión hacia el oeste, los cuerpos carbonáticos parecen gradar hacia una dolomita más calcárea, hasta una caliza magnesiana.

Por fin, siempre de acuerdo a lo que surge del resultado del muestreo comentado, resultan sectores -cinco perfiles consecutivos, lo cual conformaría unos 500 m en el frente- en los cuales los paquetes carbonáticos son decididamente calizas.

Descubrimiento y tareas de exploración

La empresa propietaria realizó trabajos preliminares de exploración (levantamiento planialtimétrico y perforaciones por 408 m con recuperación de polvos) para determinar si el material admitía como destino siderúrgico calcinación a muerte o refractarios de revestimiento de cuchara. Los trabajos tuvieron lugar durante el año 1986.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y morfología

Conformado por dolomías y dolomías calcíticas de la Formación Zonda.

En el área de la finca, que alcanza a casi 1.000 hectáreas, afloran dolomías, con intercalación de sectores cálcicos a definir con muestreos más detallados, y lentes de pedernal y arcillas. El sector explorado (sur de finca La Augusta) constituye el 25% aproximado del total de la superficie de la yacencia. En la primera exploración se detectaron sectores cálcicos.

Se trata de una estructura elongada en el sentido noroeste-sureste, en la cual desde el llano, hacia el oeste, la serranía se eleva hasta una altura máxima de 900 metros. Si bien no puede definirse la orografía como de laderas escarpadas, en algunos sectores se presentan quebradas donde se configuran pendientes bastante inclinadas.

De todas maneras, conforma una serranía característica de la Precordillera, con formas romas.

Todos los cerros circundantes están cubiertos por derrubio y pie de falda, constituido por rodados pétreos del material del propio cerro.

La cobertura vegetal es delgada y el conjunto de tierra vegetal y derrubio no supera 1 m de espesor.

La visualización geológica de una amplia ladera de más de 2 km de extensión y una altura de unos 200 a 300 m, ofrece naturalmente la posibilidad de labrar frentes de ataque escalonados como para llevar a cabo una explotación racional.

No son muy numerosas las canteras dolomíticas conocidas en el sur de la provincia de San Juan. Ésta, de comprobarse su aptitud a través de un estudio completo, podría ser una de ellas.

AGUA DE LOS PAJARITOS

Ubicación

Emplazada en la ladera sureste del cerro Pedernal, 8 km al suroeste del poblado Cienaguita.

El río Acequión corre 7 km al sur. Existe provisión subterránea de agua (pozos).

Calidad y reservas

No se practicaron estudios de detalle ni muestreos sistemáticos.

Datos ilustrativos, SiO_2: 1,10%; MgO: 18,30%; CaO: 38%; R_2O_3: 0,6%.

Las reservas no fueron determinadas. Presumiblemente escasas (inferiores a 500.000 t).

Usos y destino del material

Industria del vidrio. Fue explotada durante la década del ’70 y parte del ’80. En la actualidad se encuentra inactiva.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología, morfología y estructura

Conformado por dolomitas grises de la Formación Zonda, de grano mediano, en zonas con textura brechosa,

Caliza gris de grano fino rodea al cuerpo dolomítico y en ocasiones se intercala en el mismo.

Algunas intercalaciones de ftanita (10 a 20 cm de espesor) en general en el sector norte del afloramiento y venillas de cuarzo de espesores entre algunos milímetros y 10 centímetros.

El rumbo de los estratos es noroeste-sureste con inclinación de 70 a 80°NE.

Se trata de una pequeña elevación de 110 m de longitud y 25 m de altura, con orientación noreste-suroeste.

YACIMIENTOS EN LA PROVINCIA DE MENDOZA

Los afloramientos de rocas carbonáticas más australes de la Precordillera alcanzan al norte de la provincia de Mendoza, entre su ciudad capital y el límite con la provincia de San Juan.

Con recursos naturales abundantes, posibilidad de trabajos mineros todo el año, excelente ubicación geográfica e infraestructura regional, se han desarrollado dos canteras sobre yacimientos de calizas de la Formación San Juan, explotando un material de calidad variable, con destino a la elaboración de cemento por parte de dos grandes empresas.

Los yacimientos de mejor ubicación y calidad se desarrollan en el cerro La Cal, 18 km al norte de la ciudad capital, a unos 3 km de la estación Capdeville del FC San Martín, en el departamento Las Heras.

YACIMIENTOS DE CALIZA

CANTERA CERRO LA CAL

Calidad, reservas y producción

La cantera este es la que presenta mejor calidad de material calizo.

Su quimismo puede obtenerse de los registros de envíos a la industria siderúrgica sucedidos dos décadas atrás, SiO_2 media 2%; máxima 2,2%; mínima 1,7%. CaO oscila entre 53,5 y 55 %.

Las reservas ascienden a unos 3 millones de toneladas en la cantera este.

Empresa Propietaria: Corcemar

Usos y destino del material

Corcemar opera el yacimiento desde hace más de 4 décadas. Elabora cemento portland y cal en su planta instalada a 3 km del yacimiento, en estación Capdeville. Ha instalado en desvío propio una muy moderna estación de carguío con *stackers* y *reclaimers*, tolvas, cintas transportadoras, etc.

Proveyó a la industria siderúrgica durante parte de la década del '70.

Sistema de explotación

Cantera a cielo abierto. Adecuadamente preparada y explotada.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

Caliza de grano fino, compacta, de textura sacaroide. Su coloración es gris a pardo amarillento. Encierra guías de ftanita (sílice). Bancos de espesor entre 20 y 50 cm, afectados por la tectónica; material fracturado y triturado.

El rumbo general de los bancos es N20-30°E y su inclinación 50°E. Se destacan tres sistemas principales de diaclasamiento: N70°O con inclinación 75°S; subhorizontal; y N30-40° con inclinación subvertical.

CANTERA CERRO BLANCO

Ubicación

Inmediatamente al sur del Cerro La Cal. Empresa propietaria: Juan Minetti S.A.

Calidad y reservas

La calidad del material calizo es muy variable. Los tenores de sílice se ubican entre 0,5% y 22% SiO_2. Se trata de un material de calidad heterogénea. Las reservas globales, no acotadas por la calidad, son muy importantes, del orden de varios millones de toneladas.

Usos y destino del material

Fabricación de cemento portland en la Planta de J. Minetti S.A., instalada en Panquegua, a 7 km del yacimiento. El transporte de la planta de trituración a la planta cementera se realizaba totalmente por cablecarril; actualmente es mixto, por camiones fleteros.

Sistema de explotación

Canteras a cielo abierto. El yacimiento se explota desde hace más de 50 años.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

Asomos de caliza que sobresalen 100 a 150 m respecto de los terrenos llanos que los circundan. El material carbonático es de grano fino, coloración gris clara, con delgadas intercalaciones de ftanita, en ocasiones abundantes.

Los bancos se encuentran afectados por tres juegos de diaclasas con las siguientes direcciones: norte-sur con inclinación 50-60°E; noroeste-sureste con inclinación 40-50°S; y este-oeste con inclinación 30-35°NE.

CANTERA SALAGASTA

Ubicación

35 km al norte de la ciudad de Mendoza.

Calidad y reservas

De las cinco canteras que fueron labradas en el yacimiento para su explotación, la mejor calidad de caliza (de dos canteras) presenta el siguiente quimismo, aunque a partir de muestreos orientativos: SiO_2: 1%; CaO 53,8%; MgO 0,8%; R_2O_3 0,6%; Pérd.calc. 43%.

Las restantes canteras contienen tenores silíceos de hasta 6%.

Las reservas globales se encuentran en un orden de 6 millones de toneladas.

Usos y destino del material

Elaboración de cal. En la actualidad se encuentra inactiva.

Perteneció a SOMECA (Sociedad Mendocina de Cales).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

Dos horizontes de caliza de grano fino, con rumbo norte-sur e inclinación 50°O. La composición de la caliza es heterogénea, debido a la silicificación parcial de la masa calcárea.

La roca carbonática tiene coloración gris y parda, y la masa se encuentra surcada por venillas de calcita.

BIBLIOGRAFÍA

Armella, C., N. Cabaleri, S. Valencio y H. Panarello, 1995. Litofacies de isótopos estables de la Formación Zonda (Cámbrico superior), en el cerro La Silla, Precordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50 (1-4): 219-228.

Arroqui Langer, A. y O. Bordonaro, 1994. Potencial de magnesio de las dolomías de la Formación Zonda, Sierra de Villicúm, San Juan. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 149-151.

Astini, R., 1994. Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (1-2): 71-84.

Baldis, B. y G. Chebli, 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. *4° Jornadas Geológicas Argentinas,* 1: 47-66. Neuquén.

Baldis B., O. Bordonaro y M. Beresi, 1981. Estromatolitos, trombolitos y formas afines en el límite Cámbrico-Ordovícico del Oeste argentino. *2° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas,* 1: 19-31.

Bordonaro, O., 1980. El Cámbrico en la quebrada de Zonda, provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (1) : 26-40

Bordonaro, O., 1983. El Factor estratigráfico como control en la prospección de las Calizas y Dolomías de la Sierra Chica de Zonda, San Juan. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, San Juan,* (1): 193-203

Borrello, A., 1962. Caliza La Laja (Cámbrico medio de San Juan). *Notas de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 2: 308. La Plata.

González Bonorino, G., 1991. Evolución comparada de la Precordillera de San Juan en el Paleozoico temprano y del margen atlántico de Norteamérica en el Mesozoico-Cenozoico. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46:10-19.

Menoyo, E., 1975. Fundentes en Siderurgia. Caliza-Dolomita-Fluorita. *Instituto Argentino de Siderurgia (IAS).*

Menoyo, E. y C. J. Herrmann, 1991. Fundentes carbonáticos para siderurgia. Seminario de Información Técnica organizado por Panorama Minero. *Revista Panorama Minero,* 158.

Menoyo, E. y C. J. Herrmann, 1992. Yacencias carbonáticas argentinas; evaluación técnico económica con especial atención a Cales Siderúrgicas. *Estudio para empresas siderúrgicas.* Inédito.

Milana, J., 1993. Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 48 (3-4):283-298.

Ortiz, A. y J. Zambrano, 1981. La Provincia geológica de Precordillera Oriental. *8° Congreso Geológico Argentino,* 3: 59-74. San Luis.

Subsecretaría de Minería, 1997. Estadística Minera de la República Argentina.



CUYANIA - CHILENIA

ORDOVÍCICO:
Fajas ofiolíticas

Depósitos metasomáticos
Yacimientos de talco de Mendoza

Depósitos volcanogénicos submarinos
El yacimiento polimetálico Santa Elena, San Juan

Fallet, J. A. y E. Zanoni, 1999, Yacimientos de talco de Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 715-720, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE TALCO DE MENDOZA

Juan A. Fallet[1] y Estela Zanoni[1]

INTRODUCCIÓN

La Precordillera y Cordillera Frontal mendocinas ofrecen el marco geológico adecuado para la localización de depósitos de talco de importancia y calidad económica.

Esto ha convertido a la provincia en la principal productora de talco del país alcanzando porcentajes que han oscilado desde el 80% hasta el 90% de la producción nacional total, dependiendo esta variación de múltiples factores.

El presente informe, basado en el Plan Talco que desarrolló la provincia de Mendoza a través del Departamento de Geología, expone los resultados obtenidos de los estudios de 125 yacimientos y minas de talco ubicadas en las fajas de rocas ultrabásicas de la Precordillera y Cordillera Frontal que han arrojado reservas aproximadas (indicadas, inferidas y ocultas) que superan el millón de toneladas.

Los trabajos de laboratorio (petrográfico, mineralógico y químico) estuvieron a cargo del Departamento de Estudios Mineralógicos.

UBICACIÓN

Los yacimientos de Precordillera se ubican en el Cordón de Cortaderas y de Bonilla. El primer cordón está emplazado a aproximadamente 30 km al noreste de la localidad de Uspallata y constituye el borde oriental del valle homónimo (figura 1).

La zona se encuentra dentro de la hoja geológica 22c Ramblón, entre las siguientes coordenadas: 32º12'-32º22' L.S. y 69º10'-69º07' L.O.

Las manifestaciones mineras se ubican en los distritos La Cortaderita, Yalguaraz y Villavicencio del departamento de Las Heras.

El cordón de Bonilla se ubica a unos 20 km de la Villa de Uspallata, al que se accede por la Quebrada de Santa Elena. El sector está limitado entre las coordenadas 32º32'-32º43' L.S. y 69º15'-69º10' L.O.

Las manifestaciones mineras se ubican en el distrito Uspallata del departamento de Las Heras.

En Cordillera Frontal las manifestaciones talquíferas se localizan a 41 km al oeste de la Villa de Tupungato, distrito Salamanca y en el departamento de Tunuyán en el distrito San Pablo, a 32 km al oeste-suroeste de la Villa de Tupungato, siendo cubiertas por la Hoja Geológica 24 a-b Cerro Tupungato.

Para acceder a la faja de rocas ultrabásicas de los distritos Cortaderita-Yalguaraz se parte de la localidad de Uspallata, por la variante de Villavicencio de la Ruta 7. Esta localidad es el punto de referencia de todos los kilometrajes dados. Se llega al Ex - Puesto Policial Nº 1 recorriendo 17 kilómetros. Tomando el camino que sale al norte se llega a los afloramientos buscados. Los primeros están a 35 km (mina Segunda). Continuando por este camino y penetrando en los principales cuerpos tenemos una serie de minas de talco, asbesto y asbestina, entre las cuales mencionamos: Azul a 44 km, Corrientes a 49 kilómetros. En el distrito Yalguaraz las minas Jorgelina se encuentran a 54 km, Mirta a 58,5 km y Yudita a 65,5 kilómetros.

El acceso al distrito Uspallata-Bonilla se realiza desde la localidad de Uspallata por la quebrada Santa Elena. A la mina La Mendocina se llega luego de recorrer una distancia de 18 kilómetros. La mina Rivadavia se encuentra a 18,5 km; 21,5 km a la mina El Coloso y 19,5 km a la mina El Choique.

Para llegar a los yacimientos y minas de la zona de Bonilla se recorre, desde la misma localidad y también por

[1] *Dirección de Minería e Hidrocarburos de la Provincia de Mendoza.*

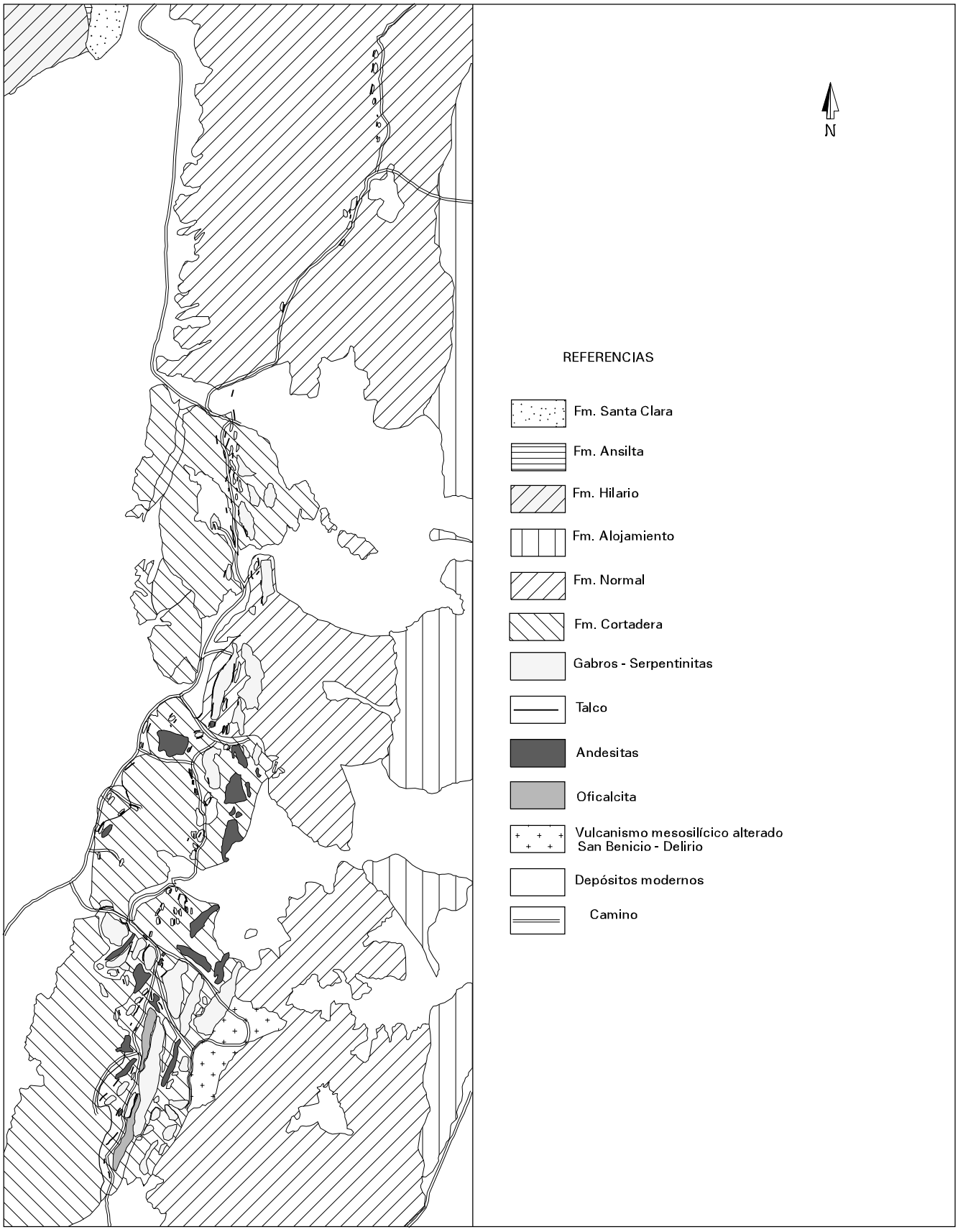


Figura 1. Geología del Cordón de Cortaderas.

la Quebrada Santa Elena, una distancia de 23,5 km para llegar al Cerro Bonilla. Luego se accede a las siguientes minas: Bonilla a 24 km el campamento y mina Sussy II a 25,5 km, María Rosa a 29,8 km y Eclipse a 35 km, entre otras.

Desde la localidad de Tupungato, camino a la estancia Silva se llega a la faja ultrabásica serpentinizada del distrito Salamanca. Luego de recorrer 20 km, hasta la mencionada estancia se toma la variante al oeste que conduce a las minas Doce Hermanos (36 km), Juan José (34 km), Matienzo (35 km), Salamanca (38 km), Punta de la Loma (38 km). La variante sur, cuya bifurcación está a 28 km de la estancia, conduce a las minas Chichí (39 km), La Torre (39,5 km), El Peón (41 km).

Al distrito San Pablo se accede desde Tupungato; al llegar a la estancia Silva se debe continuar hacia el sur, a la estancia San Pablo. Luego de pasar por este lugar se accede a la mina La Codiciada, a una distancia de 10 km de la estancia Silva. Todas las distancias están referenciadas a este lugar. Continuando el camino hacia el sur pasamos por el campamento destruído, de la empresa Bobillo Minerales, a 10,5 km, luego encontramos el campamento de la empresa Minera Tunuyán a 32 kilómetros. Las minas más importantes como La Pampa se halla a 34 km y El Pato a 36 kilómetros.

Reservas y producción

Luego de reconocer, de manera expeditiva, todas las minas mensuradas de talco que posee la provincia de Mendoza, e incluso algunos yacimientos no mensurados se logró alcanzar una apreciación bastante ajustada sobre las reservas existentes de este mineral.

El esquema de clasificación utilizado para determinar reservas en las minas de talco tuvo en cuenta el conocimiento geológico de cada yacimiento, sus evidencias, los resultados de las muestras obtenidas y que prevalezca el concepto de la existencia del mineral, al margen de las consideraciones económicas del recurso.

Así los recursos totales comprenden la suma de las reservas indicadas más las inferidas y aquellas ocultas del tipo hipotético.

También es dable aclarar que la evaluación se ha realizado yacimiento por yacimiento pero para el presente trabajo se expondrán las reservas globales por distrito.

El distrito La Cortaderita-Yalguaraz comprende las minas María Eugenia, María Teresa, Agua Dulce, La Raspa, Marisol, Celina, Juan XXIII, Azul, El Cacique, Tilito, La Pepita, Norita, Lucía Beatriz, Osvaldo, La Segunda, San Raymundo, Carolina, Juanita, Godoy, Franklin, San Antonio, Jorge, Flor de Ceibo (I, II y VI), Corrientes (I y II), Blanca, Yalguaraz (I, II y III), Hércules (I, II, III, IV y VI), Gran Capitán (I, II y III), Cerro Blanco, Santo de la Quebrada, Don José, Jorgelina, María Isabel, Don Zoilo, Manolo I, Isabel, Don Nestor, Paloma, La Escondida, La Berdeana, Don Juan, Luisa, Wali, Lorenzo III, Yoli, Agua del Burro, Yudita, Paulito y San Martín. Las reservas indicadas e inferidas alcanzan 400.000 t y las reservas ocultas, 50.000 toneladas.

El distrito Uspallata-Bonilla, involucra a las minas Don Luis, Los Chuecos, Gobernador Cano, Don Ernesto, Flor, Victoria, Salada, Salada Segunda, La Nona, La Cueva, Corina, Rivadavia, La Mendocina, San Carlos, El Coloso, El Tramojo, Alberta, Ariel, María Susana, Benito, Alcorta, María Lidia, Jagüelito, María Rosa, Susana, Carmen, Bonilla, Sarita, Susy I, Susy II, María teresa, Cema II, Eclipse I y San Felipe. Las reservas indicadas e inferidas son 280.000 t y las reservas ocultas 50.000 toneladas.

El Distrito Salamanca-San Pablo (figura 2) incluye las minas Juan José, La Martita, Chichí, Doce Hermanos, Beatriz, Tte. Matienzo, Salamanca, Alfil, Evi, La Torre, La Rica, Olga Luisa, Enroque, Benita, Pascual, Punta de la Loma, 7 de Mayo, Matilde, El Caballo, El Peón, Pilar, Peón II, La Naty, La Bety, Torre por Reina, Luis Manuel, El Pato, Dianucha, La Pampa, La Codiciada, Letty, Verónica, Gitana, Carlos Alberto, La del Medio, El Trompo y La Pampita. Las reservas indicadas e inferidas suman 300.000 t y las reservas ocultas 100.000 toneladas.

Se incorporan las reservas ocultas debido a la razonable posibilidad de su hallazgo en base a condiciones geológicas semejantes en el área donde se han trabajado y estudiado históricamente los yacimientos de talco.

Los recursos totales para la provinca de Mendoza alcanzan los 1.200.000 toneladas.

El talco es procesado en 5 plantas de molienda que se ubican en el Gran Mendoza, obteniéndose productos de distintas mallas y calidades. Es destinado principalmente a carga para insecticidas y en orden decreciente para pinturas y papel. Un porcentaje menor es usado en cerámica y porcentajes muy pequeños en farmacopea.

La producción de talco mendocino llegó a superar el 80% del total del país y fue en los últimos 50 a 60 años uno de los minerales industriales de mayor importancia de la provincia, habiendo superado en los últimos años de la década del setenta las 40.000 t anuales. Desde ese momento y al margen de picos circunstanciales las producción fue decreciendo llegar en la actualidad a las 5000 t anuales.

Hay empadronadas, para el año 1997, 109 minas y 46 manifestaciones de descubrimiento correspondiendo 111 yacimientos al departamento de Las Heras, 30 a Tupungato y 14 a Tunuyán.

En los dos últimos años, 18 yacimientos mantuvieron alguna actividad extractiva, de ellos 6 minas superaron las 500 t anuales. En el período 1993-1996 se mantienen en actividad 24, con pequeñas producciones, once en el departamento de Las Heras, once en Tupungato, y dos en Tunuyán.

Sistema de explotación

Prácticamente todos los yacimientos se han explotado a cielo abierto, a escasa profundidad. En aquellos casos que han tenido que realizar piques, socavones, galerías, éstos

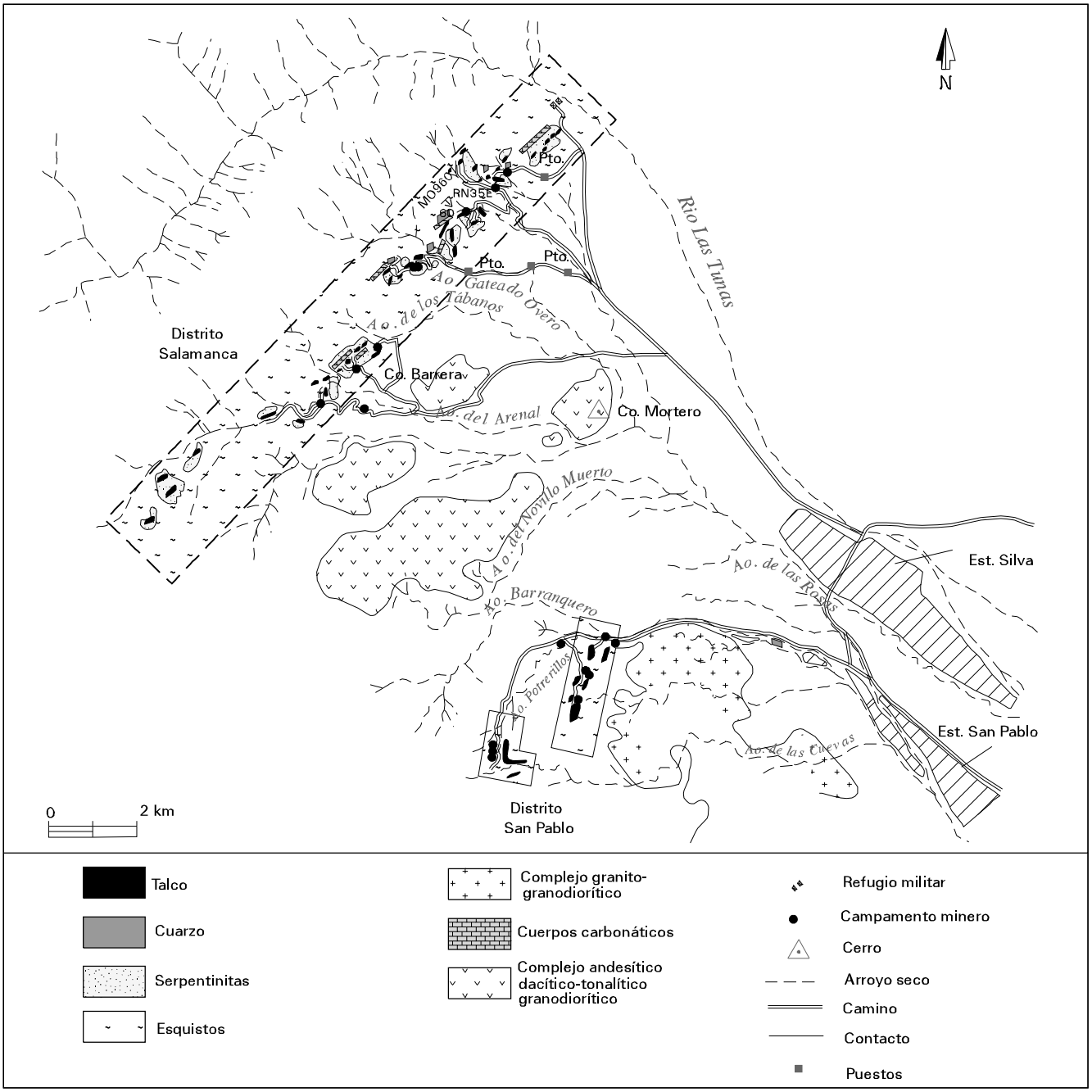


Figura 2.

no han superado los 20 m y excepcionalmente alcanzan los 60 m, como en la mina La Mendocina, donde las galerías realizadas superan los 400 m de longitud.

Clasificación, calidades y especificaciones

Comercialmente se denomina talco extra al puro al que siguen, según el proporción de pureza, el de primera, segunda e industrial. Esta diferenciación está dada, entre otros aspectos, por los grados Hunter (grado de blancura de los talcos), habiéndose fijado como límites aproximados: entre 60-68 Hunter, para talcos industriales, de 68-73 para talcos de segunda, de 73-80 para talcos de primera y por encima de este valor para talcos extras.

El talco industrial es untuoso, de color grisáceo a pardo, ya que se presenta óxido férrico dentro de su estructura. El de segunda categoría es compacto, impuro, con pátinas de hierro con disminución de su blancura. Los de primera y extra son de color blanco, verde botella claro, untuoso, sin minerales opacos, masivo, compacto y al ser partidos poseen brillo nacarado.

La asbestina es un mineral con alto porcentaje en talco, compacto, marrón claro, en el cual la tremolita es un componente importante. Se denominan talcos San Martín a

Fe_2O_3	CaO	SiO_2	MgO	Mina
0,96	0,55	61,20	30,73	Gob.Cano
0,29	1,61	61,56	31,02	Godoy
0,66	1,32	59,12	32,88	Mendocina
0,73	0,73	61,22	30,46	Mendocina
1,46	1,39	58,50	30,04	Don Ernesto
5,29	3,31	51,25	29,68	Rivadavia

Tabla 1. Composición porcentual de los talcos en las minas de Mendoza.

aquellos de tonalidades verdes oscuras y grisáceas, al ser molidos adquieren un color gris claro. Dentro de la clasificación comercial se las ubica dentro de la segunda categoría.

La esteatita es una variedad de talco puro equivalente a los que en el mercado se conocen como de primera o extra, compacto, masivo, criptocristalino y con buenas propiedades de aislación eléctrica. La saponita es otra variedad de talco, comúnmente conocida como Piedra Sapo, que posee contaminantes y correspondería a talcos de segunda. Es masiva, de color verde y blanda, por lo cual puede ser tallada Los talcoesquistos son talcos con estructura esquistosa y ricos en carbonatos, éstos pueden poseer tremolita como mineral secundario.

En los yacimientos de talco de Mendoza es muy difícil precisar calidades ya que hay mezclas de menas de gran pureza con otras, en las que las cajas (serpentínicas, calcáreas, metasedimentarias) alcanzan, porcentajes importantes, modificando las características químicas y físicas de los talcos.

La presencia del hierro, con cristales aislados o nidos de pirita o magnetita, y sus derivados, también complica la cualificación (Fe: 0,19% en Mina Yalguaraz, 0,20 % Mina Godoy, 1,59% en Mina Ariel, 3,84% en Mina Jorgelina, 4,16 % en Mina Bonilla).

Se pueden identificar zonas con talcos que muestran características similares, aunque dentro del mismo yacimiento se encuentren mezclas de talcos de primera, segunda e industriales.

La mayor parte de los talcos de Mendoza corresponden, dentro de la categorización comercial, a talcos industriales. Con porcentajes menores aparecen los talcos de segunda, con pátinas de hierro como contaminante principal.

Los talcos de primera y extra, de color verde manzana claro a blanquecino, son escasos. En cada yacimiento los porcentajes de este talco no supera el 20%, exceptuando de esto a las minas La Mendocina, Teniente Matienzo y Doce Hermanos entre otras, cuyos porcentajes son mayores.

Algunos talcos responden a fórmulas que se expresan en la tabla 1.

En la zona de Precordillera, hay talcos asbestiformes, dando como resultado talcos fibrosos, duros y astillosos, con

Fe_2O_3	Al_20_3	CaO	SiO_2	MgO	Area
4,16	4,45	0,16	53,49	28,08	Bonilla, Talco flexurado
7,73	14,22	0,97	40,19	26,54	Bonilla, Talco actinolítico

Tabla 2. Composición porcentual de los talcos en Precordillera.

tonalidades más oscuras, algunos de ellos con interesantes porcentajes de aluminio (tabla 2).

Si estas mezclas incluyen tremolita-actinolita y talco se obtiene un producto intermedio comercialmente denominado asbestina, que se adosa en forma contigua a algunos cuerpos de talco y que localizamos en la parte central de Cortaderas y en Bonilla.

La presencia de calcio, bastante abundante en la zona, también forma parte de las composiciones de los talcos y cuando sus porcentajes en las mezclas aumentan comienzan a aparecer los talcos endurecidos. La composición se indica en la tabla 3.

El talco mendocino se presenta en colores blanco, ceniza, gris claro y oscuro (talco San Martín), y en su gran mayoría, verde con tonalidades que van desde el verde manzana (talco extra) hasta un verde oscuro.

De brillo sedoso, nacarado, es untuoso al tacto salvo en las variedades asbestiformes que se vuelve áspero y astilloso.

Puede ser compacto, con una textura granular fina y generalmente de color oscuro, como el talco variedad San Martín, laminar y escamoso, especialmente cuando se mezcla con pirofilita y fibroso si lo hace con asbestos.

Suele presentar superficies teñidas por óxidos de hierro que enmascaran su color y bajan su valor comercial.

GEOLOGÍA DE LOS DISTRITOS

Precordillera

Los afloramientos de las rocas básicas y cuerpos serpentínicos alterados en talco, actinolita, crisotilo, se hallan contenidos en distintas unidades metamórficas, preponderantemente de grado bajo, que se extienden aflorando desde el límite con la provincia de San Juan hasta el curso del río Mendoza.

En la Formación Bonilla, de las Sierras de Uspallata, se emplazan la mayor parte de los cuerpos serpentiníticos alterados a talco. Esta Formación está integrada por filitas, esquistos tremolíticos, albíticos y clorítico-dolomíticos, calizas y calizas cuarzosas. En esta formación como en la Formación Farallones, compuestas por filitas y ortoanfibolitas, es abundante la presencia de pirita.

Hacia el norte, en los cordones de Cortaderas y Alojamiento, afloran importantes cuerpos de serpentinitas, también alterados en talco, emplazados en rocas metamórficas semejantes a las consideradas en las Sierras de Uspallata.

Fe_2O_3	CaO	SiO_2	MgO	Mina
0,87	4,64	59,80	28,98	Ariel
1,52	6,50	55,22	29,70	Ariel
0,51	3,44	53,60	28,68	Godoy

Tabla 3. Composición de los «Talcos endurecidos».

Allí se han descripto, dentro del Grupo Villavicencio, distintas formaciones metamórficas, una de las cuales, la Formación Cortaderas, se halla compuesta por metagrauvacas, esquistos y filitas, receptora de los cuerpos básicos y ultrabásicos metamorfizados.

Los importantes cuerpos de serpentinitas y bolsones de talco están asociados a esta formación y son la continuación, hacia el norte, de los afloramientos involucrados en las Formaciones Bonilla y Farallones.

Cordillera Frontal

En el Cordón del Plata el basamento es similar, en múltiples aspectos, a la Precordillera. La presencia de las filitas grises verdosas, los bancos de esquistos calcáreos y las metadiabasas intercaladas en las filitas tienen semejanzas con la Formación Farallones y los esquistos biotíticos granatíferos, bancos de calizas y mármoles y cuerpos serpentínicos con bolsones de talco, configuran un ambiente comparable al existente en la Formación Bonilla.

Las rocas tienen un metamorfismo asignable a la facies de anfibolitas, dado la presencia de ortosa, estaurolita y cordierita, además de biotita y almandino (Zardini, 1960).

Las rocas ultramáficas tienen formas alargadas, concordantes con la estructura regional. Los estudios y observaciones de campo, realizados por Haller y Ramos (1984) , sumado al manifiesto alineamiento regional y local de los cuerpos, permite señalar que fueron emplazados tectónicamente.

Los cuerpos se disponen alineados, lo que llevó a considerarlos como una faja de rocas ultramáficas**,** que se inicia en San Juan y se extiende, pasando por la Sierra de Cortaderas y las Sierras de Uspallata hasta la Cordillera Frontal y está constituida por peridotitas, rocas gábricas, serpentinitas y yacimientos lenticulares de talco.

Morfología

Las concentraciones de talco, tienen generalmente desarrollo horizontal, con intermitencia de 200 a 300 m y están formados por una serie de cuerpos con una extensión de 20 a 40 m (Angelelli *et al.*, 1980).

Los espesores de los depósitos oscilan entre 1 y 2 m, llegando, en algunos casos, a 6 metros. En profundidad la mineralización ha sido reconocida hasta más 70 m, por ejemplo en la mina La Mendocina.

En mina Rivadavia (Cosentino, 1968; Maiza y Hayase, 1977) el talco se dispone como cuerpos de rumbo N20° a 25°E e inclinación 45° a 75°E, y espesores entre 0,3 y 1,6 metros.

La mina La Mendocina consiste en cuerpos o vetas de talco alojados en cuerpos lenticulares de serpentinita, con rumbo general norte-sur, inclinación 35° a 45°E y una potencia entre 1,4 y 2,0 metros.

MODELO GENÉTICO

La formación de los depósitos de talco está relacionada con la alteración de los cuerpos ultrabásicos, en tres estadios. En el primero se produce la serpentinización de las rocas, en el segundo la serpentinita resultante es carbonatizada por la acción de fluidos portadoras de CO_2 y la formación de la asociación talco-carbonato. La última etapa , con el aporte de soluciones con SiO_2 y H_2O produjo la esteatización de las rocas anteriores con la extracción de Fe, Al y Mg.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Stella M. Moreiras, Jorge Alonso y Humberto Condorelli que colaboraron en la ejecución de este trabajo. A todo el personal de la repartición por el empeño puesto de manifiesto para que este trabajo concluyera de esta manera y sin cuyo esfuerzo es imposible lograr este tipo de resultados.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplcación de la Región Centro-Cuyo (provincias de Córdoba, Santiago del Estero, San Luis, Mendoza y San Juan). *Secretaría de Estado de Minería, Anales*, 19. Buenos Aires.

Cosentino, J. M., 1968. Contribución al conocimiento geológico del cordón de Bonilla (Uspallata), provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 23: 21-31. Buenos Aires

Cucchi, R. J., 1972. Geología y estructura de las Sierras de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (2): 229-248. Buenos Aires.

Haller, M. y V. Ramos, 1984. Las ofiolitas famatinianas (eopaleozoico) de las Provincias de San Juan y Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 236-259.

Harrington, J., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincias de Mendoza y San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 114, Buenos Aires.

Maiza, P. J. y K. Hayase, 1977. Estudio de las minas de talco La Mendocina y Rivadavia, departamento Las Heras, provincia de Mendoza, República Argentina. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 8: 19-32. Buenos Aires.

Zardini, R. A., 1960. Serpentinitas de la mina La Mendocina, Uspallata, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 15: 43-51. Buenos Aires.

Zappettini, E. O., M. K. de Brodtkorb y N. Pezzutti, 1999. El yacimiento polimetálico Santa Elena, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 721-724, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO POLIMETÁLICO SANTA ELENA, SAN JUAN

Eduardo O. Zappettini[1], Milka K. de Brodtkorb[2] y Norma Pezzutti[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La mina Santa Elena se ubica en el departamento Calingasta, en la margen derecha de la quebrada de Alcaparrosa, frente al hito kilómetro 128 de la Ruta Nacional 20 que unía la ciudad de San Juan con la localidad de Calingasta. Tras el corte de esa ruta, se puede acceder por el valle de Uspallata o desde San Juan hacia Jachal.

Las coordenadas del depósito son 31°20' de latitud sur y 69°25'de longitud oeste.

Leyes, reservas y producción

El yacimiento fue explotado en su zona de oxidación para extraer sulfato de hierro. La producción entre 1941 y 1974 fue de 7.000 t con una ley del 25% de FeO (Angelelli, 1984). Para 1938 Angelelli y Trelles (1938) habían cubicado 9.500 t de minerales en la zona de oxidación.

Con respecto a la mineralización polimetálica primaria, Meissl y Maidana (1983) consideran una reserva positiva-probable de 11.500 t de mineral con leyes medias de 1,84% de Pb, 2,51% de Zn, 0,08% de Cu, 83 g/t de Ag y 4,51 g/t de Au. Además estiman una reserva probable-posible de 17.500 y como mineral posible 14.500 toneladas. El tonelaje sólo se refiere a un paño de 75 m de corrida. Considerando las estructuras reconocidas las reservas geológicas podrían superar las 0,5 Mt.

De acuerdo con la reconsideración genética de la mineralización podrían esperarse volúmenes significativamente mayores.

Laboreo

Los sulfatos de hierro fueron explotados superficialmente y en trincheras. La principal labor consiste en un rajo a cielo abierto de 145 m de largo y 8 m de ancho, con un pique de 20 m de profundidad en su parte central y una galería de 22 m (Angelelli, 1984).

La mineralización primaria fue explorada mediante un pique de 30 m de profundidad y un cortaveta de 16 m de longitud a -30 metros. La galería principal tiene 168 m y dirección este-oeste.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La mina es conocida desde principios de siglo por su contenido en sulfatos de hierro y desde 1938 se reconoció su mineralización primaria (Stappenbeck, 1910; Angelelli y Trelles, 1938).

Las primeras labores datan de 1933. La mineralización primaria fue estudiada a partir de 1980 (Meissl y Maidana, 1983).

GEOLOGÍA REGIONAL

La mina Santa Elena se ubica sobre el flanco occidental de la Precordillera en el área de Calingasta.

En esta región afloran (Furque y Caballé, 1986) sedimentitas turbidíticas y pelágicas ordovícicas (Formaciones Don Polo y Alcaparrosa) a las que se asocian mantos de basaltos, en parte almohadillados. Por encima se localizan la Formación Calingasta constituida por lutita mo-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

2 CONICET. Universidad de Buenos Aires.

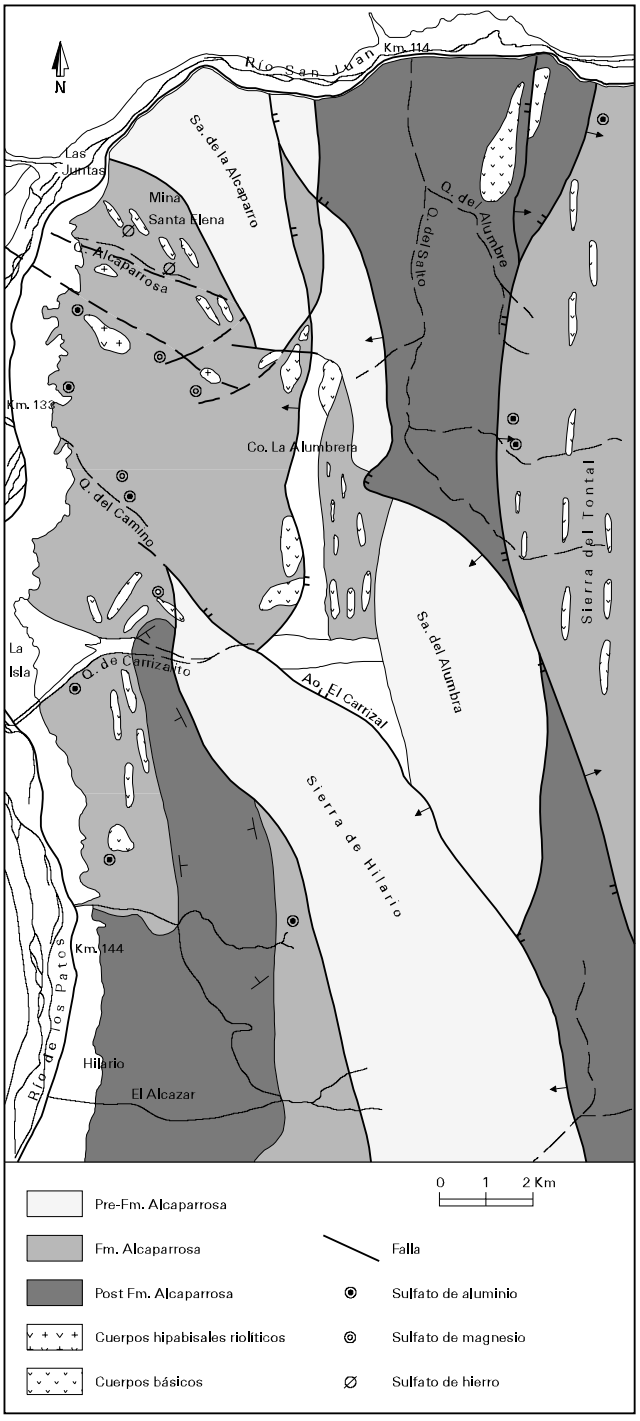


Figura 1. Bosquejo geológico de los yacimientos de sulfatos de Al, Mg y Fe (de Furque y Caballé, 1986).

radas de edad silúrica y la Formación El Planchón, correspondiente a areniscas, limolitas, conglomerados y lutitas de edad devónica. Completan la secuencia sedimentaria areniscas y conglomerados de las Formaciones del Ratón de edad carbónica y del Salto de edad pérmica inferior.

El conjunto está intruído por cuerpos subvolcánicos de composición riodacítica-monzonítica de edad pérmica que portan una escasa mineralización de Cu y Mo, datados en 267 ± 4 Ma (Sillitoe, 1977) y coincidentes con la denominada Fase Intrusiva Meso-Choiyoi (Caballé, 1986).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La estratigrafía del área de la mina corresponde a secuencias sedimentarias y volcánicas de la Formación Alcaparrosa, intruídas por secuencias subvolcánicas de pórfiros (figura 1).

En la quebrada Alcaparrosa afloran lutitas grises y limolitas verdes que constituyen bancos delgados con intercalaciones psamíticas. Esta secuencia es afectada por un importante magmatismo básico, representado por cuerpos hipabisales diabásicos (diques y filones capa) y efusiones de lavas submarinas con estructura en almohadilla. Este conjunto de basaltos es denominado Basaltos Santa Elena por Meissl y Maidana (1983).

Los mantos en almohadilla pueden alcanzar hasta 30 m de espesor. Sobre la Ruta Nacional 20 se observan típicas lavas almohadilladas cuyas almohadillas oscilan entre 0,30 y 1 metro. El rumbo de los mantos varía entre N45°O a N30° E, con buzamientos de bajo ángulo que, localmente pueden llegar a ser verticales. Como consecuencia de procesos de alteración, los afloramientos presentan una coloración pardo-rojiza. Son de composición basáltica tholeítica alcalina. Según Quartino *et al.* (1971) hay espilitas asociadas.

Los cuerpos hipabisales tiene textura diabásica típica, constituida por tablillas de plagioclasa básica, reemplazada por clorita y sericita, englobadas en cristales algo mayores de clinopiroxeno, determinando texturas ofíticas a subofíticas.

Kay *et al.* (1984) realizan análisis de trazas de los basaltos que revelan afinidad con cuencas de retroarco, sugiriendo que su génesis se vincula a un rift oceánico temprano próximo al continente (cf. Ramos *et al.*, 1984)

Es característica la presencia de bancos de chert asociados a niveles calcáreos finamente laminados en las sedimentitas de la Formación Alcaparrosa que se encuentran por encima de las lavas almohadilladas (Quartino *et al.*, 1971; Haller y Ramos, 1984).

Morfología

Las estructuras mineralizadas principales encajan en basaltos (figura 2).

Meissl y Maidana (1983) reconocen en mina Santa Elena tres corridas mineralizadas principales: Estructura Alcaparrosa, de rumbo N80°O inclinación de 60° al sursuroeste, 260 de corrida y espesores de hasta 6,5 m; Estructura Alta, de rumbo N60°E con buzamiento 63°SE y longitud de 150 m; Diagonal, de rumbo N15°E a N35°E, con buzamiento 35°ESE, extensión de 320 m y potencias de 1 a 1,5 metros. En las labores subterráneas de exploración, la mineralización excede en muchos casos la sección de las galerías, lo

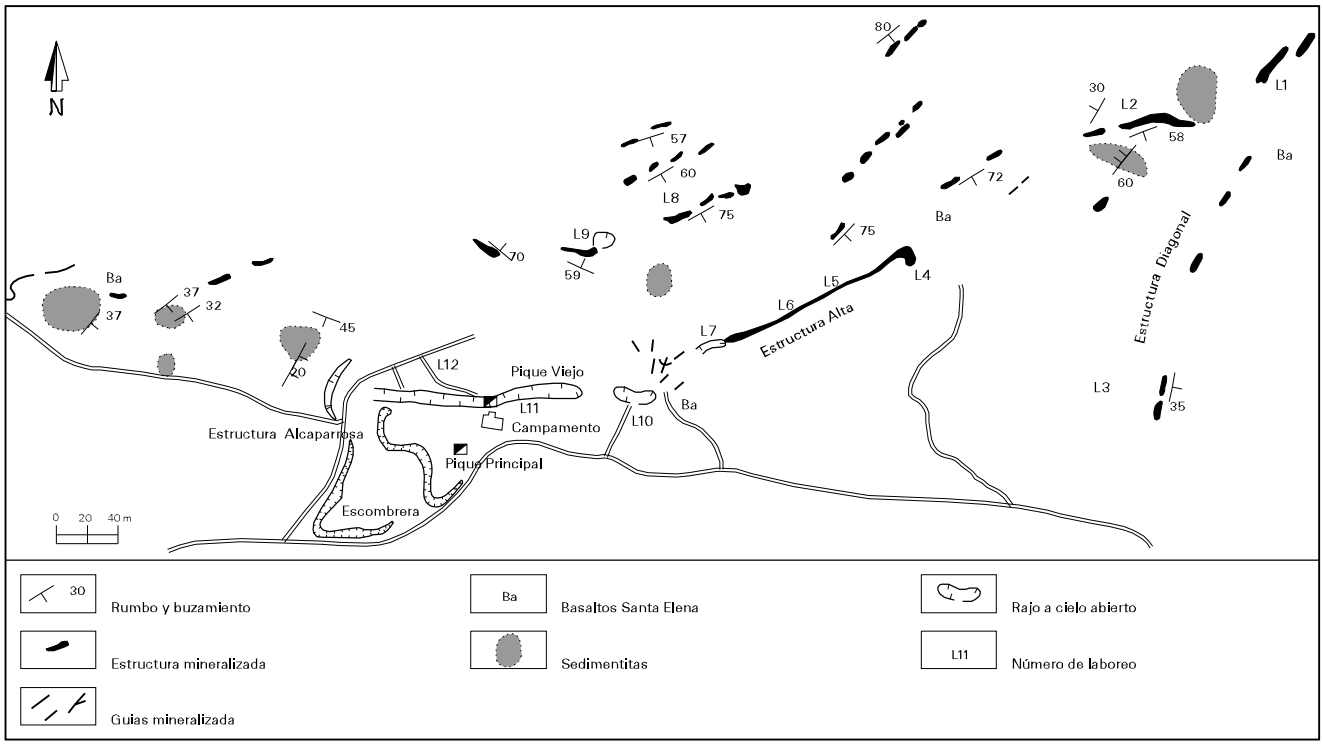


Figura 2. Mina Santa Elena. Estructuras mineralizadas (de Meissl y Maidana, 1983).

que abre interrogantes en cuanto a su morfología, sobre todo considerando que se trata de un cuerpo de sulfuros masivos.

Otras manifestaciones menores en la región corresponden a las minas Nira, localizada 1.800 m al sureste de Santa Elena y Don Daniel (Quartino *et al.*, 1971).

Alteración hidrotermal

Los basaltos se presentan propilitizados, piritizados, carbonatizados y sericitizados. En las zonas mineralizadas el basalto está brechado y los clastos presentan alteración arcillosa (illita + montmorillonita), sericítica y carbonática, con diseminación de minerales opacos.

Mineralogía

Los minerales primarios son pirita, marcasita, pirrotina, esfalerita, calcopirita, arsenopirita, galena con inclusiones de sulfosales (?) y probable bismuto nativo. La pirita es ubicua y se presenta tambien diseminada y asociada a los basaltos. Es portadora de oro. La marcasita se asocia a pirita y es muy abundante. La blenda, en dos generaciones, es atravesada por guías de arsenopirita y galena y presenta textura de desmezcla con calcopirita. La calcopirita está en parte alterada a calcosina y covelina.

Los minerales de ganga consisten en cuarzo con textura granosa y en diente de perro, carbonatos de dos generaciones, sílice amorfa muy escasa y ankerita (Angelelli, 1984). Como minerales supergénicos Meissl y Maidana (1983) citan hematita, melnikovita, calcosina, neodigenita, natroalunita, jarosita, aluminocopiapita, hexaedrita, kieserita, goethita y escorodita.

Los minerales en la zona de oxidación incluyen entre los más comunes a botriógeno, ferropallidita, copiapita, sarmientita, amarantita y fibroferrita, acompañados por cantidades menores de calingastita, eslavikita, butlerita y parabutlerita. Hay además goslarita, yeso, epsomita, pickeringita, azufre, coquimbita, voltaíta y melanterita.

Estudios isotópicos

Se realizaron análisis de δS^{34} o/oo sobre muestras de pirita y galena de la mena. La pirita arrojó un valor de + 0,2 ± 0,5 y el de galena de - 1,5 ± 0,5. Los valores, próximos a 0 se corresponden con una fuente mantélica.

Los valores isotópicos de la galena son $^{206}Pb/^{204}Pb$: 18,345, $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15,586 y $^{208}Pb/^{204}Pb$: 38,086. Los valores se corresponden con los obtenidos para las rocas proterozoicas del terreno Precordillera (Abbruzzi *et al.*, 1993). La relación $^{208}Pb/^{204}Pb$- $^{206}Pb/^{204}Pb$ coincide con el campo de los basaltos oceánicos (Wooden *et al.*, 1992). El valor de $^{207}Pb/^{204}Pb$ es algo más elevado e indicaría un reservorio mantélico heterogéneo contaminado por la interacción magma-corteza.

MODELO GENÉTICO

La génesis de estos depósitos es aún incierta y requiere mayores estudios. Quartino *et al.* (1971) proponen que la denominada faja amarilla de 6 por 1,5 km es una extensa zona de alteración que transgrede la intrusión riodacítica-

monzonítica y que la mineralización del pórfiro de cobre es similar a la de la Quebrada de Alcaparrosa. Meissl y Maidana (1983) interpretan que el distrito está formado por diferentes estructuras, rellenos de fisuras, relacionados a los intrusivos subvolcánicos de composición ácida a mesosilícica de edad pérmica conocida como Pórfiro Alcaparrosa.

Haller y Ramos (1984) vinculan la mineralización con la secuencia ofiolítica y Méndez *et al.* (1995) asocian esta mineralización a los niveles hidrotermales y exhalativos submarinos de los depósitos tipo Chipre.

En esta contribución se sugiere que la mineralización corresponde a un sulfuro masivo volcanogénico (VMS) con facies hidrotermales asociado a magmatismo básico. Aportan elementos de juicio para este modelo la presencia de pirita diseminada en los mantos de basaltos en parte almohadillados que además están silicificados y muestran una fina red de carbonatización, la existencia de bancos de chert, frecuentemente presentes en VMS en las sedimentitas superpuestas a las lavas, la paragénesis típica de depósitos VMS que se encuentra en forma de cuerpos y diseminada y vetillas que se interpretan parte de un stockwork. Finalmente la extensión de la faja amarilla de 6 km de largo y 1,5 km de ancho indica la magnitud del proceso hidrotermal. La asociación genética de la mineralización con los basaltos oceánicos es avalada por los datos isotópicos.

BIBLIOGRAFÍA

Abbruzzi, J., S. M. Kay y M. E. Bickford, 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan Province, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas,* 3: 331-339. Mendoza.

Angelelli, V., J. C. Fernández Lima, A. Herrera y L. F. Aristarain, 1970. Descripción del Mapa Metaloenético de la República Argentina. Minerales metalíferos. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 15. Buenos Aires.

Angelelli, V. y R. A. Trelles, 1938. Las alumbreras de Rodeo y Barreal y los sulfatos de hierro de la Alcaparrosa. Provincia de San Juan. *Obras sanitarias de la Nación, Boletín,* 2 (8-10): 139-158. Buenos Aires.

Angelleli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires*. La Plata.

Caballé, M. F., 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta (provincia de San Juan). *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales,* tésis doctoral inédita.

Furque, G. y M. Caballé, 1986. Descripción geológica de la Hoja 20b - Calingasta, provincia de San Juan. *Biblioteca SEGEMAR,* inédito. Buenos Aires.

Haller, M. y V. Ramos, 1984. Las ofiolitas famatinianas (eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino, (San Carlos de Bariloche), Actas,* 2: 66-83.

Kay, S. M., V. A. Ramos y R. W. Kay, 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental: basaltos de rift oceánico temprano (?) próximo al margen continental. San Carlos de Bariloche. *9º Congreso Geológico Argentino, (San Carlos de Bariloche), Actas,* 48-65.

Meissl, E. F. y M. R. Maidana, 1983. Mina Santa Elena. La Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 2: 551-566. San Juan.

Méndez, V. J. C. Zanettini y E. O. Zappettini, 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino central, República Argentina. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales,* 23. Buenos Aires.

Quartino, B. J., A. R. Zardini y A. J. Amos, 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía,* 1: 1-184. Buenos Aires.

Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. W. Allmendinger, S. M. Kay, J. M. Cortés y M. A. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas,* 2: 84-106. Buenos Aires.

Sillitoe, R. H., 1977. Permo-carboniferous upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper type mineralization in the Argentine Andes. *Economic Geology,* 72 (1): 99-109.

Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 4 (3): 3-179. Buenos Aires.

Wooden, J. L., G. K. Czamanske, R. M. Bouse, A. P. Likhachev, V. E. Kunilov y V. Lyul'ko, 1992. Pb Isotope Data indicate a complex mantle origin for the Noril'sk-Talnakh Ores, Siberia. *Economic Geology,* 87 (4): 1153-1165.



CUYANIA - CHILENIA

ORDOVÍCICO-SILÚRICO:
Secuencias de talud

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos
El yacimiento de arcilla Talacasto, San Juan
El distrito barítico de Canota, Mendoza

Depósitos residuales y de alteración
Sulfatos de aluminio, magnesio y hierro, San Juan

Perucca, J. C., 1999. El yacimiento de arcilla Talacasto, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 727-728, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE ARCILLA TALACASTO, SAN JUAN

Juan C. Perucca[1]

UBICACIÓN

Se encuentra en el departamento Ullum, al borde de la Ruta Provincial 436 que une la antigua estación Talacasto (FCG Belgrano) con Las FIores, a unos 77 km hacia el norte de la capital sanjuanina y 900 m sobre el nivel del mar. En sus proximidades se encuentra el refugio de vialidad Los Gauchos.

CALIDAD, RESERVAS, PRODUCCIÓN

El material es explotado por su alta plasticidad, aún cuando los colores en estado natural no son atractivos. No se conocen los ensayos realizados por al Empresa SC4P, pero la calidad de los productos elaborados hace suponer que estas arcillas reúnen las condiciones adecuadas según exigencias del mercado.

Las arcillas se presentan en patentes bancos subhorizontales, con colores que varían desde verde claro hasta gris negruzco, espesores visibles del orden de los 20 a 25 m, rellenando una depresión cercana al borde oriental de la precordillera. Su calidad *in situ* no es apta para la industria cerámica, pero el mineral arrancado una vez meteorizado se transforma y desmenuza paulatinamente hasta convertirse en la materia prima deseada. Existen dos tipos, el verde y el gris, que la empresa extrae alternativamente de acuerdo a la demanda del momento.

En playa mina existe un stock semipermanente del orden de las 10.000 t en proceso de meteorización, distribuido entre la roca gris y la verde en proporciones casi iguales. Es difícil estimar reservas porque no se han efectuado labores de exploración, pero se puede asignar a la cuenca un volumen del orden de las 800.000 t en concepto de recursos, valor que puede ampliarse significativamente si se realiza un adecuado plan de sondeos.

La producción en mina es irregular, respondiendo a la demanda del momento. No obstante, puede aceptarse como dato promedio, estimado, unas 500 t/mes, con intermitencias notorias ya que sólo se trata de reponer los despachos desde playa a fin de mantener el stock anual.

USOS

La arcilla fósil se explota con destino a la fabricación de placas cerámicas de revestimiento, de intenso uso en construcciones modernas. La fábrica principal se encuentra en el conurbano de la ciudad de San Juan.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

La extracción del mineral se realiza a cielo abierto, a lo largo de una gran excavación tipo zanja, de unos 120 m de largo x 20 m de alto x 30 m de ancho, con frentes de avance hacia el norte y el este, muy escaso encape estéril y buzamiento prácticamente horizontal. No ha sido posible definir la relación espacial entre la formación de color verde y la gris, pero se observa un neto predominio de la primera.

Se utilizan martillos perforadores neumáticos y pala cargadora frontal; el mineral arrancado se distribuye en pilas de 50-70 cm de alto en una gran playa nivelada al oeste de la ruta, para que por meteorización vaya pasando a un material totalmente disgregado, que mantiene sus colores originales pero pierde su consistencia rocosa. El tiempo de

[1] *Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Minería de San Juan.*

alteración de roca a arcilla deleznable es de aproximadamente un año. Posteriormente se carga a camión con la misma pala frontal y se despacha a playa fábrica, donde se dosifican las proporciones de cada color o tipo.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El yacimiento está compuesto por una roca que podría ser llamada arcilla fósil perteneciente al Grupo Tucunuco asignado al Silúrico y subdividido en la Formación La Chilca y Formación Los Espejos. Ambas formaciones están constituidas, en general, por: a) conglomerados con clastos de areniscas y calcáreos, limolitas finas en la base y areniscas finas en las partes superiores; b) lutitas y limolitas de color verde oliva, con nódulos arcillosos, intercalaciones de bancos de areniscas finas y calcáreas en alternancia de bancos que culminan con lutitas; c) alternancia regular de lutitas, areniscas y calcáreos de disposición rítmica, a veces fosilíferos.

El espesor del Grupo suele alcanzar los 400 m, de los cuales 300 m corresponden a la Formación Los Espejos, aumentando de potencia hacia el norte, donde un Miembro Inferior integrado por arcillitas y limolitas de colores verde amarillentos a amarillento verdoso y verde grisáceo, alcanza los 221 m de espesor, siempre con rumbo general meridiano.

Estructura

El modelo estructural general de la Sierra corresponde al de montaña plegada y fracturada en sus flancos orientales y occidentales, originando pilares y fosas compresionales. Los cuerpos resultantes tienen directriz tectónica norte-sur, son relativamente angostos y aparecen fracturados longitudinal y transversalmente. Elementos fundamentales en la fisonomía tectónica actual de dichos cuerpos lo constituyen las calizas de la Formación San Juan que dominaron y orientaron la deformación de las pelitas del Paleozoico inferior-medio.

Las distintas formaciones se presentan como bloques aislados, despedazados y desplazados de un bloque común, en los que se reconocen dos elementos distintivos: el sistema de plegamiento que los ha deformado y el sistema de fracturación que los afecta. Los pliegues son en general disarmónicos, con rumbos variables de norte-sur a noreste-sudoeste y amplitud de pocos metros.

Las sedimentitas del conjunto Silúrico-Devónico, en las cercanías de las masas rígidas de las calizas desarrollan formas de monoclinal con inclinaciones que van disminuyendo desde casi verticales en el contacto, hasta 40° al oeste en los afloramientos más alejados.

Los aspectos estructurales que se observan en los distintos bloques son consecuencia de diferentes episodios diastróficos que actuaron en la región, desde fines del Precámbrico y principios del Eopaleozoico. Estos episodios, que responden a otras tantas orogenias, son los responsables de los sucesivos modelados del relieve del área.

Morfología

El yacimiento se encuentra ubicado en una cuenca de relieve muy suave, adosada a los altos y abruptos cordones calcáreos de la Formación San Juan, que la limitan por el este. En el lugar los cerros son bajos y suavemente ondulados, de fácil acceso y laboreo minero sencillo. Hacia el oeste van aumentando de altura en forma progresiva y sin cambios tan violentos en sus pendientes como ocurre al este. Las quebradas principales (El Gaucho y Talacasto entre ellas) tiene todas rumbo prácticamente meridiano, son amplias y facilitan las operaciones de acceso y minado.

Etcheverry, R. O. y M. K. de Brodtkorb, 1999. El distrito barítico de Canota, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 729-732, Buenos Aires.



EL DISTRITO BARÍTICO DE CANOTA, MENDOZA

Ricardo O. Etcheverry[1] y Milka K. de Brodtkorb[2]

INTRODUCCIÓN

La mineralización del área de Canota representa la única manifestación barítica estratiforme conocida en ámbito de la Precordillera mendocina. La misma se aloja en sedimentitas ordovícicas, es concordante y singenética con estas rocas.

Ubicación

El distrito de Canota se ubica en el departamento Las Heras, aproximadamente 37 km al nornoroeste de la ciudad de Mendoza, en la estancia Canota (ex-Villavicencio), a unos 1.000 m sobre el nivel del mar. En él se localizan las minas La Victoria, Pirucha, Ramoncito y Don Manuel; esta última se encuentra cerca de la ruta que une la ciudad de Mendoza con el hotel de Villavicencio (figura 1). Sarudiansky y del Carril (1984) mencionan además otras dos manifestaciones situadas al suroeste de La Victoria (Eugenio José y Vicente), con lo cual estos depósitos se disponen a lo largo de una franja de aproximadamente 7 km de longitud.

Las coordenadas del distrito son 68°50'de longitud oeste y 32°33'/32°36'de latitud sur.

Leyes, producción y reservas

Se cuenta con información fragmentada en lo que respecta a este apartado. En Pirucha se explotaron en el orden de 30.000 t de mineral (información suministrada por Sr. Tellechea). Sarudiansky y del Carril (1984) mencionan para Pirucha una reserva medida de 13.000 t y otras 36.000 t como reserva probable, mientras que para La Victoria estiman 8.000 t entre reservas posibles y potenciales. Estos autores establecen los siguientes contenidos de sulfatos de Ba y Sr: 74,3%-0,2% (Don Manuel), 82,2%-0,3% (Pirucha) y 83,9%-0,3% (Eugenio José), respectivamente; asimismo determinan densidades de 3,91 a 4,19 kg/dm^3 para el mineral explotado.

Lavandaio (1993) establece para mina La Victoria leyes entre 75 y 85% de SO_4Ba, siendo el peso específico del material variable (3,9-4,2). De acuerdo al autor citado precedentemente la producción del distrito totalizó unas 60.000 t de mineral y sostiene además que el área presenta posibilidades de alumbrar nuevos recursos. A principios de la década del noventa la producción era de 1000 t/año, proviniendo de mina La Victoria.

Sistema de explotación

La movilización ha ocurrido particularmente en aquellos sitios donde los lentejones y mantos de baritina alcanzan mayor desarrollo. Según Lavandaio (1993) los laboreos desarrollados no son extensos, debido a la irregular distribución de los cuerpos de baritina. Pirucha y Ramoncito constituyen los sectores con más laboreos subterráneos. En Pirucha la explotación fue subterránea en dos niveles de algunas decenas de metros de longitud, desarrolladas como galerías. En el sector La Victoria el banco con baritina observa una disposición vertical, el mismo aflora en una escarpada ladera desde donde se practicaron tres socavones para su explotación. En los otros prospectos citados se extrajó el mineral a través trincheras y pequeñas labores subterráneas.

[1] CONICET. Universidad Nacional de La Plata.

2 CONICET. Universidad de Buenos Aires

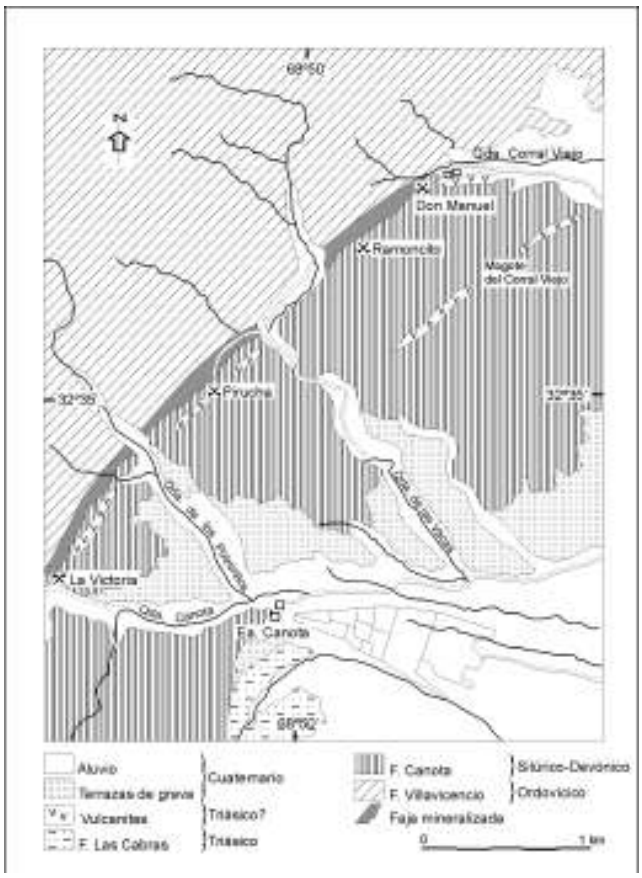


Figura 1. Bosquejo geológico.

HISTORIA DEL DISTRITO

De acuerdo a la información suministrada por el Sr. Manuel Tellechea estos depósitos fueron descubiertos por su padre, durante uno de los viajes de campaña que realizaba en compañía del naturalista Carlos Rusconi. Este distrito fue explotado desde los comienzos de la década del 50 (Pasquín, 1962; Cuerda, 1963) a irregular ritmo; el producido se destinó fundamentalmente a la industria petrolera. Estas acumulaciones monominerales han sido aprovechadas de manera irregular pues no siempre la baritina reunía la densidad requerida para los barros de inyección.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área en consideración se localiza en la estribaciones centro orientales de la unidad morfoestructural Precordillera. En este sector la misma está conformada fundamentalmente por sedimentos eopaleozoicos (lutitas oscuras y ritmitas de areniscas con pelitas gris verdosas). De acuerdo a Cuerda *et al.* (1989) la secuencia aflorante se inicia con la Formación Villavicencio, sedimentitas clásticas marinas (principalmente lutitas grises y negras), en parte dinamometamorfizadas, y con un conspícuo contenido fosilífero (graptolites) de edad llandeiliana-caradociana. En la parte superior de la misma se encuentran asociados los niveles con baritina. El ambiente de depositación representa una plataforma de baja energía y circulación restringida.

Con posterioridad se produce una importante reactivación de la cuenca debida a los movimientos de la orogenia dilhuética según Cuerda *et al.* (1989); ésta subsidencia es rellenada por una secuencia tipo flysch. La misma consiste en una sedimentación psamopelítica de disposición rítmica y coloración gris verdosa, que es asignada a la Formación Canota de edad silúrica superior-devónica. Con anterioridad se había denominado Formación Empozada a las sedimentitas ordovícicas y Formación Villavicencio a las ordovícicas-devónicas (Harrington y Benedetti, 1941, Etcheverry *et al.* 1984, Brodtkorb *et al.*, 1988) además de considerarse otra distribución areal de las mismas.

Cuerda *et al.* (1993) establecen que ambas unidades formacionales se enfrentan a lo largo de la quebrada de las Minas, reconociéndose en ella afloramientos discontinuos de un conglomerado basal con el cual se inicia la Formación Canota. Estas conglomerados presentan una textura clasto soportada, con individuos ovoidales de baritina oscura, pelitas y restos vegetales de una asociación paleoflorística, proveniente de areas continentales vecinas (se interpreta para su formación el accionar de procesos de deslizamiento vinculados a corrientes de turbidez). La secuencia clástica de la Formación Villavicencio está separada de la sucesión devónica por una discordancia erosiva o angular.

También afloran en el área depósitos triásicos representados por las sedimentitas de la Formación Las Cabras, así como filones capas de rocas atribuidas tentativamente al magmatismo triásico y que se intercalan en la secuencia sedimentaria.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

En la región afloran la Formación Villavicencio integrada por pelitas grises y negras, con bancos subordinados de calizas fétidas, como así también una sucesión rítmica de areniscas cuarcíticas y pizarras gris verdosas asignadas a la Formación Canota. Las pelitas oscuras conforman una faja alargada de rumbo noreste-suroeste a nornoreste-sursuroeste, la cual se extiende unos 4 km desde la quebrada Corral Viejo por el noreste hasta la de Canota por el suroeste (ver figura 1). Esta faja presenta un ancho máximo de 100 m en la quebrada del Corral Viejo y un mínimo de 20 m en la mina La Victoria. Las lutitas son portadoras de una graptofauna estudiada por Alfaro y Fernández (1985) de edad caradociana. Cabe hacer notar que dentro de ésta faja pelítica se interponen lentes y nódulos de baritina, objeto de explotación minera.

Estructura

Bettini (1981) realiza un análisis de los perfiles sísmicos de la zona situada entre Puesto Canota y quebrada Empozada y concluye que se trata de un sistema de bloques

imbricados con vergencia oriental, que se subhorizontaliza en profundidad.

Las lutitas poseen laminación, lajosidad y fisilidad en forma variable, orientadas en general con rumbos e inclinaciones N70°-80°E/50°S a N25°E/subvertical al nornoroeste. En el flanco norte de la quebrada Corral Viejo, las pelitas de la Formación Villavicencio se sobreponen por una falla subvertical a la Formación Canota mientras que en el sector sur los terrenos de esta formación se sobreyacen mediante contacto normal a las pelitas caradocianas.

Con respecto a la estrutura local, cabe mencionar que a la altura de la mina Pirucha se pueden observar plegamientos de primero y segundo orden, con longitudes de onda entre dos metros y pocos centímetros. A la fisilidad de las lutitas se sobrepone un fuerte clivaje de corte y se observan fallas oblicuas a las principales.

La estructura interna de plegamiento que afectó por igual a las sedimentitas eopaleozoicas, es atribuida por Cuerda *et al.* (1989) a los movimientos precordilleranos y/o chánicos, que actuaron al final del Devónico.

Morfología

La baritina es estratoligada, y se presenta en diversas formas: nodular, lenticular y en pequeños cristales diseminados en los bancos lutíticos. Los nódulos son el tipo de morfología dominante; tienen forma elipsoidal a subesferoidal, con una relación largo:ancho:espesor de 1,25:1:0,3 hasta 1,5:1:0,8. Los tamaños más frecuentes son los de 15 a 20 cm de largo, aunque se han encontrado otros desde 50 hasta 2 cm de diámetro. Presentan dos diferentes texturas de cristalización interna. La primera es homogénea con granos de 0,3 a 0,4 mm, mientras que la segunda presenta una gradación de grano fino en el núcleo creciendo los cristales hacia el borde en donde suelen tener hábito espático y 5 mm de largo. Generalmente estos nódulos están a su vez rodeados por pequeños cristales a modo de halo, que se amoldan a la forma del nódulo. Los nódulos se encuentran distribuidos en forma planar dentro de las lutitas. Los cristales de baritina, de pocos milímetros de lado, además de encontrarse circundando a algunos nódulos, también suelen encontrarse aglutinados en capas dentro de las lutitas.

Las lentes se presentan en dos tamaños: de 5 a 30 cm de potencia y largos de 1 a 8 m, y otros potentes bancos de 1 a 5 m y largos de 15 a 20 metros. En Pirucha y La Victoria conforman bancos lentiformes, de terminaciones ojivales, subverticales y de posición concordante. Estos fueron explotados en número de tres en la mina La Victoria y 7 en Pirucha. En estos bancos es frecuente encontrar en el piso y techo camadas de nódulos, al igual que en el depósito Vide de Alba, Zamora-España (Moro Benito y Arribas Moreno, 1981).

En Don Manuel el banco aflorante está conformado por nódulos y algunos niveles (5 a 10 cm de espesor) de cristalitos de SO_4Ba que alternan con otros sólo pelíticos. En Ramoncito se agregan finas lentes de algunos centímetros de ancho y metros de largo.

Mineralogía

La baritina es de color negro debido al contenido de sustancia orgánica y se presenta con hábito cristalino, espático o microcristalino. Su peso específico es bajo, entre 3,97 y 4,15 debido a una apreciable cantidad de arcillas que han quedado entrampadas durante la formación diagenética de nódulos y bancos.

Se observan también pirita, en mucha menor cantidad calcopirita en lutitas y limonitas (oxidación de pirita) que está siempre presente. En la superficie de los nódulos se reconoce una asociación mineral de coloración blanquecina, integrada por illita, jarosita, yeso y alunita.

Geoquímica, análisis isotópicos.

Se han realizado análisis químicos al mineral de un: nódulo de la mina La Victoria (A), banco de la misma mina (B) y nódulo de Don Manuel (C), los resultados obtenidos se presentan en la tabla 1.

De su análisis se desprende un alto contenido en BaO y bajos tenores en SrO, CaO y SiO_2. Brodtkorb *et al.* (1988) realizan determinaciones acerca del contenido de elementos minoritarios y trazas presentes en la baritina y establecen una anomalía negativa en Eu (característica de baritinas de origen marino).

También se hicieron estudios isotópicos de Sr y S. Los análisis de $^{87}Sr/^{86}Sr$ señalan al estroncio proveniente de un mar ordovícico y los análisis de $\delta^{34}S$, que fueron realizados en un nódulo del prospecto Don Manuel y otro de Ramoncito, muestran dos composiciones diferentes. El primero un valor de 61,0‰ en el núcleo y 35‰ en los bordes y el segundo 36‰ en el centro y 27,3/33,4‰ en los bordes. La inhomogeneidad de la distribución de los isótopos mues-

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	SrO	P_2O_5
A	0,60	0,05	0,50	0,25	0,09	0,25	0,08	0,10	0,38	57,50	0,20	0,30
B	0,80	0,05	0,50	0,10	0,05	0,20	0,20	0,10	0,40	55,20	0,35	0,15
C	0,40	0,05	0,50	0,08	0,10	0,22	0,10	0,10	0,35	60,00	0,30	0,20

Tabla 1. Análisis químico de diferentes baritinas.

tran que el ambiente fue cambiante durante la formación del nódulo. Asimismo la elevada concentración de δ^{34} sugiere la reducción del sulfato a través de bacterias (Brodtkorb *et al.*, 1988).

MODELO GENÉTICO

La mena es estratoligada y concordante, la baritina sigue la estructura del tramo de la secuencia ordovícica expuesta a lo largo de varios kilómetros, pudiéndose definir un origen sedimentario diagenético. No se reconoce ningún control tectónico evidente. El crecimiento nodular se considera de origen diagenético habiendo crecido el nódulo en un barro sobresaturado de sulfato de bario. En este caso las arcillas que constituyen las lutitas se amoldaron alrededor de él. En los cristales de baritina, frecuentemente poiquilíticos, también se observa que involucraron argilominerales durante la diagénesis. Los bancos de baritina demuestran la existencia de una mayor cantidad disponible de sulfato de bario en el mar y su precipitación masiva.

El aumento del contenido de baritina desde el noreste hacia el suroeste se manifiesta en la desaparición de niveles de cristales y aparición de bancos de mayor volúmen demostrando un incremento de sulfato de bario en la cuenca marina.

Se postula que el origen del ion sulfato es marino, mientras que el bario podría deberse a una fuente volcanogénica. El volcanismo durante el Ordovícico estaba ubicado unos 80-100 km al oeste por lo que se supone la existencia de una trampa geomorfológica para la concentración de los cationes de bario.

OTRAS MANIFESTACIONES

Sarudiansky y del Carril (1984) y Lavandaio (1993) mencionan otras manifestaciones de baritina en ámbito de la Precordillera, también localizadas al oeste-noroeste de la ciudad de Mendoza en el departamento Las Heras. Consisten en un conjunto de vetas de rumbo general este-oeste, subverticales, poco potentes (0,30 a 2 m) y que no superan los 50-100 m de corrida. Las mismas se alojan de manera discordante en sedimentitas marinas del Grupo Villavicencio. La baritina de coloración blanquecina, se asocia a galena y limonitas fundamentalmente. Son vetas con elevados contenidos en sulfato de bario. Se encuentran amparadas por varias minas, entre las que se debe citar La Horqueta como el depósito más importante. Esta mina fue explotada a partir de vetas y lentes portadoras de baritina, con producciones del orden de 300 t/año (Angelelli *et al.*, 1980).

BIBLIOGRAFÍA

Alfaro, M. y R. Fernández, 1985. Una Gratofauna del Ordovícico superior (Caradociano) de Estancia Canota (Provincia de Mendoza). *Ameghiniana*, 22 (1-2): 63-67.

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19. Buenos Aires.

Bettini, F., 1981. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (4): 579-581.

Brodtkorb, M. K. de, I. Schalamuk, M. Barbieri, H. Puchelt, S. Ametrano, R. Fernández y R. Etcheverry, 1988. Nodular Barite deposits of Canota, Argentina. *Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium,* 275-286.

Cuerda, A. J, 1963. La mina de baritina Don Manuel. *Revista Minería,* 7: 27-29.

Cuerda A. J, C. Cingolani y O. Bordonaro, 1993. Las secuencias sedimentarias eopaleozoicas. En Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Ed. V. Ramos. *Relatorio*, I (3), 21-30.

Cuerda A. J, E. Lavandaio, O. Arrondo y E. Morel, 1989. Investigaciones estratigráficas en el "Grupo Villavicencio", Canota, provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (3): 356-365.

Etcheverry, R., R. Fernández, S. Ametrano, I. Schalamuk y M. K. de Brodtkorb, 1984. Distrito Barítico de Canota, provincia de Mendoza. *2º Congreso Nacional de Geología Económica,*.2: 669-682. San Juan.

Harrington, H. y J. F. Benedetti, 1941. Geología-petrografía. Investigación geológica de la sierra de Villavicencio y Mal País. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 49.

Lavandaio, E., 1993. Minerales No Metalíferos y Rocas de Aplicación. En Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Ed. V. Ramos. *Relatorio*, Capítulo 4-2, 505 – 515.

Moro Benito, C. y A. Arribas Moreno, 1981. Los yacimientos de barita estratiformes y su significado metalogenético en el contexto mundial. *Revista Tecniterrae,* 42.

Pasquin, C. L., 1962. Carpeta Técnica 1093: Minas Pirucha, Don Manuel, Ramoncito y María Isabel. *Banco Nacional de Desarrollo.* Informe inédito.

Sarudiansky, R. y F. Del Carril, 1984. Los yacimientos de baritina y celestina de la provincia de Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino,* 5: 452-473.

Cardinali, A. L., 1999. Sulfatos de aluminio, magnesio y hierro, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 733-735, Buenos Aires.



SULFATOS DE ALUMINIO, MAGNESIO Y HIERRO, SAN JUAN

Aldo L. Cardinali[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los principales yacimientos de sulfato de Al Mg y Fe de San Juan se encuentran en el departamento Calingasta en una faja de la Precordillera occidental que se encuentra entre los paralelos de 31°10´ y 31°35´ y los meridianos de 69°15´ y 69°30´; a ellos se agregan los que están localizados en La Alumbrera con coordenadas 31°23´ latitud sur y 69°50´ longitud oeste; los de Cordillera Frontal de Calingasta y cerro el Alumbre, con coordenadas 29°50´ latitud sur y 69°40´ longitud oeste.

Leyes, reservas y producción

Las leyes de las minas son muy variables, entre un 0,5 y un 5 % de contenido de los sulfatos de aluminio, hierro y magnesio, siendo sus proporciones relativas muy variables, puesto que existen minas con un predominio muy marcado en uno solo de los sulfatos o en dos de ellos, siendo raras las minas con un contenido equilibrado de los tres sulfatos.

Las reservas de mineral son abundantes, si bien no se realizó una exhaustiva cubicación hay que considerar que a la fecha se llevan mensuradas 425 minas, y que en los momentos en que se desarrollaba una intensa actividad (en la década del 70), la producción alcanzó a 54.254 t anuales de sulfatos para lo cual fue necesario explotar aproximadamente 1.000.000 t de roca mineralizada.

La producción se desarrolló en forma discontinua, controlada por un mercado de condiciones cambiantes, en el cual influían las licitaciones realizadas por el estado para proveer a sus empresas depuradoras de agua y por leyes que daban preferencia a la compra de productos de origen nacional y otras políticas proteccionistas propias de las décadas pasadas.

Usos y destinos

El principal uso y destino del sulfato de aluminio y hierro es la potabilización del agua para el consumo humano, por la propiedad de estos sulfatos que, adicionados en pequeña cantidad, puede neutralizar las cargas eléctricas que mantienen a las arcillas en suspensión cuando están en el agua. Posteriormente, las arcillas floculan y precipitan, con lo cual, el agua pierde la turbidez ocasionada por estos finos minerales y queda en condiciones de seguir el proceso, luego se agrega cloro para eliminar gérmenes.

Otro uso importante es en la curtiembre de cueros pero puede ser sustituido por compuestos de cromo que producen un mejor resultado final.

El sulfato de magnesio se utiliza en la industria farmacéutica y como fertilizante para mejorar suelos pobres en magnesio.

Sistema de explotación

El único sistema rentable de explotación fue a cielo abierto (Canteras) realizando un *open pit* cuya forma y tamaño depende de las características geológicas del yacimiento, las mayores explotaciones alcanzan 200 x 100 x 10 metros.

La explotación consiste en la voladura, por separado, del encape (que se deposita directamente en las es-

[1] *Dirección de Minería Provincial de San Juan.*

combreras) y de la roca mineralizada que es cargada en camiones y depositada, sin ningún tratamiento adicional, en piletas de hormigón que se encuentran en las inmediaciones del yacimiento. Estas piletas se llenan de agua y se deja que se disuelva el sulfato por un lapso aproximado a un día, cuando adquiere la concentración de sales deseada se procede a trasvasar el líquido a un tanque de decantación para precipitar las partículas finas, desde ese tanque se procede a enviar el líquido por tubería a una planta de tratamiento, en ella se somete al mineral disuelto a un proceso de separación del manganeso y de concentración por evaporación de agua hasta alcanzar la concentración solicitada por el comprador o hasta que cristalice y luego de efectuar la molienda se embolsa.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Los yacimientos son conocidos desde principios de siglo y se los explotó para abastecer a la industria de curtiembre de cueros (Angelelli *et al.,* 1976)

En las etapas iniciales se aprovechó la existencia de vetas de espesor aproximado al metro que eran de puro sulfato pero estas se agotaron. La introducción de maquinaria minera para la explotación a cielo abierto con bajo costo permitió que a partir de la década del 70 la producción se incrementara en muchos ordenes de magnitud, llegando a abastecer a toda la demanda nacional, a pesar que se explotaban yacimientos de baja ley.

PROPIETARIOS

Los principales concesionarios son Minera Ansilta, IMSA, Cartelone, Sulfacor, Badano, Merino, Ceras San Juan, Marimart y Minera San Felipe.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región precordillerana de Calingasta se caracteriza por presentar una secuencia marina del Paleozoico inferior con rocas básicas efusivas del Ordovícico, cubiertas por sedimentos continentales triásicos, terciarios y cuaternarios, en la región aparece un intrusivo dacítico del Pérmico (267 Ma).

En la región de Cordillera Frontal de Calingasta y de Iglesia la geología está integrada en su mayor parte por rocas ígneas pérmicas y triásicas del Grupo Choiyoi, que de manera general se lo puede sintetizar como un episodio de actividad predominantemente efusiva y piroclástica, seguido de un evento de intrusión de cuerpos con dimensiones batolíticas y, para culminar, un nuevo episodio volcánico y piroclástico. Las mencionadas rocas ígneas se encuentran sobre sedimentos marinos del Carbonífero y afectadas por algunos cuerpos hipabisales del Terciario.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

Los yacimientos de la Precordillera se encuentran en la Formación Alcaparrosa y su equivalente hacia el norte, la Formación Yerba Loca. Las litologías son: una secuencia de lutitas y limolitas marinas, ocasionalmente areniscas, de colores grises, verde oscuras y negras, intercaladas con coladas basálticas que presentan estructuras en *pillow lavas*, características de la efusión submarina.

Esta formación tiene un espesor que en algunos sectores se le asignó 2.000 m, de los cuales hasta un 40% puede estar constituido por decenas de coladas de basalto.

Es de destacar que en otras formaciones aflorantes en el área no hay yacimientos de sulfato de aluminio.

En el caso de los yacimientos de la Cordillera Frontal la litología es un pórfiro andesítico con alteración hidrotermal, tanto en La Alumbrera de Calingasta como en el Valle del Cura.

MODELO GENÉTICO

Los sulfatos presentes en la Precordillera de Calingasta e Iglesia son exógenos, originados por meteorización de las rocas de la Formación Alcaparrosa y Yerba Loca (Cardinali, 1985).

Las rocas sedimentarias que alojan la mineralización son lutitas y limolitas de talud y fondo oceánico, asociadas a coladas basálticas, propias de una zona de extensión cortical. Conjuntamente a los detritos se deposita en forma singenética pirita, por las condiciones altamente reductoras del ambiente sedimentario.

Los nódulos de pirita se asocian con marcasita, sin estructura interna y dimensiones de 2 a 30 mm de diámetro, venillas de pirita que son planas y rectas, con espesor menor a 1 mm, en algunos casos corta a la estratificación y está asociada a arsenopirita, estas venillas son originadas por removilización de los sulfuros de origen sedimentario. Las colonias framboidales son de pirita que se encuentra sobre el plano de estratificación y se origina por la acción de bacterias, los pequeños cubos de pirita se encuentran aislados y diseminados dentro de las lutitas.

La presencia de pirita es el condicionante principal para la existencia de los yacimientos, ya que bajo las condiciones climáticas de esta región, el agua meteórica oxidante altera a las piritas presentes en la roca transformándolas en sulfato de hierro, óxidos hidratados de hierro (limonitas) y libera ácido sulfúrico que al atacar a los minerales arcillosos de las lutitas forma sulfatos de aluminio y de magnesio.

La concentración en cantidades y concentraciones económicamente explotables se produce por un proceso geológico igual al que origina el enriquecimiento secundario en los yacimientos diseminados de cobre, una lixiviación de los minerales útiles en la parte superficial y su precipitación en fisuras y diaclasas a mayor profundidad.

En síntesis, los yacimientos están controlados por: la presencia de pirita en los sedimentos, la alteración de la roca en un clima extremadamente árido (porque son sales muy solubles), una velocidad de erosión que permita el enriquecimiento progresivo del yacimiento, el grado de fracturación rocosa que proporcione suficientes espacios abiertos y el confinamiento entre capas basálticas impermeables que eviten la lixiviación de los sulfatos.

Los yacimientos de Cordillera Frontal se vinculan genéticamente a alteración hidrotermal del tipo sulfato-ácido, que en la parte superior del sistema deposita alunita y es indicador de una probable mineralización de oro y plata en profundidad.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la Región Centro-Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19.

Cardinali, A., 1985. Génesis del sulfato de aluminio y formación de yacimientos económicamente explotables. *1º Jornadas sobre Geología de Precordillera, San Juan, Actas,* 1: 365-369.



CUYANIA - CHILENIA

ORDOVÍCICO-DEVÓNICO:
Arco magmático

Depósitos residuales y de alteración
Distrito uranífero Cacheuta, Mendoza
Distrito uranífero Papagayos, Mendoza

Lardone, L. E., 1999. Distrito uranífero Cacheuta, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 739-740, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO CACHEUTA, MENDOZA

Leo E. Lardone[1]

INTRODUCCIÓN

Se incluyen en este distrito unas treinta manifestaciones uraníferas sin interés económico distribuidas en un área de aproximadamente 20 km^2. La información para la elaboración del presente resumen fue obtenida principalmente de los trabajos de Belluco y Rodriguez (1957 y 1958) y Rodriguez (1960).

UBICACIÓN

El conjunto de manifestaciones nucleares está ubicado en la pendiente oriental de la Precordillera mendocina, en los departamentos de Las Heras y Luján. Distan entre 35 y 40 km de la ciudad de Mendoza entre las localidades de Alvarez Condarco y Cacheuta y próximos a la Ruta Nacional 7, por la que se accede. Los indicios se agrupan alrededor de un punto de 69º05' de longitud oeste y 33º01'30'' de latitud sur.

LEYES, RESERVAS, PRODUCCIÓN

Las leyes son en general bajas, variando entre 0,015 y 0,1 % U. No se cubicaron reservas y no hubo producción; solamente se separaron unas 45 t de mineral con una ley de 0,04% U proveniente de las labores de exploración.

HISTORIA DEL DISTRITO

Las manifestaciones fueron descubiertas por los señores Ludvik Cuzi, Lorenzo Stocco y Elio Cuzi y denunciadas en forma individual ante la Dirección General de Minería en 1957. Posteriormente fueron reunidas en dos minas nucleares, hacia el este Trampolín Luisalfel que agrupaba 11 manifestaciones y Zeus hacia el suroeste que reunía 19 indicios.

De acuerdo a la legislación vigente en ese entonces, la Comisión Nacional de Energía Atómica preparó un programa de exploración y dirigió las tareas por contrato con los propietarios. Las labores consistieron principalmente en destapes y trincheras a las que se agregaron algunos piques de poca profundidad, alcanzando hasta -20 m en la manifestación Universo y -26 m en Trinidad, cortavetas, sobrevetas y estocadas totalizando 105 m de labores.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las manifestaciones están emplazadas en un plutón granítico-granodiorítico de unos 14 x 7 km que intruye sedimentitas del Paleozoico inferior correspondientes a la Formación Villavicencio. Las rocas graníticas ocupan la mayor parte del plutón y la granodiorita forma una faja angosta que aflora en el flanco oriental. Se observan diques lamprofíricos y filones ácidos y aplitas. El granito es una roca rosada de grano mediano a grueso y en su composición predominan en orden decreciente el feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa ácida y biotita. La granodiorita es de grano fino y color gris oscuro. El diaclasamiento es mucho más abundante en la granodiorita que en el granito. La edad ha sido considerada entre carbónica y pérmica (Furque y Cuerda, 1979) asociada al magmatismo gondwánico, aunque podría ser más antiguo que este ciclo según Llambías *et al.* (1993).

El plutón está marginado hacia el este por depósitos pedemontanos y aluvionales cuartarios y recientes, y al sur y al oeste por sedimentos de la Formación Cacheuta (Triásico) y de la Formación Mariño (Terciario).

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Cuyo.*

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La mineralización uranífera se presenta como rellenos de diaclasas, vinculada siempre a óxidos de hierro, indistintamente en el granito y en la granodiorita. En los diques lamprofíricos y filones ácidos no aparece mineralización.

Estructura

Puede establecerse una diferencia en cuanto a las cualidades receptivas entre la roca de caja granítica y granodiorítica, ya que esta última ofrece una preparación estructural más favorable por su mayor diaclasamiento y fisuración. Las diaclasas, fisuras y grietas menores son generalmente paralelas y raras veces anastomosadas y ramificadas, desde muy inclinadas hasta verticales.

Morfología

Las zonas con óxidos de hierro tienen a veces hasta centenares de metros de corrida, con espesores variables entre pocos centímetros y hasta dos o tres metros, generalmente con contornos bien definidos y con efectos laterales de penetración y alteración de la masa de roca encajante que toma color rojizo. En profundidad se angostan rápidamente y las concentraciones de mineral radiactivo, de carácter bolsonero y muy espaciadas, desaparecen a los pocos metros.

Mineralogía

La mineralización uranífera a la vista está compuesta fundamentalmente por minerales secundarios. Los rellenos de diaclasas están formados principalmente por carbonatos de color crema a rojizos y por feldespatos, dentro de los cuales se observan manchas de color oscuro de pocos centímetros formados por clorita y en los que microscópicamente Brodtkorb (1968) y Remesal *et al.* (1994) ha determinado brannerita. En toda esta masa se encuentran irregularmente diseminados granos de pirita y calcopirita con sus correspondientes productos de oxidación. También se presentan fisurillas rellenas con calcita de color blanco y en menor grado guías de aragonita. Además se observa la formación de sulfatos en forma de pátinas blanquecinas como producto de alteración de la roca.

MODELO GENÉTICO

Si bien Belluco y Rodriguez, y Rodriguez (*op. cit.*) evaluaron la posibilidad de un origen hidrotermal, es probable que esta clase de depósitos corresponda al Tipo Superficial de la clasificación de Dahlkamp (1993) que incluye diseminaciones, pátinas y rellenos de zonas permeables cercanas a la superficie (fallas, fisuras, diaclasas), formados por lixiviación de uranio lábil y subsecuente redepositación bajo condiciones reductoras favorables. Es decir, podrían ser considerados como relacionados a meteorización según la clasificación del presente trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Belluco, A. E. y E. Rodriguez, 1957. Informe sobre las manifestaciones de descubrimiento de mineral nuclear: Trampolín Luisalfel, Vanguardia, Lourdes, Trinidad, Universo, Latina, Ad Libitum, América, Rancherita e Idalguía. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito. Mendoza.

Belluco, A. E. y E. Rodriguez, 1958. Informe preliminar sobre el yacimiento nuclear Zeus. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito. Mendoza.

Brodtkorb, M. K. de, 1968. Hallazgo de brannerita en la manifestación "Universo", provincia de Mendoza. *3º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 3: 93-98, Buenos Aires.

Dahlkamp, F. J, 1993. Uranium Ore Deposits. *Springer-Verlag,* Berlin Heidelberg.

Furque, G. y A. J. Cuerda, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En J.C.M. Turner (Ed.) *2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias* 1: 455-522, Córdoba.

Llambías, E. J., Kleiman, L. E. y J. A. Salvarredi, 1993. El magmatismo gondwánico. *12º Congreso Geológico Argentino* y 2º *Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio:* 53-64. Buenos Aires.

Remesal, M. B., F. M. Salani y M. K. de Brodtkorb, 1994. Mineralización hidrotermal: producto de fluidos del granito Cacheuta, Mendoza. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Publicación INREMIN,* 1: 137-144.

Rodriguez, E., 1960. Informe final del plan de exploración del yacimiento nuclear Trampolín Luisalfel. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito. Mendoza.

Lardone, L. E., 1999. Distrito uranífero Papagayos, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 741-742, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO PAPAGAYOS, MENDOZA

Leo E. Lardone[1]

INTRODUCCIÓN

Una descripción detallada de las características de los depósitos la proporciona Belluco (1956). También se obtuvo información de los trabajos de Belluco *et al.* (1974) y Vergara Bai (1992).

UBICACIÓN

El distrito Papagayos está integrado por tres pequeños yacimientos uraníferos denominados Papagayos, Soberanía e Independencia, ubicados en el departamento de Las Heras, unos 17 km directamente al oeste de la ciudad de Mendoza, entre el arroyo Papagayos y Divisadero Largo. El acceso se efectúa desde la ciudad de Mendoza, por un camino que desde las inmediaciones del Cerro de la Gloria se extiende con rumbo oeste hacia la estancia Papagayos, puesto Lima y puesto Chambón (69º00'12'' longitud oeste - 32º52'00'' latitud sur).

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

La producción del distrito (minas Papagayos y Soberanía) fue de 1.750 t de mineral con una ley estimada de 0,22% de U y un contenido fino de 4 t de U.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Todas las tareas de exploración y explotación se llevaron a cabo con herramientas manuales de avance, carga y transporte (picos, palas, barretas, mazas, etc.). El laboreo consistió en tres piques, de entre 15 y 60 m de profundidad, y galerías que totalizan unos 600 m de labores.

HISTORIA DEL DISTRITO

En 1946 los señores Demetrio Ortega y José Cabrera descubrieron minerales de uranio en las minas Soberanía e Independencia. La exploración de estos depósitos fue ejecutada entre 1947 y 1948 por la Dirección General de Fabricaciones Militares y, a partir de 1951 en forma conjunta por la Universidad Nacional de Cuyo (Escuela Superior de Ingeniería en Combustibles) y la Comisión Nacional de Energía Atómica. El yacimiento Papagayos (ex-Presidente Perón) fue descubierto y denunciado por la Universidad Nacional de Cuyo en 1951. Las actividades de exploración y explotación de estos depósitos se prolongaron hasta fines de 1955, cuando se decidió paralizar las mismas por considerarse no económica su continuidad. La totalidad de la producción mineral fue enviada para su beneficio a una planta de concentración que la Comisión Nacional de Energía Atómica tenía en la ciudad de Córdoba.

Como ya se mencionó, la exploración y explotación subterránea se realizó con medios manuales. El instrumental consistía en un par de detectores Geiger construídos por la Escuela Superior de Ingeniería en Combustibles, una lámpara de cuarzo y un emanómetro Ambronn, que se utilizó con excelentes resultados.

Cabe consignar finalmente, que si bien la producción fue sumamente modesta, tienen el mérito de ser los yacimientos en los cuales se inició la explotación sistemática de uranio en el país.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito está ubicado en una zona en la que predominan sedimentitas continentales del Triásico y Terciario. El Triásico constituye una faja de afloramientos, que fuera

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Cuyo.*

del área de los yacimientos, continúa hacia el norte en la zona de la estancia San Isidro y Cordón de Las Lajas y hacia el sur en la Quebrada de las Trancas y Cerro Melocotón. Mediante contacto tectónico limita al oeste con el Paleozoico de la Formación Villavicencio y hacia el este se superponen en discordancia erosiva las sedimentitas terciarias.

Está integrado en esta zona por las formaciones Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco (Lardone, 1971). La Formación Las Cabras está compuesta por areniscas, conglomerados y pelitas subordinadas en el miembro inferior, y aglomerados brechosos volcánicos en el miembro superior. La secuencia de la Formación Potrerillos está constituida por una alternancia rítmica integrada por psamitas y pelitas de tonalidades claras, aunque con ligero predominio de las primeras. La litología de la Formación Cacheuta es muy homogénea, representada esencialmente por lutitas negras bituminosas en la sección inferior y arcilitas gris oscuro a gris claro, macizas, en la sección superior. La Formación Río Blanco se caracteriza por la alternancia de areniscas grises y violáceas en estratos tabulares con limolitas y arcilitas de color morado.

La Formación Papagayos, base de la secuencia terciaria, comienza con un ortoconglomerado de color rojo oscuro, al que le siguen areniscas y limolitas del mismo color. La Formación Divisadero Largo, suprayacente, está compuesta por areniscas y arcilitas con intercalaciones de anhidrita y yeso en la parte inferior. Hacia arriba continúa la Formación Mariño, integrada fundamentalmente por areniscas entrecruzadas con intercalaciones conglomerádicas en la base.

Los yacimientos están emplazados en una zona de falla que pone en contacto sedimentitas de la Formación Río Blanco con la Formación Papagayos, ubicada en el ala occidental de una amplia estructura sinclinal, cuyo núcleo está formado por los sedimentos terciarios (Lardone *et al.*, 1993).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La zona de falla en la que se emplaza la mineralización, en una corrida de unos 3.500 m, está integrada por areniscas blanquecinas y arcilitas bentoníticas rojizas y verdosas, con aspecto brechoso y múltiples planos de fricción.

Estructura

Los yacimientos pueden considerarse constituídos por una faja mineralizada compuesta por dos a cuatro vetas de cuarzo principales de algunos decímetros de espesor, con un buzamiento variable entre 50º y 70º al este y noreste, como así también guías y ramificaciones delgadas que penetran la roca de caja. También forman parte de la ganga, calcita y yeso en menor cantidad. Las vetas cuarzosas muestran un aspecto cataclástico debido a movimientos posteriores.

Morfología

La distribución de la mineralización a lo largo de la faja mineralizada muestra una gran irregularidad, tanto en sentido longitudinal como así tambien en profundidad, formando de este modo bolsones con dimensiones variables entre 20 m a 80 metros.

Mineralogía

El mineral de uranio, pechblenda, aparece como pátinas de color negro en las vetas y en algunos casos en las arcilitas y areniscas que componen la roca de caja. En la zona de oxidación se ha determinado schroeckingerita, metaautunita y fosfuranilita, que se presentan como pátinas, rosetas o nódulos de color verde amarillento.

En forma subordinada se encuentran óxidos de manganeso, pirita, hematita, azurita y malaquita.

MODELO GENÉTICO

Belluco *et al.* (1974) estiman que estos depósitos tienen un origen epigenético descendente, a partir de soluciones superficiales que podrían haber lixiviado el uranio de los cuerpos proximales graníticos-granodioríticos fértiles de Cacheuta. Siguiendo el mismo criterio Lardone *et al.* (1993) los incluye en el "Tipo Superficial" de la clasificación de Dahlkamp (1993) por tratarse de pátinas y rellenos de zonas permeables cercanas a la superficie y dentro de este esquema en la "Clase Alogénica" de Mathews (l978) por presentarse en unidades rocosas que rodean al plutón primario. Es decir que, en el presente trabajo, se pueden definir como depósitos relacionados a meteorización.

BIBLIOGRAFÍA

Belluco, A. E., 1956. Las vetas de cuarzo uranífero del Yacimiento "Presidente Perón", Mendoza. *Conferencia Internacional sobre la Utilización de la Energía Atómica con Fines Pacíficos, Actas,* 6: 96-104, Naciones Unidad, Ginebra.

Belluco, A. E., J. D. Diez, C. E. Antonietti, H. Achen y C. I. Valerdi, 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de Mendoza y Neuquén. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 35-53. Buenos Aires.

Dahlkamp, F. J, 1993. Uranium Ore Deposits. *Springer-Verlag,* Berlin Heidelberg.

Lardone, L. E., 1971. Paleocorrientes en el Triásico del norte de Mendoza-Sector Puesto Chambón. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Trabajo de Licenciatura,* inédito.

Lardone, L., J. C. Meza y J. A. Salvarredi, 1993. Yacimientos uraníferos. *12º Congreso Geológico Argentino* y *2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio*: 537-542.

Mathews, G. W., 1978. Uranium occurrences in and related to plutonic igneous rocks. En D. Mickle y G. Mathews (Eds). Geologic characteristics of environments favorable for uranium deposits, GJBX-67:121-180, *Grand Junction Office, Department of Energy,* United States.

Vergara Bai, A., 1992. Antecedentes de la evolución histórica de los recursos de uranio de la región de Cuyo entre 1951-1968. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe 501, Buenos Aires.



PATAGONIA

SILÚRICO:
Secuencias de margen pasivo

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos
Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro

Zanettini, J. C. M., 1999. Los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 745-762, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS FERRÍFEROS DE SIERRA GRANDE, RÍO NEGRO

Juan C. M. Zanettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los depósitos ferríferos de Sierra Grande se ubican en el departamento San Antonio de la provincia de Río Negro, a una altura media de 280 m sobre el nivel del mar. Están contenidos en la Formación Sierra Grande, constituyendo parte de una sucesión sedimentaria en la que se individualizan cuatro sitios de interés económico conocidos como los yacimientos Rosales, Norte, Este y Sur. El primero se halla situado 11,5 km al norte, el segundo 7 km al norte, el tercero 7,5 km al sud-sudeste y el cuarto 8 km al sud-sudoeste de la localidad de Sierra Grande. Las coordenadas geográficas del Yacimiento Rosales son 41°30' 30" de latitud sur y 65°20' de longitud oeste, las del Yacimiento Norte 41°33' de latitud sur y 65°21' de longitud oeste, las del Yacimiento Este 41°40'30" de latitud sur y 65°20'15" de longitud oeste y las del Yacimiento Sur 41°40'30" de latitud sur y 65°22'15" de longitud oeste de Greenwich.

Desde Sierra Grande se accede a los yacimientos Rosales y Norte recorriendo 9,5 km hacia el norte por la ruta nacional 3 hasta la tranquera este de la estancia San Carlos, desde donde se sigue hacia el norte y el sur por huellas de tierra que recorren los depósitos. Al Yacimiento Este se arriba, desde la misma población, recorriendo 7 km hacia el sur por la ruta nacional 3 y 600 m hacia el oeste por el camino que conduce al Yacimiento Sur, el cual se sitúa, por el mismo camino, 3,5 km hacia occidente (figura 1).

Reservas, leyes y producción

De acuerdo con Valvano (1949), DEMAG (1963a), Horak (1984) y Zanettini (1993) las reservas y leyes medias del mineral en los yacimientos son las que se muestran en la tabla 1.

El Yacimiento Sur fue el único explotado, obteniéndose un concentrado con tenor de 64% a 68% Fe. En planta piloto, a partir de los residuos de concentración de hierro, se logró un concentrado de fósforo con 16% P. Entre 1972 y 1991 el depósito produjo alrededor de 13.000.000 t de mineral y desde 1978 hasta 1991 se obtuvieron 6.407.981 t de pellets (Horak, 1984; SMN, 1988, 1993; Calmels, S., com. epist. 1998) (tabla 2).

Explotación y tratamiento de la mena

Según Horak (1984) la explotación del Yacimiento Sur se realizó por labores subterráneas, definidas en base a la potencia e inclinación del manto ferrífero y a la competencia de la roca encajante, adoptándose el método de banqueo vertical desde subniveles en los sectores con inclinaciones superiores a 30°-35° y el método de socavación en los sectores con inclinaciones inferiores a las mencionadas. También se utilizó, a modo experimental, una adaptación del método de cámaras y pilares. Se construyeron más de 64.000 m de galerías, distribuidas en niveles principales cada 70 m y subniveles cada 23 m, y un pique central para evacuación del mineral; los niveles principales se conectan a un plano inclinado desarrollado en espiral hasta 432 m de profundidad, que permite el ingreso y egreso de vehículos de transporte y de carga desde y hacia la superficie.

El complejo minero del Yacimiento Sur incluye una planta de molienda en subsuelo (nivel 410 = 290 m de

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

profundidad) y en superficie las plantas de preconcentración magnética y concentración (molienda fina y flotación) para separar el contenido de fósforo y otras impurezas de la mena. Desde la planta de bombeo, por un ferroducto de 32 km de longitud, el concentrado era transportado hasta la planta de pelletización situada en Punta Colorada, sobre la costa atlántica; las instalaciones costeras comprenden, además, un puerto mineralero.

El elevado tenor de fósforo en la mena de hierro llevó a considerar la obtención de compuestos de ese elemento como subproducto. Por tal motivo se dispuso una planta piloto, que operó desde 1988, para ensayar la producción de los mismos.

Las instalaciones fueron previstas para obtener anualmente 3.000.000 t de mineral y 2.000.000 t de pellets.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y exploración

El mineral de hierro sedimentario manifiesto en el Yacimiento Sur fue descubierto en 1945 por el señor Manuel R. Novillo; y en 1948 el señor Lorenzo Rosales localizó las exposiciones del Yacimiento Rosales. Con posterioridad a ello el área con afloramientos ferríferos fue motivo de varios estudios geológicos de carácter general y detallados, efectuándose localmente prospección geofísica magnetométrica y exploración mediante trincheras en superficie y sondeos para conocimiento del subsuelo.

Los primeros reconocimientos geológicos expeditivos de la mineralización del Yacimiento Sur fueron realizados por Sgrosso (1946) para la Dirección de Minería y Geología, Angelelli (1946) para la Dirección General de Fabricaciones Militares y Herrera (1948) para el Banco de Crédito Industrial Argentino. A requerimiento de este banco, la Dirección Nacional de Geología y Minería inició la exploración de la cuenca ferrífera en 1949, continuándola por sí desde 1950 hasta 1956.

Los trabajos ejecutados fueron comunicados por Valvano (1949, 1954 y 1957). Ellos consistieron en la geología de detalle sobre los yacimientos Rosales, Norte, Este y Sur; apertura de 88 trincheras, pozos y destapes para investigar los bancos ferríferos y muestreo para estudios petrográficos, calcográficos y químicos de la mena en los yacimientos Norte, Este y Sur, en los cuales se realizaron, además, 68 sondeos a diamantina para reconocimiento de los estratos en subsuelo. Se ejecutaron también relevamientos geofísicos expeditivos y de detalle por magnetometría en los tres depósitos principales y en sectores con incógnitas buscando posibles continuidades en subsuelo. Se concluyó la labor con la cubicación de las tres yacencias mayores, aunque las tareas en general fueron más densas en el Yacimiento Sur.

La geología y estructura regional de la comarca también fue relevada durante estos trabajos y dada a conocer por Zöllner (1951) y de Alba (1960, 1964). Zöllner (1951) abrió en total 43 trincheras en el sinclinal Rosales y en las lomas Herrada, Ruta, Alfaro y del Rodeo para reconocer los bancos mineralizados.

La exploración de los depósitos continuó en 1958-60 por parte de la Dirección General de Fabricaciones Militares, la cual recibió la asistencia técnica de Naciones Unidas para el relevamiento magnetométrico de detalle de los yacimientos Sur y Este y del terreno intermedio entre ellos (Törnquist, 1959). Se realizó, además, el estudio estructural detallado de los mismos (Navarro, 1960), se aumentó la red de perforaciones de exploración y se abrieron 2 piques, uno en cada yacimiento, que permitieron determinar el límite de oxidación y esclarecer dificultades estructurales.

Desde 1961 hasta 1963 la exploración continuó a cargo de Minera Siderúrgica Patagónica Sierra Grande S.A. (MISIPA S.G.S.A.), quien contrató a distintos organismos para llevar a cabo los trabajos, siendo la empresa alemana DEMAG A.G. el principal ejecutante. Ésta efectuó el estudio geológico y estructural detallado y la evaluación económica de los yacimientos Norte, Sur y Este, sobre la base de fotografías aéreas y fotogrametría obtenidas del Instituto Fototopográfico Argentino (IFTA), el reconocimiento y muestreo de trincheras, piques y perforaciones anteriormente realizadas, ejecución de nuevos sondeos a diamantina por parte de las firmas Longyear (EE.UU) y Minera Aluminé S.A., estudios petrológicos de rocas de caja y de mena y mineralógicos por difracción de rayos X y análisis químicos de macro y microelementos por parte de Minera Aluminé S.A. y el Geological Survey Office (Krefeld).

En 1975-76, por convenio con la empresa Hierro Patagónico de Sierra Grande S.A.M. (HIPASAM), la Dirección General de Fabricaciones Militares llevó a cabo la ejecución de perfiles geológicos, sondeos a diamantina y cubicación

	RESERVAS			
	Rosales	**Norte**	**Este**	**Sur**
Medidas	10.000 t			104.000.000 t
Probables		20.000.000 t	6.000.000 t	38.000.000 t
Posibles	13.000 t	21.800.000 t	4.000.000 t	72.000.000 t
Ley % Fe	59,40	55,05	57,82	54,36 a 58,50

Tabla 1.

del bloque este del Yacimiento Norte, como también así petrografía y análisis químicos de la mena. Asimismo se hicieron perforaciones a oriente del Yacimiento Sur que permitieron reconocer el horizonte en explotación a 760 m de profundidad y aumentar las reservas posibles de ese depósito (Cozzi, 1977).

Ante la posibilidad de desarrollo de estratos ferríferos en un ámbito de mayores dimensiones a las conocidas, la Dirección General de Fabricaciones Militares convino con la Subsecretaría de Minería de la Nación la realización de trabajos de prospección en un área de 10.500 km². Ellos se efectuaron entre 1975 y 1978, siendo informados por Zanettini *et al.* (1979). Consistieron en aeromagnetometría relevada por el Servicio de Hidrografía Naval, que determinó 17 áreas anómalas, magnetometría terrestre para ubicación de las anomalías y su análisis detallado, geología regional y de detalle en las áreas anómalas, perforaciones para comprobación de las anomalías y estudios petrográficos, calcográficos y químicos de las muestras obtenidas. A modo experimental, se realizaron perfiles geofísicos de polarización inducida y resistividad en el Yacimiento Este, que dieron excelente respuesta por ser la mena magnética; los mismos métodos no arrojaron resultados en el caso de mena no magnética. Al mismo tiempo se reconoció la totalidad de la cuenca de depositación de la Formación Sierra Grande, con el objeto de definir los límites del área portadora de estratos ferríferos. Parte de estos trabajos fueron publicados por Zanettini (1981) y Rossi y Zanettini (1986).

La importancia económica de la cuenca llevó a hacer otras investigaciones. En 1977 Gelós dio a conocer sus estudios sobre el metamorfismo de contacto en el Yacimiento Sur, en 1980 Ávila publicó el análisis detallado de la estructura geológica del Yacimiento Sur, en 1991 Spalletti *et al.* consideraron el aspecto sedimentológico de la Formación Sierra Grande y en 1993 Zanettini tuvo en cuenta el contenido de tierras raras y oligoelementos en los bancos ferríferos de la cuenca y en el proceso de la planta de concentración de mineral de hierro del Yacimiento Sur.

Desde 1970 hasta 1991 la empresa Hierro Patagónico de Sierra Grande S.A.M. (HIPASAM) tuvo a su cargo la explotación del complejo minero y los trabajos de exploración detallada a los efectos de dicha finalidad.

Propietario

Los sectores de interés económico de la cuenca comprenden los yacimientos Rosales, Norte (minas San Martín y Libertad, antes mina El Triunfo), Este (mina Calfucurá, antes mina Elbio Paz) y Sur (minas Pecheca y Namuncurá, antes mina Manuel R. Novillo), que fueron propiedad de la empresa Hierro Patagónico de Sierra Grande S.A. (HIPASAM). Al concluir esta empresa su actividad en 1992, el complejo fue tomado por la provincia de Río Negro, la cual creó la empresa Hierro Patagónico Rionegrino S.A. (HIPARSA) para su administración.

	PRODUCCIÓN	
Año	**Extracción (t)**	**Pellets (t)**
1972	212.060	
1973	312.050	
1974	254.635	
1975	106.739	
1976	404.768	
1977	806.210	
1978	777.364	3.523
1979	522.790	304.291
1980	1.056.532	365.374
1981	811.765	373.662
1982	660.850	616.173
1983	657.347	546.152
1984	722.914	464.838
1985	1.094.168	561.172
1986	1.149.698	706.863
1987	736.278	450.476
1988	1.118.978	585.176
1989	1.223.309	563.494
1990	?	746.220
1991	?	120.567

Tabla 2. Datos de producción del yacimiento sur.

GEOLOGÍA REGIONAL

La comarca donde se sitúan los yacimientos se localiza en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico (figura 1).

De acuerdo con Zanettini (1981) las rocas más antiguas corresponden a las epimetamorfitas de la Ectinita El Jagüelito (Cambro-ordovícico), aflorantes al norte, este y sur de Sierra Grande.

Sobre ellas, en discordancia angular, se dispone la Formación Sierra Grande (Silúrico medio-Eodevónico), compuesta por conglomerados, areniscas, pelitas y estratos ferríferos, que se manifiesta al norte y al sur de la localidad citada.

Ambas unidades son intruidas por un cuerpo granodiorítico neopaleozoico (261 ± 5 Ma; Halpern, 1972) que integra el Granito Sierra Pailemán y se expresa en los yacimientos Norte y Sur.

En discordancia angular sobre la Formación Sierra Grande y el Granito Sierra Pailemán se encuentran sedimentitas continentales de la Formación Puesto Piris (Triásico superior), expuestas al sur del Yacimiento Este.

Las entidades señaladas son cubiertas en discordancia por el complejo volcano-sedimentario que constituye la Formación Marifil (Jurásico inferior), aflorante en la ma-

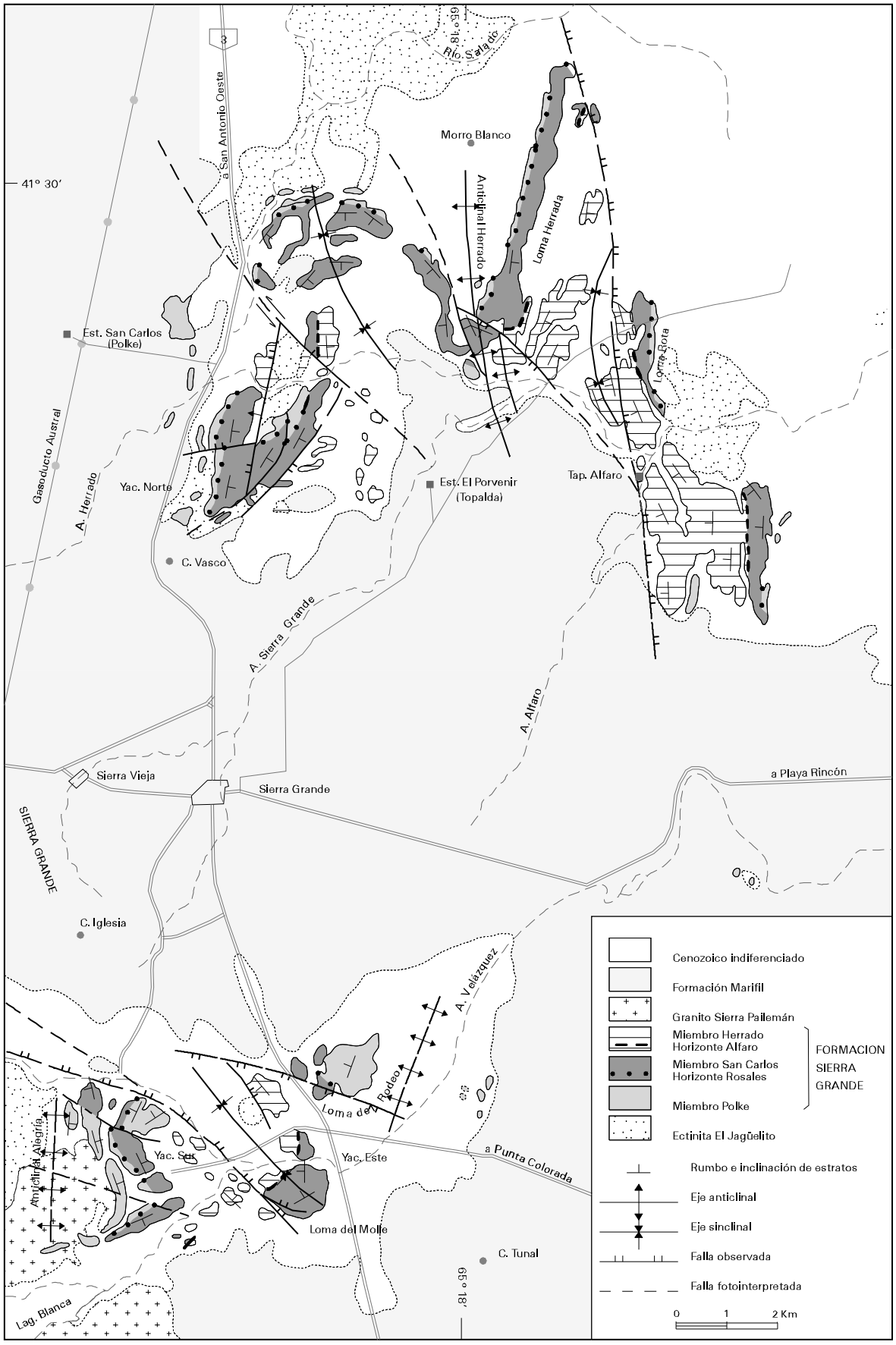


Figura 1. Geología del área Sierra Grande.

yor parte de la región; diques de esta entidad intruyen a la Formación Sierra Grande.

Finalmente se encuentran aluvios aterrazados de edad pleistocena y sedimentos coluviales, aluviales y lacustres de reciente y actual deposición.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

El sector de cuenca sedimentaria con mineral de hierro se extiende entre el arroyo Salado y la laguna Blanca (o Medina), de norte a sur, y entre la loma Alfaro y el gasoducto Austral, de este a oeste, diferenciándose, con referencia a la localidad de Sierra Grande y a los efectos descriptivos, un afloramiento Septentrional y otro Meridional. La cubierta de rocas riolíticas de la Formación Marifil ha impedido reconocer, por si misma y por su interferencia magnética, la posible existencia de estratos ferríferos entre ambos afloramientos (ver figura 1).

Ya se ha hecho referencia a las unidades litológicas aflorantes en el área de los depósitos y sus relaciones mutuas, por lo que nos atendremos específicamente a la Formación Sierra Grande que los contiene.

En su trabajo de 1981 Zanettini dividió a la Formación Sierra Grande en dos Miembros, San Carlos el inferior y Herrada el superior, a los que estimó transgresivo y regresivo respectivamente. La reinterpretación de las particularidades sedimentarias de la unidad nos lleva a considerar que son reconocibles tres Miembros coincidentes con otras tantas secuencias depositacionales, cada una de las cuales responderían a procesos de transgresión-regresión ocasionados por cambios relativos de 3er. orden del nivel del mar. Estos cambios se hallan inscriptos en un máximo nivel del mar de 2° orden, correspondiente a su vez a un superciclo de 1er. orden (Vail *et al.*, 1977). Consecuente con ello, se redefinen los límites de los Miembros antes establecidos y se postula un tercero, denominado Polke, en la parte inferior de la entidad.

En el flanco occidental del sinclinal Rosales (afloramiento Septentrional) la secuencia estratigráfica, modificada de Zanettini (1981), de arriba hacia abajo muestra:

Formaciones Marifil y Roca

----------discordancia angular----------

Formación Sierra Grande

Miembro Herrada

450 m Areniscas de grano mediano a grueso, en parte cuarcíticas, color gris claro, localmente rojizas.

80 m Areniscas de grano fino y lutitas rojizas y pardo oscuro, con intercalaciones locales, lentiformes, de cuarcitas gris claro.

10 m *Horizonte Alfaro*. Estratos lenticulares de ferrilitas cuarcíticas, separados por bancos de wackes ferríferas y lutitas arenáceas.

Miembro San Carlos

60 m Areniscas friables de grano grueso a mediano, rojizas y pardas, con intercalaciones de cuarcitas gris claro en la parte inferior.

200 m Cuarcitas de grano fino, tenaces, color gris claro a mediano, con un bandeado secundario rojizo a pardo, en estratos potentes a laminares, con algunas intercalaciones de lutitas cuarcíticas.

103 m Cuarcitas de grano fino, color gris mediano, que alternan con areniscas friables y arcilitas rojizas con micas en las superficies de estratificación; en la base de la sección se destacan cuarcitas de grano fino, masivas, color blanco. Estratificación delgada, en partes laminar.

70 m Alternancia de areniscas cuarcíticas de grano fino, friables, lutitas arenosas y arcilitas, rojizas y pardas, con intercalaciones de cuarcitas de grano fino, color gris claro a pardo mediano.

9 m *Horizonte Rosales*. Estratos de ferrilitas separados por intercalaciones estériles.

Miembro Polke

175 m Alternancia de lutitas arenosas y arcilitas micáceas, color ocre, entre las que se intercalan algunas capas de cuarcitas color ocre y pardo oscuro.

30 m Cuarcitas conglomerádicas macizas, color blanco grisáceo a verde grisáceo, con dispersión de clastos redondeados a subredondeados de cuarzo, cuarcitas y escasas filitas, de medio a un centímetro de diámetro.

----------discordancia angular----------

Ectinita El Jagüelito

Litología

La Formación se caracteriza por la abundancia de samitas que ocurren en secuencias alternadas con pelitas. Contiene, además, estratos de mineral de hierro (Zanettini, 1981; Spalletti *et al.,* 1991).

Las samitas son ortocuarcitas y areniscas definidas como cuarzosas, micáceas, ferruginosas y wackes, destacándose las cuarcitas de la parte superior del Miembro San Carlos que por su gran tenacidad sobresalen en el terreno. En general son de grano fino a mediano, con variación a grueso en el techo de los Miembros San Carlos y Herrada; el color es gris claro a oscuro y verdoso y blanco grisáceo, que se torna pardo a pardo rojizo por oxidación. Están constituidas por cristaloclastos angulosos a subredondeados de cuarzo, teniendo como minerales accesorios biotita, sericita, clorita, escaso feldespato y apatita y clastos de turmalina, circón, ftanita y filitas. La matriz es arcillo-ferruginosa o biotítico-clorítica y el cemento silíceo (cuarzo), hematítico o arcillo-ferruginoso. En las ortocuarcitas el cemento silíceo se ha depositado en continuidad cristalográfica sobre los granos clásticos.

Las areniscas transicionan a limolitas de similar composición, con variedades tales como areniscas limosas y limolitas arenosas.

Las pelitas son fangolitas, arcilitas ferruginosas y lutitas, relativamente más abundantes en el afloramiento meridional. Son de grano muy fino y colores gris claro a oscuro y verdes, que pasan a pardo y pardo rojizo por oxidación.

Se presentan como intercalaciones entre las areniscas y como secuencias potentes con ocasionales lentes de cuarcitas. Están compuestas por cuarzo pulverulento, illita-sericita, biotita, clorita, caolinita y hematita.

La base de la unidad, en el afloramiento Septentrional, se integra con variedades conglomerádicas de areniscas y cuarcitas, mientras que en el Meridional no se observa.

Los estratos de mineral de hierro son ferrilitas (*ironstones*) que se desarrollan en la base de los Miembros San Carlos y Herrada. De grano fino a mediano, adoptan forma tabular a lenticular asociándose a wackes y areniscas ferruginosas de grano fino a muy fino, interestratificadas con limolitas, fangolitas, lutitas micáceas y arcilitas ferruginosas, tabulares, con laminación delgada y, localmente, bioturbación. El conjunto constituye los horizontes ferríferos.

Spalletti *et al.* (1991) identifican ocho facies sedimentarias en la cuenca, que se ligan en cinco asociaciones principales de facies.

En el afloramiento Meridional, de acuerdo con Gelós (1977), la intrusión granodiorítica del Granito Sierra Pailemán, aflorante en las lomas Víctor y Alegría, ocasionó metamorfismo térmico que afectó la secuencia sedimentaria. Se reconocen tres zonas metamórficas: zona interna correspondiente a la facies de las corneanas piroxénicas, formada por corneanas sillimaníticas silicificadas; zona intermedia que llega a la facies de corneanas hornbléndicas, constituida por corneanas andalucíticas y andalucítica-almandínicas; zona externa correspondiente a la facies de corneanas de albita-epidoto, integrada por corneanas cuarzo-micáceas.

El contenido fosilífero principal de la Formación se halla en dos localidades situadas en el afloramiento Meridional.

En la parte norte del Yacimiento Sur, encima del Horizonte Ferrífero Rosales, se ubicaron restos de moluscos, *Chonetes* sp. y *Homalonotus* sp. (Valvano, 1957); esta fauna se enriqueció durante los trabajos de DEMAG (1963) con el hallazgo de *Clarkeia antisiensis* d'Orbigny, *Australostrophia* sp., *Parmorthis* sp., *Eotomaria* sp., *Proetus*(?) sp. y *Trimerus*(?) sp. Nuevo material paleofaunístico fue reunido por Spalletti *et al.* (1991) y estudiado por J.L. Benedetto, quien determinó bivalvos taxodóntidos, trilobites dalmanítidos y odontopléuridos y braquiópodos de tipo *Coelospira*(?), Chonetidae, Ortidos y *Phragmaphora*(?).

En el Yacimiento Este, arriba del Horizonte Ferrífero Alfaro, se encontraron *Conularia* cf. *C. quichua* Ulrich, *Bainella?* sp. y trilobites, pelecípodos y gastrópodos indeterminables (DEMAG, 1963a).

Varios de los fósiles de los yacimientos Sur y Este fueron reclasificados por Manceñido y Damborenea (1984).

En el afloramiento Septentrional solamente se han hallado tubos de *Skolithus* Haldeman encima del Horizonte Rosales del Yacimiento Norte (DEMAG, 1963a) y *cruzianas* en el techo del Miembro San Carlos en loma Alfaro (Zanettini *et al.*, 1979).

Ambiente

El estudio sedimentológico de Spalletti *et al.* (1991) sugiere que la Formación Sierra Grande se depositó en un ambiente marino abierto, poco profundo, en el que sobresalen particularidades vinculadas con oleaje y están subordinadas las características que señalan la influencia de mareas. Los autores diferencian depósitos de playa hasta parte superior de la zona de desplazamiento (conglomerados, cuarcitas), depósitos de barras submareales (cuarcitas, areniscas cuarzo-micáceas, limolitas) y depósitos de probable plataforma interior (*offshore*), con menos de 200 m de profundidad, (wackes, areniscas finas, fangolitas, lutitas, arcilitas ferruginosas, ferrilitas), con intercalación de bancos lenticulares debidos a olas de tormenta (cuarcitas).

La orientación de las estructuras sedimentarias sugieren que la linea de costa habría tenido orientación nornoreste-sursuroeste y su posición podría haber fluctuado en sentido este-oeste durante la sedimentación de la unidad. La zona proximal se evidencia a oriente del área considerada, estando ésta contenida en el ámbito distal.

Considerando el contenido paleontológico de la entidad, Müller (1965) la ubicó en el Silúrico (Wenlockiano)-devónica inferior. La reconsideración de los fósiles efectuada por Manceñido y Damborenea (1984) reafirmó la edad wenlockiana, pero se puso en duda la edad devónica por cuanto la fauna asignada a ella (*Conularia quichua*) también puede referirse al Silúrico superior. Sin embargo el nuevo material paleofaunístico colectado por Spalletti *et al.* (1991) corrobora la edad silúrica media-eodevónica.

Estructura

Regionalmente las particularidades estructurales de la Formación son pliegues y fracturas orientadas al noroeste (ver figura 1).

La entidad se halla plegada en anticlinales y sinclinales, en algunos casos cerrados y buzantes hacia el sur y sudsudeste, cuyos ejes tienen rumbos entre 315° y 355°, hasta nor-nordeste, y sus planos axiales inclinan al este. Los flancos de los pliegues poseen mediana a elevada inclinación, con similares valores de buzamiento de sus alas.

En el afloramiento Septentrional se reconocen, de este a oeste, el sinclinal Ruta, el anticlinal Herrada y el sinclinal Rosales; en el afloramiento Meridional se encuentran el sinclinal Molle y el anticlinal Alegría. Se asocian a ellos, localmente, pliegues de segundo orden, flexuras y pliegues de arrastre.

El plegamiento está afectado por fallas de primer orden, de hasta 500 m de rechazo, que provocan la exposición local del basamento epimetamórfico. Sus rumbos variables, dentro del cuadrante noroeste, responden a los sistemas Comallo y Gastre (Coira *et al.*, 1975), lo que sugiere un carácter regmático. En su mayoría son fallas inversas, con desplazamiento horizontal en algunos casos, cuyas superficies inclinan 50°-70° al nordeste y sudoeste.

El Yacimiento Norte (figura 2) se localiza en el flanco occidental del sinclinal Rosales, el cual está más disturbado que los demás pliegues del afloramiento Septentrional. Los estudios de DEMAG (1963a) señalan que el depósito está dividido en tres bloques principales por dos fallas mayores que fueron reactivadas en forma tensional, posiblemente a comienzos del Jurásico inferior ya que alojan diques riolíticos de esa edad (Formación Marifil), y exponen a la Ectinita El Jagüelito y al Granito Sierra Pailemán dando lugar a un contacto por falla con la Formación Sierra Grande. La primera separa y eleva el bloque este de los bloques oeste y sur, tiene rumbo 15° e inclinación 70°O, con desplazamiento vertical de unos 300 m en su tramo sur y mayor en su parte norte; la segunda separa y desciende el bloque oeste del bloque sur, lleva rumbo 75° e inclinación 55°N, con movimiento vertical de unos 200 metros. Los bloques están, a su vez, separados en otros menores por fallas de segundo y tercer orden con rechazos de 8 a 50 m y desplazamientos de rumbo de hasta 45 metros.

El Yacimiento Sur (figura 3) se ubica sobre el flanco oriental del anticlinal Alegría que, según Ávila (1980), presenta desplazamiento relativo de bloques, hacia el este y oeste, debido a cinco fracturas principales de orientación general este-oeste, con rechazos entre 40 m y 65 m, y otras menores de igual sentido con desplazamientos verticales entre un metro y 20 m; las superficies de falla inclinan al norte y al sur. Ellas han motivado también la formación de una subestructura anticlinal con eje este-oeste buzante 35° a 25° al este. Se encuentran también fracturas longitudinales, paralelas o casi paralelas a la estratificación, que en algunos casos están ocupadas por diques riolíticos.

En el extremo norte del depósito se observa que cambia la inclinación de los estratos sedimentarios, que de buzar 65°E pasan a hacerlo 45°O. Esta estructura es interpretada por DEMAG (1963a) como un desplazamiento de 600 m del bloque norte a lo largo de un cabalgamiento superficial, inclinado al oeste (falla Digefamil); al estar dicho bloque norte plegado en anticlinal, considera que es la nariz y el flaco occidental del anticlinal Alegría corrida sobre el flanco oriental del mismo. Ramos y Cortés (1984) sostienen que el pliegue del bloque norte, y otro menor que lo acompaña, son pliegues concéntricos ocasionados por el movimiento del bloque a lo largo de la superficie de cabalgamiento (figura 4).

De acuerdo con DEMAG (1963), el Yacimiento Este (figuras 2 y 3) se sitúa en la nariz sudeste del sinclinal Molle, cuyo eje buza de 25° a 60° NO y en el cual se reconocen pliegues secundarios y flexuras transversales al sinclinal.

La densidad de fracturación en este depósito es mayor que en el Sur. Las fallas más evidentes son transversales u oblicuas con respecto al rumbo de los estratos; con rumbos de 70° a 110° desplazan el horizonte ferrífero hacia el este, implicando así una componente de movimiento horizontal además del vertical el cual, con empinados rechazos de 20 m a 80 m, ha descendido el flanco norte.

Se destaca entre ellas la falla en que concluye el yacimiento en el extremo sur, de superficie inclinada unos 55°N y probable descenso del flanco norte con un rechazo considerable. Esta fractura, hacia el oeste, pasaría a ser paralela a la estratificación del flanco occidental del sinclinal y, según se intrepreta en aerofotografías, se correspondería con la falla que limita, en el norte, al Yacimiento Sur (falla Törnquist).

El extremo norte del depósito estaría delimitado por otra falla principal de rumbo 290°, con el flanco sur descendido; ella se interpreta en fotografías aéreas y es dificultosamente visible en loma del Rodeo.

Se observan también fallas paralelas a la estratificación de rumbos norte a noroeste, con rechazos empinados de 20 m a 70 m descendentes del flanco oriental. En la loma de los Guanacos alojan diques riolíticos, lo cual sugiere una reactivación tensional.

LOS HORIZONTES FERRÍFEROS

Zöllner (1951) consideró la existencia de tres horizontes ferríferos. El estudio realizado por DEMAG (1963 a, b) determinó que los horizontes I y III de Zöllner se correlacionan, por lo que solamente se reconocen dos cuerpos con bancos ferríferos, I y II, denominados Rosales y Alfaro (Zanettini, 1981). De acuerdo con lo expuesto por ellos, como también por Valvano (1949, 1954 y 1957), se tiene que:

HORIZONTE ROSALES

Distribución y espesores. El Horizonte Rosales se manifiesta en los afloramientos Septentrional y Meridional integrando el Miembro San Carlos. Constituye los yacimientos Rosales, Norte y Sur, habiendo sido explotado en este último (figura 1).

En el afloramiento Septentrional, en el extremo sur de loma Alfaro, se observa solamente un banco ferrífero de 30 a 55 cm de espesor; en la parte media de la misma loma fue reconocido en el subsuelo constituido por cuatro estratos ferríferos de 10 a 70 cm de potencia, areniscas y pelitas totalizando 37 m de espesor. Hacia el norte se acuña y reaparece en loma Ruta, donde se presenta un banco de mineral de hierro de 1,90 m de potencia. Al noroeste, en loma Herrada, afloran uno a dos estratos ferríferos, de 0,20 a 1,40 m de espesor, separados por areniscas acusando 24 m de potencia en total. Hacia el sur, en morro Colorado, el horizonte alcanza a 36 m compuesto por areniscas, pelitas y dos bancos de mena de 0,20 a 1,60 m de potencia. Estos mantos ferríferos se acuñan hacia el noroeste y en la nariz del sinclinal Rosales se manifiestan dos a cinco estratos de 30 a 50 cm de espesor, que con las intercalaciones estériles totalizan 17 m de potencia.

Hacia el sudoeste, en el Yacimiento Rosales, el horizonte llega a 20 m de espesor y contiene uno a dos bancos ferríferos lentiformes, de 10 a 60 m de longitud y 5 a 12 m de potencia, separados por areniscas y pelitas.

Al sur, donde se sitúa el Yacimiento Norte, en unos 2.550 m de longitud correspondientes a los bloques oeste y sur, acusa hasta 16 m de espesor y encierra un estrato de

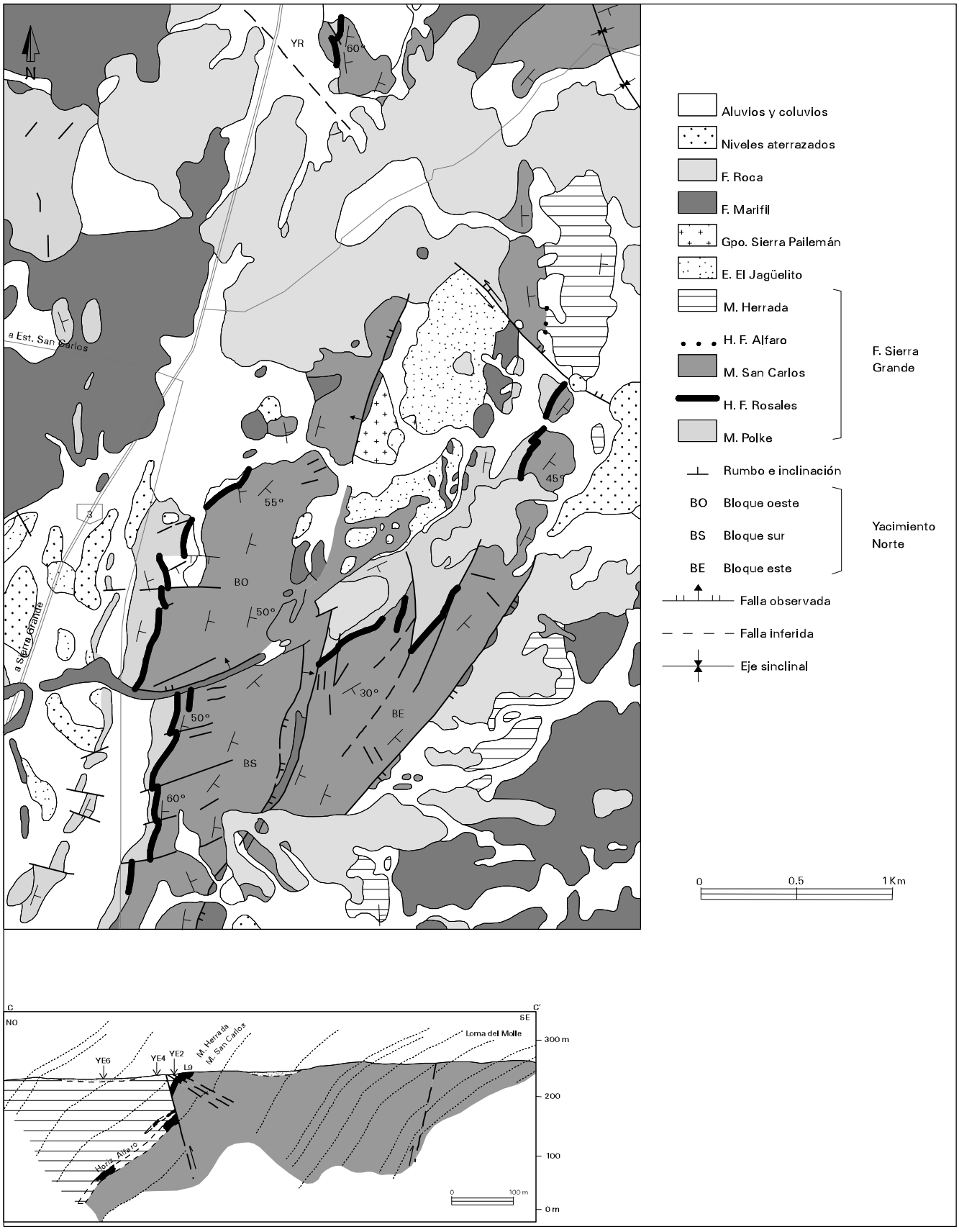


Figura 2. Yacimientos Norte y Rosales. Perfil Yacimiento Este (modificados de Demag, 1963).

mena mayor de 4,50 a 6,10 m de potencia y uno a dos estratos ferríferos menores, marcadamente lenticulares, de 0,10 a 1,00 m de espesor. Por causa de fallamiento esto se repite en el bloque este, donde aflora en unos 1.400 m de largo total, contándose aquí hasta 8,68 m de potencia. Los espesores promedio minables en este depósito son de 4,80 m en el bloque oeste, 4,90 m en el bloque sur y 7,10 m en el bloque este.

En el afloramiento Meridional se lo observa en loma del Rodeo, pero el encape de derrubios impide reconocer su potencia que se estima en un metro.

De las secciones de trincheras y perforaciones (Demag, 1963 a, b) surge que en el Yacimiento Sur (figura 4) el horizonte consta de tres a cuatro bancos mineralizados, ocasionalmente cinco, de espesor variable entre 0,20 m y 7,50 m, que con las intercalaciones estériles muestra una potencia de 13 m en el extremo norte, 15 m en la parte central y 6 m en el extremo sur. El espesor explotable fue de 5 m en el extremo norte, 11 m en la parte central y 2,50 m en la parte sur. En el subsuelo, al este del depósito, se han reconocido potencias de 14 m a 12 m, esta última a 761 m de profundidad (Cozzi, 1977).

Composición. El Horizonte Rosales está integrado por ferrilitas asociadas a intercalaciones estériles de wackes y areniscas y pelitas ferruginosas y, cuarcitas subordinadas. En el Yacimiento Sur se interponen, además y en menor escala, pelitas (esquistos) clorítico-granatíferas y venas de granodiorita, aplita y pegmatita.

En los yacimientos Rosales y Norte, y en las demás manifestaciones del afloramiento Septentrional, se encuentran las condiciones originales de la sedimentación. Allí las ferrilitas son compactas y homogéneas, tenaces, con textura pelolítica, de grano fino y color gris oscuro a pardo oscuro y rojizo. El cemento está compuesto por clorita ferrífera de grano finísimo y cuarzo de grano muy fino, angular a redondeado, alterado a hematita y limonita; de manera subordinada se integra con clorita-hematita o hematita-martita y, localmente, es apatítico. En algunos sitios contiene nódulos de fosfato.

Los peloides, de tamaño variable entre 0,1 y 0,9 mm, mantienen la forma esférica a elipsoidal original y consisten en un núcleo de clorita ferrífera rodeado por una delgada capa de hematita. Subordinadamente se encuentran peloides con núcleo de granos redondeados de cuarzo o de magnetita o de martita seudomorfa según magnetita, circundados por clorita ferrífera o una costra de hematita. Se hallan, además, peloides de hematita. De manera muy reducida se observan proto-ooides burdamente zonificados, en los que alternan concéntricamente tres o cuatro láminas de silicato-óxido de hierro.

La clorita ferrífera es de grano muy fino y se presenta como un agregado afieltrado y fibroso, formando el núcleo de los peloides y, escasamente, capas alternantes con hematita en los proto-ooides.

La hematita, de grano muy fino, es el mineral más abundante; forma una corteza que llega a ocupar hasta la mitad del radio de los peloides, escasa e imperfectamente alterna en láminas concéntricas con clorita y reemplaza a ésta totalmente en ocasiones; aparece también como placas o agujas que se proyectan desde la capa cortical hematítica hacia el núcleo clorítico del peloide.

Magnetita, muy subordinada, se encuentra con formas idiomorfas y alotriomorfas, substituyendo parcialmente a hematita y a la clorita del núcleo de peloides. La martita reemplaza a magnetita como seudomorfo o bien según planos de clivaje.

La limonita ocurre en granos escamosos muy finos; es un producto supergénico de la meteorización moderna que ocupa diaclasas y afecta a la clorita ferrífera en el interior de los peloides, reemplazando a hematita en la periferia de ellos y en la matriz. Es probable la existencia de maghemita como alteración meteórica de magnetita.

Las proporciones promedio en la composición de las ferrilitas son: hematita 50%, clorita ferrífera 30%, cuarzo 5%, magnetita 5% y limonita 10%.

En el extremo nordeste del Yacimiento Norte se nota cierto grado de metamorfismo térmico expresado por remosión y recristalización del hierro y parcial destrucción y fusionamiento de peloides.

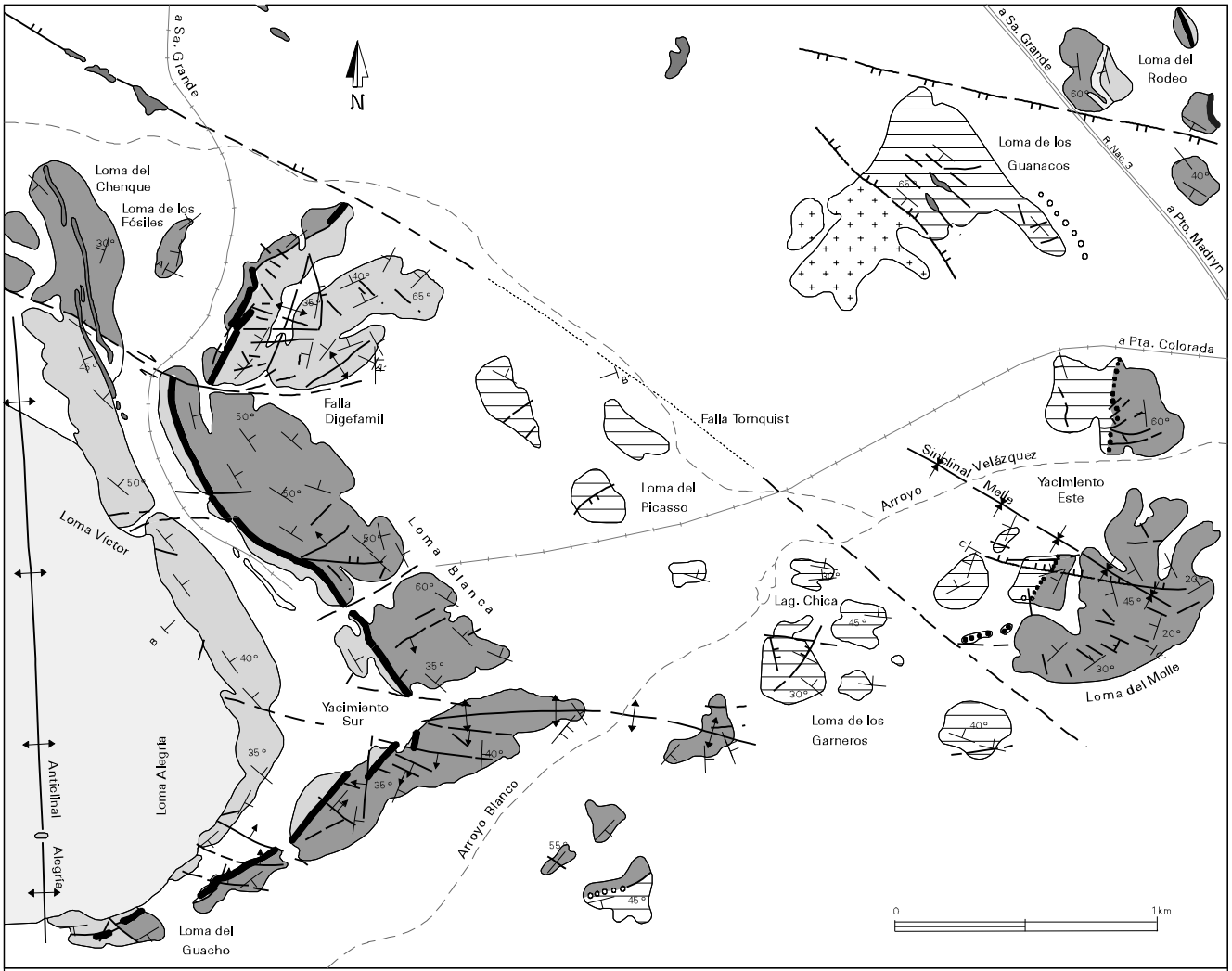
En el subsuelo de loma Alfaro los estratos están compuestos por magnetita idiomorfa, de grano fino, color gris oscuro, parcialmente reemplazada por martita que, en parte, se dispone como anillos alrededor de los cristales primarios; se encuentra también hematita idiomorfa que conserva relictos de magnetita.

En el afloramiento Meridional la intrusión del Granito Sierra Pailemán, aflorante en las lomas Víctor y Alegría, ocasionó metamorfismo térmico que transformó textural y mineralógicamente a las ferrilitas (Gelós, 1977).

En el Yacimiento Sur la mena es color gris metálico, compacta y tenaz, con textura irregular, generalmente granosa fina (0,05-0,1 mm) hasta gruesa (1-2 mm), redondeada, aunque también idio e hipidiomorfa. La textura pelolítica se ha conservado parcialmente en los sectores norte y central del yacimiento y localmente es predominante.

Los bancos ferríferos están compuestos por magnetita, martita y especularita, de grano fino a mediano (10 m-1 mm), en relación variable y transición gradual hacia el subsuelo, encontrándose en alrededor de 25-30 m el límite de martitización, aunque ésta continúa a mayor profundidad La magnetita es idiomórfica y en ella la martitización ocurrió según planos de clivaje. Localmente, en las partes norte y central del depósito donde hay mayor cantidad de silicato ferroso, se halla especularita que se presenta como metacristales tabulares o aciculares, muy finos, junto con magnetita parcialmente martitizada.

Los peloides, de 150-350 m, están constituidos por un núcleo de turingita rodeado por magnetita-martita; en algunos casos el núcleo es una asociación de turingita-apatita. La turingita sería un producto de reorganización metamórfica a partir de chamosita?, dado su origen simultáneo con magnetita; los estudios microscópicos de la mena (Val-



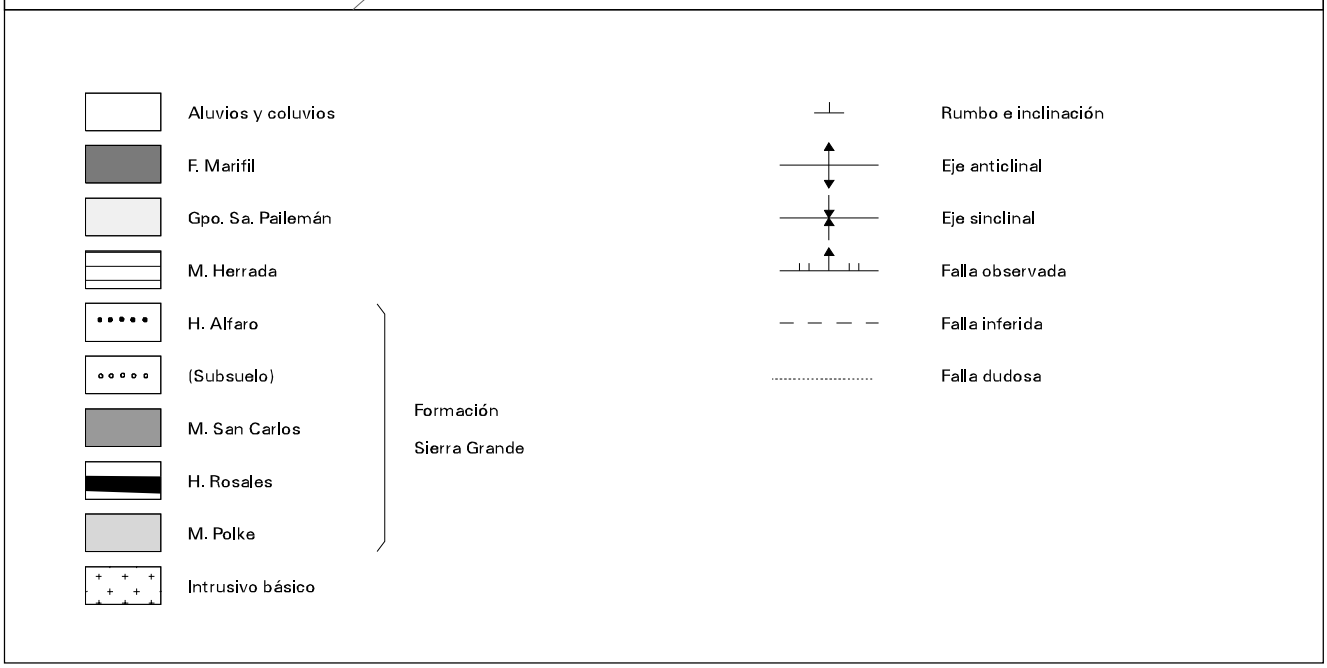


Figura 3. Yacimientos Sur y Este (modificado de Demag (1963) y Zanettini *et al.* (1979).

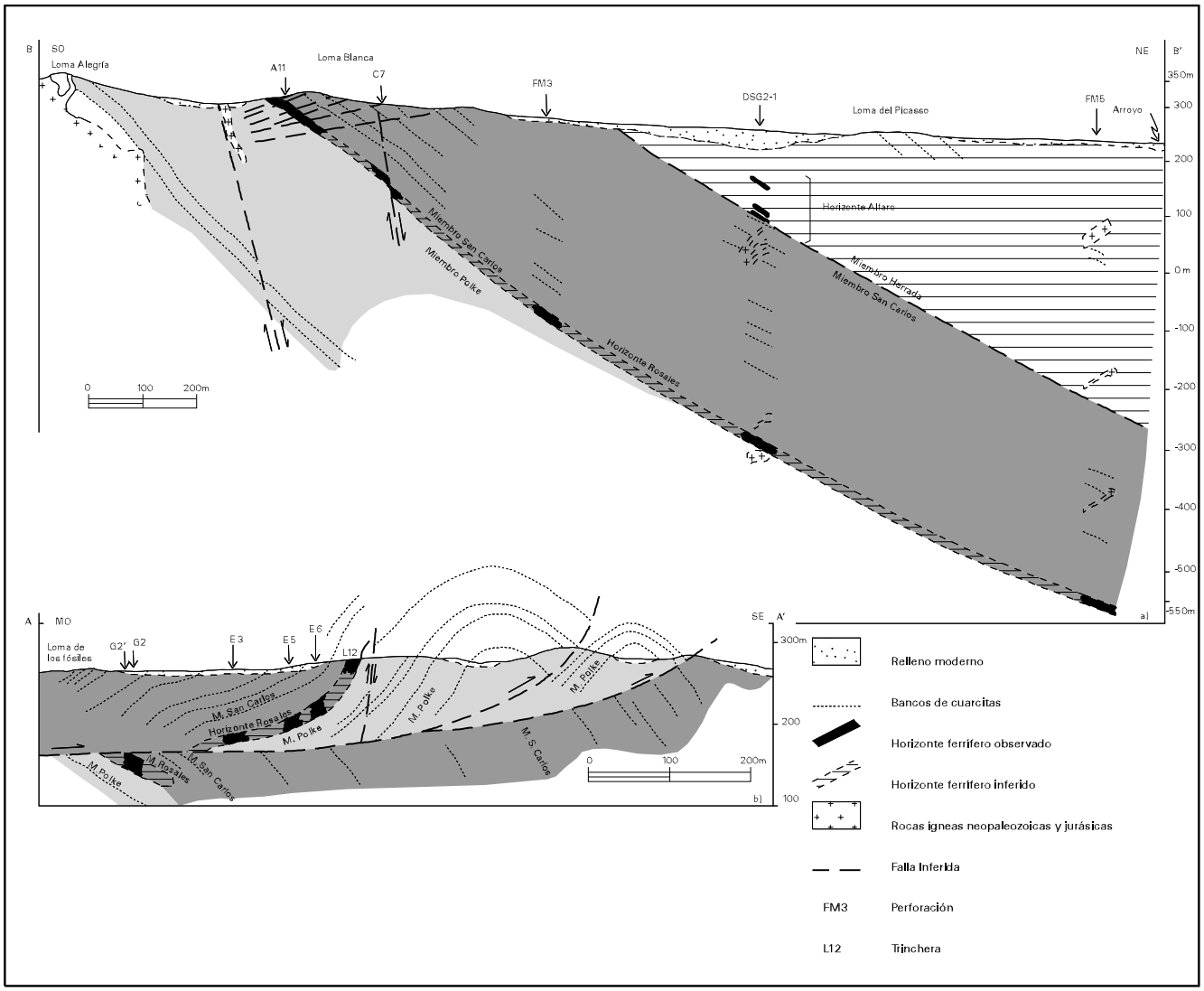


Figura 4. Perfiles Yacimiento Sur (modificados de Demag (1963 y Zanettini *et al.* (1979).

vano, 1954) señalan que la magnetita presenta contornos idiomórficos contra turingita y, en otros casos, es ésta la automórfica adaptándose la magnetita a sus bordes cristalinos.

La matriz de las ferrilitas está formada principalmente por turingita, 5-10% de cuarzo detrítico y en menor cantidad apatita y lazulita; granate, andalucita, moscovita, feldespato y pirita se encuentran como productos del metamorfismo.

Las limonitas (goethita y lepidocroita) son de carácter secundario.

La composición media del manto ferrífero es: hematita (martita-especularita) 45%, magnetita 25%, turingita 21%, cuarzo 12%, apatita 7%, granate 12%, limonitas 7% y otros 5%.

En loma del Rodeo la capa ferrífera se compone de magnetita idiomórfica martitizada; en la matriz se observa abundante cuarzo subredondeado y nódulos fosfáticos, siendo el cemento limonítico.

Los valores químicos promedio de los bancos de mineral de hierro, integrantes del Horizonte Rosales en distintos sectores de la cuenca, se indican en la tabla 3. En el sector oriental del afloramiento Septentrional el tenor de hierro disminuye de abajo hacia arriba y en el resto de la cuenca la mayor riqueza en hierro se halla en los bancos centrales. En sentido horizontal el contenido de hierro aumenta de este a oeste, es decir, desde la zona más somera hacia la más profunda de la cuenca.

En la composición de las ferrilitas, sobre todo del Yacimiento Sur, como también así en las areniscas y pelitas que las acompañan, es de tener en cuenta la existencia de apatita, lazulita, fosfatos de aluminio, aluminio-bario y aluminio-calcio no determinados (DEMAG, 1963b; Carpio, 1990) y, localmente, nódulos de fosforita que forman parte de la matriz de dichas capas, por lo que concierne a la obtención de compuestos de fósforo y/o este elemento y, tal vez, lantánidos-ytrio como subproductos.

	Oxidos y elem.	Horizonte Rosales									Horizonte Alfaro						
		Sect. Alfaro (4-5-6)	Sect. Ruta 3 (5-6)	Sect. Herrada (5-6)	Sect. Rosales (5-6)	Yac. Rosales (2-5)	Yac. Norte (1-4)	Yac. Sur Mena princ. (1-4)	Yac. Sur Mena secund. (1-4)	Loma del Rodeo (5-6) (3)	Sect. Alfaro (5-6)	Sect. Ruta J (5-6)	Sect. Herrada (5-6)	Sect. Rosales (4-5)	Yac. este (1-4) Mena principal	Yac. este (1-4) Mena secund.	Yac. Sur (5)
Mayoritarios																	
%	**Fe(s)**	54,22	50,94	46,69	52,36	59,40	55,05	54,80	52,00	49,30	48,07	42,67	44,94	46,17	57,82	57,80	43,22
	SiO_2	8,60	7,27	11,80	7,77	4,05	5,99	5,95	10,00	15,40	13,00	26,42	20,25	15,16	5,66	5,10	19,84
	Al_2O_3	5,29	4,16	6,05	3,40	1,89	3,88	4,85		4,16	4,30	3,78	2,65	2,83	3,97		6,05
	CaO	1,68	1,12	6,16	3,41	2,02	2,45	3,27		1,79	1,30	0,92	1,12	2,66	1,48		4,34
	MgO	1,36	0,66	1,59	0,76	0,33	0,28	0,28		0,33	0,70	0,30	0,33	0,54	0,31		1,29
Minoritarios																	
%	**P_2O_5**	1,60	1,67	4,60	2,63	2,29	2,50	3,28	3,21	1,26	1,04	0,78	1,30	1,79	2,61	2,06	2,59
	MnO	0,19	0,17	0,36	0,40	0,10	0,12	0,27		0,09	0,17	0,04	0,03	0,19	0,10		0,44
	S	0,23	0,19	0,16	0,23	0,32	0,33	0,44	0,60	0,07	0,06	0,04	0,05	0,08	0,38	1,00	0,85
	TiO_2	0,23	0,27	0,97	0,20	0,23	0,19	0,25		0,30	0,28	1,20	0,30	0,32	0,31		1,14
Traza																	
ppm	**V**	1800,00	2800,00	1400,00	1600,00	1200,00	818,00	1050,00		600,00	800,00	1800,00	1600,00	900,00	1100,00		600,00
	As							200,00							35,00		
	Ba						100,00								200,00		
	Ca						800,00								1200,00		
	Co	90,00	100,00	80,00	50,00	60,00	63,00	67,00		50,00	80,00	50,00	50,00	65,00	100,00		40,00
	Cu						vest.	vest,							vest,		
	Li	42,00	62,00	56,00	54,00	64,00	71,00	18,00		8,00	55,00	10,00	6,00	10,00	50,00		6,00
	Ni	120,00	80,00	50,00	40,00	70,00	75,00	57,00		50,00	75,00	30,00	20,00	70,00	50,00		40,00
	Rb						vest.	ND							vest,		
	Pb	1590,00	220,00	800,00	3145,00	1680,00	2070,00	1765,00		720,00	425,00	370,00	140,00	315,00	980,00		500,00
	Sc														vest,		
	Sr	145,00	800,00	500,00													
	U	33,50		22,50	18,00	25,60	33,00	30,00	12,00	10,00	10,00	25,00	24,00	11,00			
	Y	147,20	271,03	48,30	49,10	89,00											
	Zn	310,00	180,00	240,00	140,00	260,00	250,00	211,00	50,00	204,00	79,00	30,00	141,00	102,00	180,00		
	Zr							ND						vest,			
Lantánidos																	
ppm	**La**	38,00					73,20	30,80					22,20	24,40			
	Ce	110,00					198,90	79,10					79,40	70,90			
(7)	**Pr**	13,40					23,50	9,40					9,10	8,30			
	Nd	61,60					109,50	42,80					48,30	37,80			
	Sm	18,20					22,00	10,60					3,80	8,40			
	Eu	4,00					3,00	0,50					4,30	3,20			
	Gd	20,90					7,60	10,10					29,30	14,10			
(7)	**Tb**	3,60					4,20	1,50					2,60	2,40			
	Dy	21,80					13,70	9,40					15,50	14,10			
	Ho	4,30					5,00	1,10					0,00	2,60			
	Er	13,20					28,10	5,00					5,50	9,30			
(7)	**Tm**	2,30					2,80	1,00					1,70	1,60			
	Yb	14,50					31,80	6,00					5,80	10,40			
	Lu	2,20					4,00	0,80					0,30	1,40			

Tomado de (1) Demag 1963; (2) Valvano, 1949; (3) Valvano, 1957; (4) Zanettini, 1991. Calculado de (6) Zöllner, 1951. (7) Valores estimados.

Tabla 3. Composición química promedio de los estratos ferríferos de la Formación Sierra Grande.

La apatita ocurre en granos xenomorfos a idiomorfos, con tamaño variable entre 0,01 y 0,4 mm, encontrándose irregularmente distribuida, intercrecida con clorita ferrífera, incluida en magnetita, ocupando intersticios entre minerales de mena y formando pequeñas lentes. Los fosfatos no determinados son secundarios, de aspecto coloidal, y se alojan en fisuras de la roca tanto en superficie como en subsuelo. Los escasos nódulos de fosforita tienen 3 a 5 mm de diámetro, compuestos por un material muy fino de color amarillo claro. Según DEMAG (1963b) la apatita contiene el 85% del fósforo de la mena, la lazulita y los fosfatos no determinados el 10% y en silicatos y óxidos de hierro se encuentra el 5% restante.

Por otro lado, el estudio específico de lantánidos e ytrio en los estratos ferríferos de la cuenca (Zanettini, 1993), sugiere la correlación positiva entre fósforo y lantánidos-ytrio por lo que estos estarían presentes en la apatita y demás fosfatos (tabla 4). Con referencia al promedio en sedimentos, en el Horizonte Rosales existe un enriquecimiento selectivo de ETRP en relación con ETRL que podría estar controlado mineralógicamente y/o por una formación preferencial de complejos de ETRP. En el proceso de tratamiento de la mena del Yacimiento Sur, la mayor parte del volúmen de Ln-Y se elimina con los residuos del concentrado de hierro y de allí se enriquece en el concentrado de fósforo a razón de 2,182 kg/t de OLn-Y.

HORIZONTE ALFARO

Distribución y espesores. El Horizonte Alfaro integra el Miembro Herrada. Se encuentra desarrollado en la parte norte y oriental del afloramiento Septentrional y tiene su mejor expresión en el Yacimiento Este, sito en el afloramiento Meridional (ver figura 1).

En el afloramiento Septentrional se manifiesta en las lomas Alfaro, Ruta y Herrada y en el sinclinal Rosales. En las lomas Alfaro y Ruta está compuesto por dos a tres estratos ferríferos lenticulares, de 0,10 m a 1,95 m de espesor, separados por sedimentitas ferruginosas, alcanzando en conjunto hasta 24 m de potencia. En loma Herrada son dos a cinco bancos de mineral de hierro, de 0,30 m a 1,15 m, los que se distribuyen en los 42 m de espesor del horizonte.

En el afloramiento Meridional conforma el Yacimiento Este, donde aflora de manera discontinua en una longitud de 1.350 m, constituido por dos a cinco bancos ferríferos, localmente hasta siete, de 0,15 m a 7,30 m de espesor separados por estériles. Acusa 3,40 m en el subsuelo de loma de los Guanacos, 10,65 m en el extremo norte del depósito propiamente dicho y 12,40 m de potencia en el extremo sur del mismo. El espesor explotable es de 2,50 m en el subsuelo de loma de los Guanacos y de 6,60 m en la yacencia aflorante.

El horizonte ha sido ubicado, además, en el subsuelo al este del Yacimiento Sur, con uno a dos estratos ferríferos lenticulares separados por estéril, totalizando 62 m de espesor. Posiblemente son manifestación de él los rodados de mineral de hierro que, *in situ*, se hallan en una pequeña loma al sudoeste de la loma de los Carneros.

Composición. El Horizonte Alfaro está integrado por ferrilitas, en su mayoría lenticulares, separados por intercalaciones estériles de areniscas y pelitas ferruginosas.

Al igual que el anterior, mantiene sus condiciones originales de sedimentación en el afloramiento Septentrional, donde los bancos ferríferos son de grano fino a mediano, por lo general con textura pelolítica y de colores ocre a pardo oscuro. Los peloides están compuestos por clorita ferrífera en el núcleo y hematita en la periferia, alterándose ambos minerales a limonita; un tenor muy subordinado de magnetita se observa en loma Alfaro. El contenido de granos de cuarzo, angulosos a subangulosos, en la matriz es abundante y el cemento limonítico. En el sinclinal Rosales se encuentran, además, nódulos fosfáticos.

En el Yacimiento Este los estratos de mineral de hierro son de grano fino a muy fino, compactos y tenaces, de color gris metálico, compuestos por magnetita martitizada, idiomórfica a alotriomórfica, y finas agujas de especularita la cual, parcialmente, es reemplazada por magnetita. Han sido afectados por metamorfismo térmico ocasionado por la intrusión granodiorítica, aunque el granate es muy escaso y la textura pelolítica se mantiene localmente En los bancos superiores se encuentran nódulos de fosforita.

Los peloides están recristalizados, variando su tamaño entre 0,10 y 0,60 mm; se los observa compuestos por clorita ferrífera en el núcleo y magnetita-martita en la zona cortical; se hallan también formados por magnetita, en gran proporción martitizada, que a reemplazado a la clorita ferrífera.

La matriz se compone esencialmente con clorita ferrífera, limonitizada, que contiene dispersos granos de cuarzo, redondeados a angulosos, y apatita; subordinadas se encuentran mica y feldespato.

La composición promedio de la mena de hierro es: hematita (martita-especularita) 45%, magnetita 23%, clorita ferrífera 23%, cuarzo 6%, apatita 5% y limonitas 5%.

En sondeos al este del Yacimiento Sur este horizonte se halló formado por bancos lentiformes de magnetita de grano fino a mediano, color gris oscuro a pardo rojizo. Al sudoeste de la loma de los Carneros los rodados corresponden a una mena totalmente meteorizada, muy compacta, de color pardo oscuro, de limonita de grano muy fino, hematita seudomorfa de magnetita idiomorfa, cuarzo, granates y muy escasa pirrotina.

El tenor de hierro es mayor en las capas pelolíticas superiores del afloramiento Septentrional, en tanto que disminuye de abajo hacia arriba en las del afloramiento Meridional (Yacimiento Este). En sentido horizontal la cantidad de hierro aumenta de este a oeste. Con respecto al contenido de lantánidos e ytrio en los estratos ferríferos de este horizonte, se advierte que se repiten las características del Horizonte Rosales.

	Oxidos y Elementos	Esteril	Mena	Concentrado Fe	Residuos Fe	Concentrados P	Residuos P
Ppm	La_2O_3	63,00	36,10	16,40	73,10	194,40	29,20
	Ce_2O_3	126,80	92,60	33,80	163,90	530,50	70,30
(1)	Pr_2O_3	15,10	11,00	4,30	20,60	65,20	8,80
	Nd_2O_3	56,90	49,90	18,70	89,50	296,00	40,60
	Sm_2O_3	12,20	12,30	4,30	25,40	89,00	10,80
	Eu_2O_3	2,40	0,60	0,20	5,00	20,50	1,50
	Gd_2O_3	10,30	11,60	4,40	24,80	95,70	10,80
(1)	Tb_2O_3	1,50	1,70	1,10	4,70	17,20	2,20
	Dy_2O_3	8,80	10,80	4,20	29,00	110,50	12,70
	Ho_2O_3	2,10	1,30	9,60	6,10	21,90	7,70
	Er_2O_3	6,20	5,70	1,80	19,80	67,90	6,60
(1)	Tm_2O_3	1,00	1,10	0,70	3,20	11,50	1,50
	Yb_2O_3	4,70	6,80	2,70	20,00	66,60	8,20
	Lu_2O_3	0,70	0,90	0,30	2,70	9,00	1,10
	Y_2O_3	47,90	61,30	25,60	200,90	586,10	54,50
	(La-Eu)	276,40	202,50	79,70	377,50	1195,60	161,20
	(Gd-Lu)	35,30	39,90	24,80	110,30	400,00	50,80
	(La-Lu)	311,70	242,40	104,50	487,80	1595,90	212,00
	(Ln-Y)	359,60	303,70	130,10	688,70	2182,00	266,50
	Co	20,00	68,00	70,00	40,00	30,00	40,00
	Li	36,00	17,00	ND	48,00	37,00	46,00
	Ni	60,00	44,00	60,00	40,00	50,00	40,00
	Pb	ND	1480,00	120,00	500,00	650,00	180,00
	U	7,80	30,00	18,00	42,00	170,00	5,30
	V	ND	800,00	1300,00	400,00	ND	400,00
	Zn	87,00	265,00	56,00	175,00	170,00	130,00
Minoritarios							
%	**P**	0,23	1,20	0,17	2,95	13,00	0,02
	Ti	7400,00	1834,00	100,00	2100,00	150,00	1650,00
	Mn	0,06	0,09	0,03	0,22	0,42	0,19
Mayoritarios							
%	**Fe sol.**	8,40	58,50	68,00	28,00	9,00	23,00
	Al	6,80	1,92	0,85	5,55	2,90	5,00
	Ca	0,65	2,10	0,40	4,70	28,00	4,70
	Mg	0,31	0,15	0,08	0,35	0,30	0,35

(1) Valores estimados. Tomado de Zanettini (1993).

Tabla 4. Oligoelementos en el proceso de planta del yacimiento Sur.

MODELO GENÉTICO

Las características físicas de los estratos pelolíticos y de las sedimentitas asociadas en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande, permiten considerarlos del tipo SCOS-IF de la clasificación de Kimberley (1977, 1978), equivalente al concepto de *ironstone* de James (1966).

En el origen de los sedimentos ferríferos se deben considerar las siguientes facetas: fuente del hierro, su transporte a la cuenca de sedimentación, precipitación y cambios post deposicionales.

Se ha sugerido la posibilidad de un origen volcánico exhalativo para el hierro de la Formación Sierra Grande (DEMAG, 1963 a, b; Ávila, 1980) por la existencia de bancos de esquistos clorítico-granatíferos en el sector del Yacimiento Sur, que DEMAG interpretó como rocas efusivas básicas sinsedimentarias, subacuáticas, metamorfizadas. Los estudios petrográficos dirigidos a aclarar este aspecto señalan que dichos esquistos fueron, originalmente, sedimentos pelíticos (Zanettini, 1993).

Por ello Zanettini (1981) considera que el hierro tuvo una procedencia exógena, a partir de la erosión de materiales ricos en ese elemento expuestos en áreas continentales de bajo relieve, en condiciones de clima cálido a templado y húmedo bajo el cual prevaleció la meteorización química sobre la mecánica.

Estudios paleomagnéticos hacen conocer que la comarca de Sierra Grande habría tenido una situación latitudinal baja a intermedia, de clima subtropical a templado, en el Silúrico (Valencio, 1969; Rapalini y Vilas, 1991; Conti y Rapalini, 1993), corroborado esto por los invertebrados fósiles que señalan aguas templadas.

En estas condiciones climáticas el contenido de hierro en el agua fluvial puede ser lo suficientemente elevado como para explicar la sedimentación de estratos ferríferos en el mar, pudiendo el elemento ser conducido en estado férrico y ferroso como coloides, geles o en solución (Moore y Maynard, 1929; Garrels *et al.*, 1973), y/o como residuos lateríticos envolviendo partículas detríticas (Rude y Aller, 1989).

La precipitación de los minerales autigénicos en la cuenca es controlada por el potencial redox del medio ácueo, siendo necesario un Eh neutro a negativo y pH entre 7 y 7,8 para la formación de silicatos ferrosos (Garrels y Christ, 1965).

Para obtener esta situación en Sierra Grande, Valvano (1954), Navarro (1960) y Zanettini (1981, 1993) postulan una cuenca somera, próxima a la costa, de circulación restringida por un relativo aislamiento del mar abierto debido a un alto estructural o barras submarinas o un engolfamiento similar al golfo de Maracaibo.

Por el contrario, Spalletti *et al.* (1991) considerando el patrón general de sedimentación de la Formación Sierra Grande y la asociación de facies en que aparecen los estratos pelolíticos, preconizan un mar abierto poco profundo con mayor dominio de olas que mareas y, particularmente para las ferrilitas, un subambiente de moderada a baja energía de frente de costa inferior (*lower shoreface*) a plataforma interior (*inner shelf*). Esta postura está en consonancia con contribuciones recientes (Teyssen, 1984; Chan, 1992; Cotter y Link, 1993).

La condición de relativo aislamiento para crear la situación de potencial redox neutro a negativo en la cuenca no sería necesaria, por cuanto el Silúrico habría sido un período de lenta circulación oceánica y de expansión de zonas de mínima oxigenación. El hierro, proveniente de áreas continentales, pudo ser reducido en un mar zonificado y suministrado al sitio de acumulación por la propagación de aguas anaeróbicas a disaeróbicas ascendentes sobre una plataforma epéirica (Van Houten y Arthur, 1989).

De acuerdo con las investigaciones de la facies verdine en sedimentos marinos tropicales del presente, Odin (1990) sostiene que la chamosita (y berthierina) de los estratos ferríferos no son minerales de arcilla autigénicos originales, sino que su actual carácter ferroso sería el resultado de una recristalización diagenética posterior, en ambiente reductor, de arcillas inicialmente férricas formadas en aguas templadas a profundidades entre 5 y 60 metros. Las arcillas de la facies verdine son predominantemente férricas y puede asumirse que son similares a las arcillas iniciales formadas en los estratos ferríferos oolíticos fanerozoicos.

No disponemos de un estudio exhaustivo sobre ello en Sierra Grande, pero según las observaciones microscópicas de muestras del afloramiento Septentrional, donde se conservan las características originales de sedimentación, Valvano (1954) estima que el primer compuesto formado fue el silicato ferroso (chamosita?, berthierina?).

Esto debió suceder en condiciones de leve y episódico agitamiento, que permitió el desarrollo de peloides y, subordinadamente, la precipitación de clorita ferrífera sobre granos detríticos de cuarzo y martita, en un medio saturado con el mineral formador de los peloides, como puede ser la interfase sedimento-agua, en una zona intermedia disaeróbica de un mar zonificado (Cotter y Link, 1993), (figura 5).

El modelo permite, además, explicar la asociación de los estratos ferríferos con minerales fosfáticos (Glenn y Arthur, 1990), como también así la vinculación con pelitas negras de fondo anaeróbico de un mar zonificado (Van Houten y Arthur, 1989).

Siguiendo a Cotter (1992) y Cotter y Link (1993) y asumiendo que los peloides no fueron reconcentrados, es decir que están en el sitio de formación, la presencia de hematita obedecería a cambios diagenéticos en condiciones oxidantes que afectaron la composición de los peloides los cuales, inicialmente constituidos por silicato ferroso, tienen una corteza alterada a óxido férrico, parcial o totalmente se los encuentra también recristalizados a hematita y alternan silicato-óxido en los proto-ooides. La alteración hematítica del cemento de las ferrilitas lo consideramos también como resultado de los procesos diage-

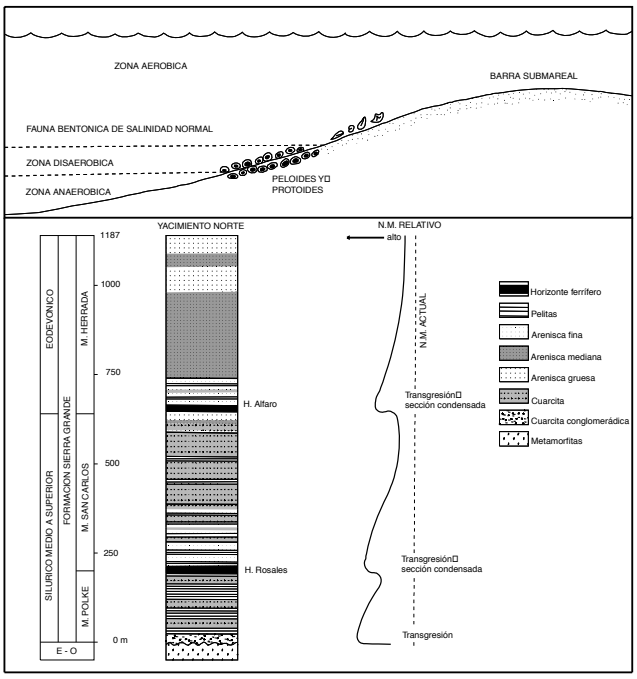


Figura 5. Comparación de la columna estratigráfica del yacimiento Norte con una curva relativa del nivel del mar.

néticos, pudiendo corresponder a estos, además, la existencia de especularita.

Sin lugar a dudas la magnetita es un componente esencial de reorganización metamórfica, causada por intrusiones granodioríticas, en el subsuelo de loma Alfaro, en loma del Rodeo y en los yacimientos Sur y Este. También puede serlo la magnetita que parcialmente reemplaza a hematita en los estratos ferríferos aflorantes en loma Alfaro y en el Yacimiento Norte, considerando que allí se expresan granitoides neopaleozoicos, pero, de acuerdo con Gruner (1926) y Harder (1964), no descartamos una recurrencia del ambiente reductor, durante la diagénesis más tardía, creándose las condiciones de Eh adecuado para la formación de magnetita a baja temperatura.

La martita que reemplaza a magnetita metamórfica en todos los sitios en que ésta se manifiesta, es considerada por Valvano (1954) y Zanettini (1981) como resultado de las etapas finales del proceso termometamórfico ocasionado por las intrusiones granodioríticas.

De los elementos minoritarios y traza investigados en las ferrilitas, fósforo, tierras raras, ytrio, uranio, plomo y vanadio presentan tenores anómalos con referencia al rango de sus valores en estratos ferríferos fanerozoicos y en sedimentos (Bhattacharyya y Crerar, 1993; Zanettini, 1993). Con respecto a ellos se aprecia que las condiciones de transporte a la cuenca marina y sedimentación en la misma se ajustan a lo descripto para la formación de los peloides de clorita ferrífera, por lo que la asociación con los estratos ferríferos es coherente.

De acuerdo con lo expuesto por Zanettini (1981, 1993), los mencionados elementos pueden ser movilizados durante una meteorización química intensa, en clima cálido y húmedo de regiones tropicales a subtropicales, y llevados por el agua fluvial como complejos, coloides o en solución.

Una elevada concentración de fosfato en el agua marina ocasiona la formación de apatita por precipitación dentro de los sedimentos o en la interfase sedimento-agua (Cook y Mc Elhinny, 1979; Arthur y Jenkyns, 1981), en la zona intermedia disaeróbica de un océano zonificado (Glenn y Arthur, 1990). Los ETR, Y, U y Pb participan del proceso por su afinidad con el fósforo y se fijan en la apatita, substituyendo isomórficamente al calcio de ella (Altschuler, 1980). El vanadio, en cambio, muestra afición con los compuestos de hierro y puede haber llegado a la cuenca asociado con ellos o bien unírseles en ésta.

La posición estratigráfica y las características sedimentológicas del intervalo correspondiente a los estratos ferríferos puede haber tenido un control eustático. Las ferrilitas serían una secuencia condensada entre etapas regresivas y transgresivas, debidas a fluctuaciones relativas del nivel del mar, en una cuenca hambrienta de detritos. La carencia de clásticos sería causada por la profundización de ella (incremento de la profundidad del agua por transgresión) o por la disminución del aporte de detritos o por ambos motivos (Chan, 1992; Bhattacharyya y Crerar, 1993).

En Sierra Grande los horizontes ferríferos sobreyacen a secuencias que representan descensos del nivel del mar. Las secuencias condensadas de los horizontes ferríferos ponen de manifiesto un nuevo ciclo transgresivo-regresivo o de elevación-descenso del nivel marino. El Horizonte Rosales se superpone a pelitas de offshore, que interpretamos como parte de un conjunto de bajo nivel del mar, y es cubierto por pelitas y areniscas de offshore que, en una secuencia granocreciente, pasan a cuarcitas y areniscas gruesas que sugieren progradación de las facies proximales debida a descenso del nivel oceánico. Por encima se encuentra el Horizonte Alfaro, repitiéndose hacia arriba un conjunto granocreciente.

OTRAS MINERALIZACIONES

En el Yacimiento Sur hay una mineralización hidrotermal vinculada con la intrusión del Granito Sierra Pailemán. Constituye venas y venillas que ocupan diaclasas en el horizonte ferrífero y en las sedimentitas que lo acompañan. Están formadas por pirita, calcopirita, blenda, galena y siderita, hallándose además molibdenita-clorita, pirita-clorita y/o granate y/o cuarzo y pirita-calcita. La pirita se presenta, también, diseminada en el intrusivo y en los sedimentos; en estos, la pirita forma agregados que rodean a los granates y en parte los reemplazan; se observan láminas de molibdenita alteradas a bornita, calcosina y covelina; la ilmenita es frecuente y está parcialmente alterada a rutilo y titanio. Se observa alteración silícea en venillas y en intersticios de las rocas.

BIBLIOGRAFÍA

Altschuler, Z.S., 1980. The geochemistry of trace elements in marine phosphorites. 1. Characteristic abundances and enrichment. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 20: 19-30.

Angelelli, V., 1946. La cuenca ferrífera de Sierra Grande, departamento San Antonio, territorio de Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito, Buenos Aires.

Arthur, M.A. y Jenkyns, H.C., 1981. Phosphorites and paleoceanography, en: Géologie des Océans. Colloque *26° International Geological Congress, Oceanologica Acta,* C4(5): 83-96, París.

Bhattacharyya, D.P. y Crerar, D.A., 1993. Genetic model for the phanerozoic oolitic ironstones and some speculations about its implication for the deposition of banded iron formations. *Proceeding of National Academy of Sciences India,* 63(A), 1: 47-72.

Carpio, F.W., 1990. Informe petrográfico N° 370, área Comahue-Somuncurá. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 12 pág., inédito, Mendoza.

Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V.A., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 30(3): 361-383, Buenos Aires.

Conti, C.M. y Rapalini, A.E., 1993. La deriva polar aparente del Gondwana en el Paleozoico en función de nuevos datos paleomagnéticos de Argentina. Implicancias paleolatitudinales para América del Sur. *Actas del 12° Congreso Geológico Argentino* y *2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 404-414, Mendoza.

Cook, P.J. y Mc Elhinny, M.W., 1979. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the ligth of the plate tectonics. *Economic Geology,* 74(2): 315-330.

Cotter, E., 1992. Diagenetic alteration of chamositic clay minerals to ferric oxide in oolitic ironstone. *Journal of Sedimentary Petrology,* 62: 54-60.

Cotter, E. y Link, J.E., 1993. Deposition and diagenesis of Clinton irostones (Silurian) in the Appalachian Foreland Basin of Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin,* 105: 911-922.

Cozzi, N.A., 1977. Estudio geológico-minero zona Sierra Grande, depósitos ferríferos Norte y Sur/Este, provincia de Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 65 pág., inédito, Mendoza.

Chan, M.A., 1992. Oolitic ironstone of the cretaceous western interior seaway, east-central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 693-705.

DEMAG A.G., 1963a. Estudio geológico de los yacimientos Sur, Este y Norte de Sierra Grande, Río Negro, Argentina. *MISIPA S.G.S.A.* (traducción al castellano), 342 pág., inédito, Sierra Grande.

DEMAG A.G., 1963b. *Petrology of the Ore Formation and the Iron-Ore of the South Deposit of Sierra Grande.* 117 pág., inédito, Duisburg.

Garrels, R.M. y Christ, C.L., 1965. *Solutions, minerals and equilibria.* Harper y Row, 450 pág., New York.

Garrels, R.M., Perry (h), E.A. y Mackenzie, F.T., 1973. Genesis of precambrian iron-formations and the development of atmospheric oxigen. *Economic Geology,* 68(7): 1173-1179.

Gelós, E.M., 1977. Metamorfismo de contacto en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 32(2): 99-110, Buenos Aires.

Glenn, C.R. y Arthur, M.A., 1990. Anatomy and origin of a cretaceous phosphorite-greesand giant, Egypt. *Sedimentology*, 37: 123-154.

Gruner, J.W., 1926. Magnetite-martite-hematite. *Economic Geology,* 21: 375-393.

Halpern, M., 1972. Geochronology evolution of southern South America. *International Symposium on Carboniferous and Permian Systems in South America.* San Pablo (Brasil).

Harder, H., 1964. On the diagenetic origin of berthierin (chamositic) iron ores. *Actas del 22° International Geological Congress,* 5: 193-198, New Delhi.

Herrera, A., 1948. La cuenca ferrífera de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. *Banco de Crédito Industrial Argentino,* inédito, Buenos Aires.

Horak, M., 1984. Hierro, en Bernabo, E.A., Calmels, S.M. y Horak, M.: Yacimientos metalíferos, en Ramos, V.A. (Ed.): Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro. *Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino,* 3(2): 595-599, Buenos Aires.

James, H.L., 1966. Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks, en Data of Geochemistry. *Professional Paper of the United States Geological Survey,* 440-W.

Kimberley, M.M., 1977. Iron Formations and sedimentary uranium deposits, en Ore deposits workshop. *University of Toronto, Department of Geology,* 101-155.

Kimberley, M.M., 1978. Paleoenvironmental classification of Iron Formations. *Economic Geology,* 73(2): 215-229.

Manceñido, M.O. y Damborenea, S.E., 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En: Ramos, V.A. (Ed.) Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro. *Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino*, II(5): 413-465, San Carlos de Bariloche.

Müller, H. von, 1965. Zur altersfrage der eisenerzlagerstätta Sierra Grande, Río Negro. En: Nordpatagonien aufgrund neuer fossilfunde. *Sonderd. Geol. Rundsch. Ban.,* 54: 715-732, Stuttgart.

Navarro, H., 1960. Geología estructural de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Actas de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas,* 2: 151-172, Buenos Aires.

Odin, G.S., 1990. Clay mineral formation at the continent-ocean boundary: the verdine facies. *Clay Minerals,* 25: 477-483.

Ramos, V.A. y Cortés, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica, en Ramos, V.A. (Ed): Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro. *Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino,* 1(12): 317-346, San Carlos de Bariloche.

Rapalini, A.E. y Vilas, J.F., 1990. Paleomagnetismo de la Formación Sierra Grande: nuevas restricciones a la hipótesis sobre el origen de la Patagonia. *Actas del 11° Congreso Geológico Argentino,* 2: 263-266, San Juan.

Rossi, E.E. y Zanettini, J.C.M., 1986. Prospección geológico-geofísica de mineral de hierro en las provincias de Río Negro y Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41(3-4): 233-244, Buenos Aires.

Rude, P.D. y Aller, R.C., 1989. Early diagenetic alteration of lateritic particle coatings in Amazon continental shelf sediment. *Journal of Sedimentary Petrology,* 59: 704-716.

Sgrosso, P., 1946. El yacimiento de hierro y manganeso de la colonia pastoril Coronel Chilavert, departamento San Antonio, territorio de Río Negro. *Dirección de Minería y Geología,* inédito, Buenos Aires.

S.M.N., 1988. Estadística minera de la República Argentina y datos para análisis de mercados. *Secretaría de Minería de la Nación,* 208 pág., Buenos Aires.

S.M.N., 1993. Estadística Minera de la República Argentina 1987-1993. *Secretaría de Minería de la Nación,* 118 pág., Buenos Aires.

Spalletti, L.A., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1991. Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma silúrico-eodevónica de la Patagonia, República Argentina. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie),* Sección Geología, 10: 305-318, La Plata.

Teyssen, T.A.L., 1984. Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology,* 31: 195-211.

Törnquist, S.G., 1959. Informe sobre el relevamiento magnetométrico en Sierra Grande, provincia de Río Negro, Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 20 pág., inédito, Buenos Aires.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea-level, en Payton, C.E. (Ed.): Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration. *Memory of American Association of Petroleoum Geologist,* 26: 83-97.

Van Houten, F.B. y Arthur, M.A., 1989. Temporal patterns among phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia, en Young, T.P. y Taylor, W.E.G. (Ed.): Phanerozoic ironstones. *Geological Society of London, Special Publication,* 46: 33-49.

Valencio, D.A., 1969. El paleomagnetismo de una formación magmática del suroeste de la provincia de Mendoza. *Actas de las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas,* 2: 375-396, Buenos Aires.

Valvano, J.A., 1949. Depósitos ferríferos de Sierra Grande. *Dirección General de Industria Minera,* 26 pág., inédito, Buenos Aires.

Valvano, J.A., 1954. Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Grande. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 9(4): 193-209, Buenos Aires.

Valvano, J.A., 1957. Los yacimientos de hierro de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* 65 pág., inédito, Buenos Aires.

Zanettini, J.C.M., 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 36(2): 160-179, Buenos Aires.

Zanettini, J.C.M., 1991. Tierras raras y otros oligoelementos en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 18 pág., inédito, Mendoza.

Zanettini, J.C.M., 1993. Lantánidos y otros oligoelementos en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande, provincia de Río Negro, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 48(1): 59-70, Buenos Aires.

Zanettini, J.C.M., Rossi, E.E. y Curcio, R., 1979. Prospección geológica-geofísica de mineral de hierro; zona Valcheta-Sierra Grande; sector Sierra Grande (provincias de Río Negro y Chubut). *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 149 pág., inédito, Mendoza.

Zöllner, W., 1951. Informe geológico-económico del yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro. *Dirección Nacional de Minería,* 51 pág., inédito, Buenos Aires.

CAPÍTULO III

DEPÓSITOS ASOCIADOS A EPISODIOS GONDWÁNICOS
Carbonífero superior - Jurásico inferior



CARBONÍFERO-PÉRMICO:
Cuencas de retroarco

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos

Yacimiento Los Mogotes Colorados, distrito uranífero Los Colorados, La Rioja
Distrito uranífero Guandacol-Jáchal, La Rioja y San Juan
Distrito uranífero Médano Rico, San Juan

Belluco, A., D. Cesar, J. Noriega y J. Bragantini, 1999. Yacimiento Los Mogotes Colorados, distrito uranífero Los Colorados, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 767-772, Buenos Aires.



YACIMIENTO LOS MOGOTES COLORADOS, DISTRITO URANIFERO LOS COLORADOS, LA RIOJA

Alberto Belluco[1], Daniel Cesar[2], José Noriega[2] y Jorge Bragantini[2]

INTRODUCCIÓN

El distrito forma parte de las cubetas sedimentarias neopaleozoicas intermontanas de las sierras meridionales en la provincia de La Rioja, donde se han localizado una veintena de indicios de características genéticas, en principio, similares al modelo más difundido propuesto para el distrito Guandacol-Jachal. En el yacimiento los Mogotes Colorados se postula una génesis diferente, tipo *roll*. El nuevo modelo metalogénico definido para este yacimiento abre sus expectativas de nuevas reservas, en la continuidad de su frente redox en profundidad. A su vez la extrapolación de este modelo a otras manifestaciones uraníferas conocidas con similares condiciones de yacencia geológica, tanto en el distrito Los Colorados, como en el ámbito regional de Sierras Pampeanas, vuelve a jerarquizar sus importancias y establecer la necesidad de adecuar sus exploraciones, a las muy particulares condiciones de yacencia de esta mineralización en profundidad (figura 1).

UBICACIÓN

El yacimiento de uranio Los Mogotes Colorados se ubica en el departamento Independencia; dista 100 km al sursuroeste de su ciudad capital y 20 km al oeste de la localidad de Patquía, desde donde se accede por la Ruta Nacional 74.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Las reservas evaluadas y explotadas (1992/96), hasta los límites de su arranque económico actual, totalizaron 135.680 t de mineral, con una ley de 0,64 ‰ de U.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

El depósito integra el distrito uranífero Los Colorados, descubierta por la CNEA en 1974 a través de un programa de prospección radimétrica aérea.

Entre 1974 y 1977, la CNEA ejecutó tareas de prospección y exploración en el distrito, identificando y priorizando sus principales manifestaciones: Mogotes Colorados, El Salto y Cueva del Chacho. En los Mogotes Colorados, concentra la exploración ejecutando más de 10.000 m de perforaciones, con los que interpreta la configuración geométrica de la mineralización y evalúa sus reservas. Finalmente la CNEA clasificó el yacimiento como un depósito estratoligado, monometálico, con uranio en 6/7 niveles estratigráficos y parámetros físicos y químicos muy irregulares, determinado la marginalidad de su aprovechamiento y la decisión de su abandono legal.

En 1989, la Empresa Uranco S.A. retoma los estudios de este yacimiento, ejecutó nuevas investigaciones geológicas y 7.000 m de perforación, cuyos alcances le permitieron mejorar la interpretación geométrica espacial del mineral, confirmar el orden de magnitud de las reservas cubicadas por la CNEA y estimar la viabilidad de su aprovechamiento en un complejo minero-fabril, que contemplaba: una minería a cielo abierto, el tratamiento del mineral en pilas de lixiviación ácida el procesamiento de las soluciones con resinas de intercambio iónico, y la obtención final de concentrados de uranio.

[1] *Geólogo Consultor.*

[2] *Empresa Luis Losi S.A.*

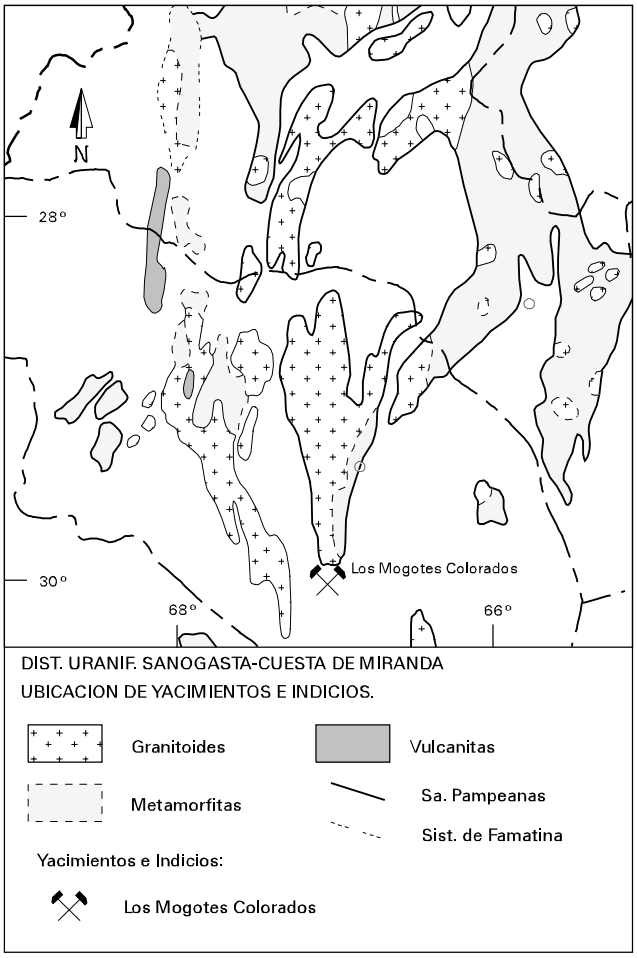


Figura 1.

Uranco S.A. implementó y operó este complejo entre 1992 y 1996, en este período completó el arranque a cielo abierto de casi un millón de toneladas de estéril y 160.000 t de mineral, procesado en 21 pilas de lixiviación, tratando sus soluciones fértiles en planta de resinas y produciendo 55.000 kg de concentrados de uranio, comercializados en la CNEA.

Con la apertura de la cantera se logró la interpretación geológica del modelo metalogénico del depósito, asimilándolo a los yacimientos de uranio tipo *roll*, que proporcionaron más del 50% de la producción de ese elemento en Estados Unidos.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito Los Colorados se identifica con la evolución del Neocratón Pampeano-Basamento Cristalino Precámbrico, donde la orogenia Chánica del Devónico tardío estructuró, a través de su tectónica de fracturamiento, la amplia Cuenca del Paganzo, entre los Arcos de la Puna al norte, el de Pie de Palo al sursuroeste y el Arco Pampeano al este (Salfity y Gorustovich, 1983). Luego del relleno molásico continental de ese depocentro en el Paleozoico-Mesozoico (Grupo Paganzo), la región volvió a reactivarse con la orogenia Andina, que basculó en bloques los complejos cristalinos y terminó configurando la morfología del paisaje actual de la región: relieves positivos del Basamento Antiguo-Sierras de Velasco, Paganzo, y amplias depresiones con rellenos del Grupo Paganzo y acumulaciones fluvio-eólicas modernas.

El basamento de las Sierras de Velasco y Paganzo se identifica con la Formación Paimán (Turner, 1962) y se integra con: granitos porfiroides, granitos migmáticos, leucogranitos, diques de pegmatitas, aplitas, asignadas al Precámbrico-Eopaleozoico, que constituyeron desde el Eocarbónico, áreas positivas de aporte a la cubeta entre las serranías.

PALEOZOICO

Formación Saladillo (Carbonífero). Esta unidad se homologa al Paganzo (Bonderbender, 1911) y a las Formaciones Agua Colorada (Turner, 1962), Lagares (Azcuy, Morelli), Malazán (Furque, 1968), de la Cuenca del Paganzo. Localmente tiene un espesor de 100/120 m, se integra con sedimentos continentales (conglomerados, areniscas y pelitas, a veces carbonosas) de origen aluvial, fluvial y episodios lacustres, depositados en clima templado y húmedo, que le confieren condiciones reductoras y tonalidades grises, pardas y variables locales a tonos claros (amarillentos, ocres) por alteración-decoloración de sus componentes ferrosos. Esas secuencias, estratigraficadas en bancos de 2m a más de 5m de espesor, inician el relleno de la Cuenca Paganzo y registran en el área del distrito Los Colorados, un aporte desde el flanco oeste de la Sierra de Velasco, con variaciones faciales desde los frentes proximales a los distales de la cuenca.

Formación Patquía (Pérmico). Integra esta unidad, de varios centenares de metros de espesor, areniscas arcósicas, conglomerados y limolitas, estratigraficadas en bancos de 1 a 4 m y de tonalidades rojizas, correspondientes a sedimentos continentales de origen fluvio-deltaico, depositados en un clima cálido, seco y de ambiente oxidante. Se homologa con el Piso II de Bondenbender y las Formaciones La Colina (Azcuy y Morelli, 1970), La Cuesta (Turner, 1964), etc.

Cuaternario. En la región de Los Colorados, sobre los sedimentos Permo-Carbónicos, se disponen en discordancia, depósitos de acarreo pedemontano, que desde el flanco oeste de la Sierra de Velasco, evolucionan con facies proximales y distales hacia el centro de la depresión local de Catinzaco, donde engranan y transgreden con sedimentos fluviales y eólicos modernos.

ESTRUCTURA

El estilo tectónico de la orogenia Chánica que desmembró el Cratógeno Central, fue retomado durante la oro-

genia andina, con fracturamientos meridianales del basamento, ascensos diferencial de bloques y efectos compresivos secundarios sobre los rellenos sedimentarios de sus cubetas intracratónicas.

En el área del distrito Los Colorados los efectos de la orogenia compresiva generaron en los sedimentos permocarbónicos una serie de estructuras braquianticlinales de bajo ángulo, que afloran de sur a norte en Los Mogotes Colorados, El Salto y Cueva del Chacho.

A su vez, de los lineamientos de fracturas meridianales sobresale en el distrito la falla del pie occidental de la Sierra de Velasco; su reactivación moderna afectó las estructuras del relleno Permo-Carbonífero, fracturando el anticlinal de Los Mogotes Colorados y generando en el bloque ascendido al oeste, fuertes cambios en sus procesos erosivos y en los gradientes de sus niveles hidráulicos subterráneos, lo que afectó las condiciones de yacencia del *roll* uranífero, preinstalado en la estructura.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Caracterización del modelo roll. Por no existir en el país otros depósitos de uranio en el modelo *roll*, se estima conveniente caracterizar los principales factores que controlan su yacencia, a partir de los numerosos antecedentes de este tipo de yacimientos de Estados Unidos.

Ambitos de yacencia: cuencas sedimentarias continentales de ambientes estabilizados, con entorno de rocas cristalinas de origen magmático o volcanitas ácidas, que tiene aptitud de aporte de uranio lábil.

Litología preferente: areniscas arcósicas de ambientes fluviales deltaicos, con estratificación mediana a gruesa (3-4 m a más de 10 m), buenas condiciones de permeabilidad, presencia de materia orgánica dispersa o piritas (medio reductor) e intercalaciones de pelitas confinantes.

Posición estructural: buzamientos de los estratos de 5º a 10º.

Posición espacial: habitualmente por debajo del nivel del agua y asociado con las masas tabulares o lenguas de alteración de los sedimentos, por efectos oxidantes de las aguas subterráneas, lo que confiere a esos niveles, originalmente grises o pardos, nuevas tonalidades amarillentas, ocres, etc.

Metalogenia: las aguas que se infiltran en las areniscas desde la superficie, con cargas de oxigeno y metales varios en solución (U, Cu, V, Se, Mo, etc.), se mueven sobre los gradientes hidráulicos de esos niveles, hasta que sus frentes generan una interfase redox (reductora- oxidante) o celda geoquímica donde precipitan los metales antes citados y conforman los cuerpos mineralizados en el modelo *roll*.

Morfología. Parámetros de la mineralización: en sección transversal los *rolls* tienen formas C o S, con alturas y anchos desde un par de metros a varias decenas y hasta un centenar de ellos. En planta su desarrollo es lineal y concordante con la expansión de los frentes redox, sobre extensiones de decenas a centenares de kms. de longitud. Los *rolls* pueden repetirse en la vertical, sobre dos o más niveles de areniscas, separadas por limolitas de baja permeabilidad.

Frente redox. Celda geoquímica: El frente redox es un sistema dinámico con cambios del Eh y Ph y avances del flanco oxidante en dirección del gradiente hidráulico subterráneo, lo que genera el desplazamiento del *roll* sobre el frente reductor. Por esta condición es habitual que en los depósitos de uranio se verifiquen desequilibrios, entre el elemento y sus hijas radiactivas menos solubles (radio, etc) las que quedan a la espalda de las nuevas posiciones del *roll*.

En las celdas geoquímicas que componen los *rolls* se verifican zonaciones en la distribución del Fe, con predominio de su estado férrico (hematitas y limolitas, con tonalidades ocres y amarillas, en la espalda del *roll* y un estado ferroso (piritas) con colores grises pardos en el frente reductor.

Las zonaciones de colores son factores importantes en el control de los *cuttings* de los sondeos de exploración de estos depósitos, pues permiten (junto a la radimetría) reconocer la posición espacial del *roll* en profundidad.

Dos poblaciones de bacterias suelen estar presentes en los flancos opuestos del *roll*. Los desulfitos y Clostidium en el frente reductor, actúan sobre la materia orgánica, incrementan las condiciones reductoras del medio (Ph 7,5 a 8,5 y Eh 200 mV) y coadyuvan en la precipitación del U y otros metales. Los *Thiobacillus oxidans*, en el frente oxidante, elevan la acidez (Ph 1-2) y la conductividad del medio (Eh 700/715 mV), acelerando la oxidación y movilización del uranio y otros metales. En la figura 2 se indica la zoneografía del yacimiento.

EL YACIMIENTO

El yacimiento se ubica en el flanco oeste del anticlinal de los Mogotes Colorados y en el bloque occidental, ascendido por la falla que afectó esa estructura.

La morfología de Los Mogotes Colorados se corresponde con el frente de una "cuesta" de dirección submeridiana, que sobresale unos 50-60 m sobre el relieve del valle de su yacencia y se prolonga, hacia el oeste, en una lomada suave que acompaña las pendientes del anticlinal en esa dirección.

Litología

Su yacencia se corresponde con el tercio inferior de la Formación Saladillo del Carbonífero y en un tramo de su columna donde alternan aflorando secuencias de areniscas arcósicas de tonalidades amarillas y blancuzcas, con niveles de limolitas moradas y lutitas carbonosas grises oscuras.

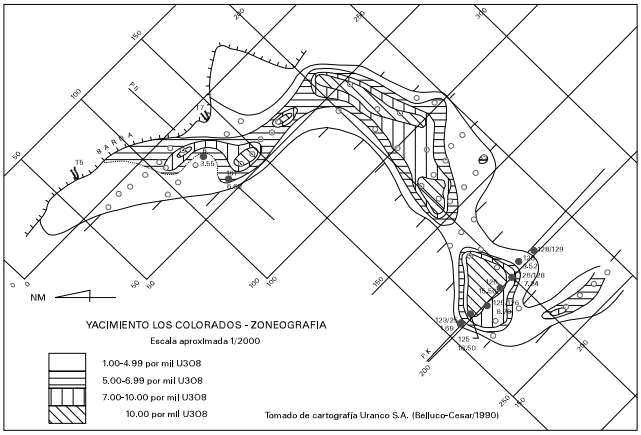


Figura 2.

Este conjunto, de estratificación media a gruesa, con bancos de 2 m hasta 10 m de espesor y buzamientos de 6º-8º al oeste, se apoya sobre un conglomerado basal con clastos graníticos, de tamaño hasta cefalar (figura 3).

Estructura

Unos 300 m al sur del sector aflorante del depósito, la estructura anticlinal expone su cierre austral comprimido, con buzamientos de 15º-20º en esa dirección.

La erosión eliminó en el tramo del yacimiento gran parte de la cubierta sedimentaria del Pérmico, y estructuró una superficie que acompaña, aunque con menor pendiente, el buzamiento de las series carboníferas al oeste. Incipientes líneas de drenaje este-oeste, escinden la superficie anterior, que termina en esa dirección cubierta por series medanosas modernas.

Morfología

El reconocimiento del depósito en superficie (radimetrías y trincheras) permitió identificar la presencia de una mineralización uranífera en varios niveles pelíticos carbonosos pardo oscuros de 2 m a 4 m de espesor, con restos de troncos carbonosos y materia orgánica vegetal dispersa.

A su vez la exploración del subsuelo con sondeos percutantes y perfilajes radimétricos, en malla abierta de 100 x 100 m y detallada de 20 x 20 m, permitió verificar:

-Continuidad areal de las anomalías radimétricas en los niveles pelíticos carbonosos, conformando un modelo estratoligado, con valores de U irregulares de origen singenético.

-Discontinuidad manifiesta de la mineralización en los niveles de areniscas, con espesores de hasta 5-6 m por unidad litológica y tenores de 0,42 a 1,27 ‰ U.

La correlación de estos resultados posibilitó en esa oportunidad, delimitar geométricamente un cuerpo mineral con anchos de 30-50 m, alturas de 10-15 m y continuidad lineal sobre varios centenares de metros, con una configuración serpenteante, que se proyectaba, indistintamente sobre el buzamiento o rumbo de los estratos hospedantes.

El cuerpo mineral involucraba en su altura a 3 niveles pelíticos (unidades litológicas U.L. 2- 4 y 6) y 2 bancos de areniscas principales (U.L. 3 y 5), y se iniciaba sobre el frente de la cuesta de Los Mogotes Colorados, desde donde se proyectaba unos 400 m, con un tubo de 40-50 m de altura, tanto en dirección del rumbo, como del buzamiento de la estratificación.

Si bien al finalizar la exploración no se logró definir el modelo metalogénico y los controles de yacencia de ese cuerpo principal, se estimó que los parámetros de su mineralización eran lo suficientemente valederos para estimar sus reservas y definir luego la viabilidad de su explotación a cielo abierto.

La apertura de la cantera y el progresivo avance de sus frentes de explotación, fueron exponiendo una serie de parámetros geológicos y geoquímicos, en el control de la yacencia del material. Su interpretación conjunta permitió finalmente integrar la mineralización en un módulo geométrico-espacial correspondiente a la celda geoquímica homologable con los frentes redox de los yacimientos *roll* de los Estados Unidos.

A partir de esa definición se facilitó la planificación del arranque del mineral en cantera y se retomó en esa oportunidad la exploración de la continuidad del *roll* en profundidad, sustentada en la geometría del modelo y la facilidad de reconocimiento de sus frentes de yacencia: coloraciones amarillentas y ocres en la espalda del *roll* y pardo-grises en su posición frontal.

La posición del *roll* en el sector explotado del yacimiento, guardaría relaciones con estructuras sedimentarias menores (entrecruzamientos, etc.) presentes en las areniscas y en las variables de sus índices de permeabilidad y consecuentes modificaciones en la circulación de las aguas subterráneas.

Mineralogía

La mena del yacimiento es básicamente uranífera y se han identificado boltwoidita, metaautunita y coffinita como pátinas e impregnaciones amarillentas y ocres, etc. y complejos urano orgánicos. Se presume la existencia de pechblenda en los frentes de los *rolls*.

Alteración hidrotermal

No existe alteración hidrotermal. Las decoloraciones ocres y amarillentas se deben a la circulación de aguas subterráneas y están relacionadas al proceso genético propuesto.

MODELO GENÉTICO

Las descripciones expuestas sobre las condiciones de yacencia de este depósito permiten inferir un modelo, para su evolución geológico-metalogénica, según detalle:

Aporte de U^{6+} en solución, desde el Basamento cristalino, a la cubeta local del Paganzo, desde el inicio de su relleno con sedimentitas carbónicas.

Incorporación del U^{6+} a los niveles pelíticos carbonosos de la Formación Saladillo, constituyendo complejos urano-orgánicos, de condición singenética con la sedimentación y diagénesis de esas unidades litológicas.

Cambios estructurales en la cubeta por efectos de la orogenia Andina movilizaron los ciclos de recarga y desplazamiento de las aguas con oxígeno en los acuíferos del Carbonífero, expandiendo las alteraciones de sus sedimentos, aportando nuevo U desde el basamento, y en especial provocando la lixiviación del U singenético de los niveles carbonosos. El uranio en solución en los acuíferos del carbónico se desplazó sobre sus gradientes hidráulicos hasta alcanzar las celdas geoquímicas de sus frentes redox, donde precipitó para conformar los *rolls*.

Con los diversos pulsos de la orogenia Andina el frente redox original y los *rolls* involucrados, se habrían removilizado en dirección del gradiente de las aguas subterráneas hasta una última fase, asociada a la reactivación moderna de la fractura que afecta la estructura los Mogotes Colorados.

La fractura introdujo modificaciones sustantivas y particulares condicionamientos en la yacencia actual del depósito, entre los que se destacan:

1. Erosión del *roll* al norte de su actual emplazamiento.

2. Afloramiento del cuerpo mineral en sus primeros 30 m sobre buzamiento, variables geométricas-espaciales no convencionales y presencia de fuertes anomalías radimétricas negativas (U en desequilibrio y alta participación de sus hijas radiactivas).

3. A partir de los primeros 30 m, el frente redox y los *rolls* de uranio involucrados, recomponen sus clásicos parámetros de yacencia sobre el gradiente hidráulico regional, con algunos factores locales de control.

4. Su continuidad en profundidad fue verificada mediante sondeos sobre más de 500 m de desarrollo lineal, con un recorrido irregular sobre rumbo y buzamiento de la estratificación, donde factores locales (estratificaciones cruzadas, fracturas menores modernas, etc.) habrían afectado la circulación de las aguas subterráneas y consecuentemente la posición de los frentes redox y la distribución de los *rolls* uraníferos.

5. Los últimos sondeos mineralizados sobre el *roll* en profundidad dejan abierta su continuidad sobre el gradiente hidráulico regional, con una sobrecarga estéril que limita la factibilidad actual de su arranque económico.

Extrapolación del modelo metalogenético

La homologación del yacimiento Los Mogotes Colorados a los depósitos del modelo *roll*, constituye un caso testigo en el país que abre expectativas de su repetición, tanto en el distrito uranífero de su yacencia local, como en

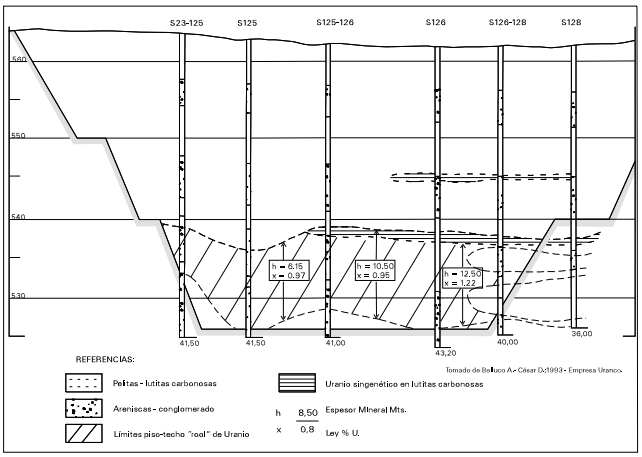


Figura 3. Litología y nivel uranífero del yacimiento Los Mogotes Colorados.

otros ambientes sedimentarios regionales, con cuadros geológicos, litoestratigráficos, metalogenéticos, etc., semejantes a los descriptos en la caracterización del modelo *roll*.

Como ejemplo de extrapolación en el Distrito Los Colorados se cita a la manifestación Cueva del Chacho, donde aflora la faja de sedimentos carbónicos de 600 m de longitud por 40-60 m de espesor, que acusa: una sucesión de areniscas arcósicas muy alteradas con lutitas carbonosas interpuestas; buzamiento de 8º-10º; anomalías radimétricas regulares en toda su extensión y sectores con uranio en desequilibrio. La interrrelación de estos factores hacen presumir una lixiviación del uranio en el frente aflorante de la faja, su movilización en los acuíferos subterráneos y su precipitación en un frente redox, para constituir los cuerpos *roll*.

Antes de la postulación de este modelo, el sector fue explorado con sondeos en malla de 500 x 500 m y resultados negativos, lo cual no anula sus expectativas si se convalida la extrapolación del modelo *roll*, que requiere otras condiciones de exploración en profundidad.

A su vez, en el ámbito nacional, los amplios depocentros intracratónicos con rellenos sedimentarios epiclásticos continentales del Neopaleozoico y Mesozoico (Cuenca del Golfo de San Jorge; Cuenca del Neuquén Extrandino; Cuenca de Paganzo; etc.), son hospedantes de Distritos uraníferos, con manifestaciones superficiales de uranio cuyos parámetros de yacencia geológica hacen presumir el posible desarrollo en profundidad de celdas geoquímicas en frentes redox, con precipitación del uranio en el modelo *roll*.

La extrapolación del modelo *roll* no debe limitarse a la metalogenia de los depósitos de uranio en ambientes sedimentarios clásticos continentales, dado que otros elementos: Se, Mo, V y en especial el cobre, registran en esos medios geológicos, una fase exógena de sus ciclos geoquímicos, que al igual que el del uranio, involucran procesos de lixiviación, movilización en los acuíferos subterráneos y su potencial precipitación en celdas geoquímicas de frentes redox, conformando yacimientos del tipo *roll*. Como ejem-

plo de esta nueva opción extrapolativa del modelo *roll*, se cita a los yacimientos de cobre en areniscas fluviales de las formaciones Portezuelo y Huincul del Cretácico, en la región Plaza Huincul (Neuquén), donde junto a depósitos epigénicos estratoligados, se suma la yacencia del modelo *roll* sobre los frentes redox regionales. (exploración Polimet-Mim, comunicación verbal A. Lencinas).

BIBLIOGRAFÍA

Azcuy, R. y J. Morelli, 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. Formaciones que la componen y sus relaciones. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (4).

Belcastro, H., 1974. Relevamiento aerorradimétrico de la Sierra de Velasco-La Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Belluco, A. *et al.*, 1981. La favorabilidad geológico-uranífera de la Rep. Argentina y el Distrito sierra Pintada (Mendoza). *Academia Nacional de Ciencias, Anales,* 33

Belluco, A. *et al*., 1983. Age, sedimentary environments and others aspacts of sandstones and later host rocks for uranium deposits. Teb.Rep. 231.- *Working Group OIEA* - Viena.

Belluco, A. *et al*., 1985. The sedimentary controlled uranium deposits in Argentina and their relation to the geostructural development. Tec.Rep. 328. *OIEA.- Working Group on Uranium Geology.-* Viena

Caminos, R., 1972. Sierras Pampeanas: Tucumán, Catamerca, La Rioja y San Juan.- Geología Regional aregentina. *Academia Nacional de Ciencias.*

Crawley, R.A. *et al*., 1985. Geology and application of geologic concepts. Morrison Formation, Grants Uranium Region. Nuevo México. USA . Doc Rep. 328- *OIEA* Viena.

Dalhar, H., 1972. Genesis and characteristics of the Southern Powder River Basin uranium deposits.

Diez, J., 1972. Reconocimiento preliminar de anomalías radiactivas en el faldeo Noroeste de la Sierra de Velasco. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Galloway, W. E., 1985. The depositional and hidrogeologic environment of Terciary uranium deposits. S. Texas . USA Uranium Province . Tec.Doc 328 -*OIEA* Viena

Grange, H. G. y C. Warren, 1974. Zoning in the altered tongue associated with roll tipe uranium deposits. *Symposiun formation of uranium ore deposits. Athens. STI.* Pub. 374. OIEA Viena

Harshman, E. N., 1974. Distribution of elements in some roll-tipe uranium deposits. STI. Pub 374 *OIEA* Viena

Ibañez, M., 1978. Perforaciones realizadas en la manifestación de uranio Chacho Peñaloza -La Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Salfitty, J. y S. Gorustovich, 1983. Paleogeografía de la Cuenca Paganzo (paleozoico Superior) *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 38: (3-4).

Salinas, H., 1974. Exploración y evaluación del yacimiento Los Colorados. La Rioja. Informe. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Shame, D., 1956. Significado de los yacimientos roll en la génesis de los depósitos de U y V en el Colorado.- EE.UU. - Volúmen VI - Usos pacíficos de la Energía Atómica - *Naciones Unidas Ginebra*

Stipanicic, P. y A. Belluco, 1984. La favorabilidad geológico-uranífera en América del sur.- Inf. 1 *Geology and metallogenesis of uranium deposits of South America.- OIEA* Viena.

Valdiviezo, A. y V. R. Aldana, 1999. Distrito uranífero Guandacol-Jáchal, La Rioja y San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 773-780, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO GUANDACOL-JÁCHAL, LA RIOJA Y SAN JUAN

Alberto Valdiviezo[1] y Victor R. Aldana[1]

INTRODUCCIÓN

El distrito se ubica entre las localidades de Jáchal, provincia de San Juan y Guandacol, contiene numerosas manifestaciones uraníferas; el área está comprendida en las Hojas 16 b y 17 b, de la Carta Geológico-Económica de La República Argentina (Dirección Nacional de Minería) (departamento Felipe Varela, provincia de La Rioja). Involucra dos afloramientos: Guandacol y Chepical.

AGRUPAMIENTO GUANDACOL

Ubicación

El acceso al agrupamiento Guandacol se realiza desde la localidad homónima 30 km hacia el oeste, por el camino que conduce a mina La Helvecia.

Leyes, reservas y producción

En el agrupamiento Guandacol se consignan los siguientes valores:

Yacimiento Urcal: Ley media U = 0.301‰ - (altos valores puntuales)

Estimación preliminar de reservas: 392.565 toneladas.

Yacimiento Urcuschún: Ley media U = 0,980 ‰ - (puntual hasta 8,600 ‰)

Estimación preliminar de reservas: 413.000 toneladas.

Manifestación El Resistido: Ley media U = 0,970 ‰ - (puntual hasta 26,000 ‰)

HISTORIA DEL DISTRITO

La mineralización del distrito Guandacol-Jachal fue descubierta en los años cincuenta. por personal de la Delegación Chilecito de la CNEA Comprende un grupo de manifestaciones alojadas en sedimentitas de la Formación Panacán (Carbonífero). Entre los depósitos más importantes figuran: Urcuschún, Sonia y La Marthita, y otros indicios de similares características pero de menor envergadura.

En 1958, personal de la Delegación Cuyo realiza trabajos en el agrupamiento de indicios uraníferos denominado Chepical (departamento Jachal, provincia de San Juan), entre los que se destacan Chepical y Los Barreales.

Entre los años 1963 y 1965, la CNEA reanuda la exploración en el área de Guandacol, descubriendo, en junio de 1963, el Yacimiento Urcal, alojado en el conglomerado calcáreo brechoso basal de la Formación Panacán y en las calizas infrayacentes de la Formación San Juan. Los trabajos se continúan en 1968 y parte de 1969, durante éste último período se extraen 7 t de U, con ley media 1,6-1,7 % (Diez, 1984).

En forma discontinua, la CNEA realiza trabajos de exploración hasta el año 1977. En dicho año se realiza una estimación de los recursos en el yacimiento Urcal (sectores: El Infierno, Portezuelo Blanco, Cabeza de Montero, La Banderita, El Cajón y Arroyo de Las Minas) obteniéndose una primera estimación de mineral indicado-inferido de 118 t(f) U / 392.565 t (m), con ley media 0,301 U ‰ (Valdiviezo, 1977).

La titularidad de los yacimientos ubicados en la provincia de La Rioja es de la empresa provincial Yacimientos Mineros Riojanos S.A. (YAMIRI S.A.).

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Centro.*

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional del área corresponde al ámbito de la Precordillera, caracterizada por una faja continua de sobrecorrimientos con vergencia oriental que se extiende desde el norte de Guandacol, en La Rioja, hasta el sur de la Pampa de Bachongo, en San Juan (Baldis *et al.,*1990).

En el inicio del ciclo geotectónico Famatiniano, durante el Cámbrico se desarrolla una cuenca marina pericratónica, que abarca las tres provincias geológicas precordilleranas: Oriental, Central y Occidental, caracterizadas por facies de ambientes proximales, de plataforma y de taludes profundos, respectivamente (Ortiz y Zambrano, 1981).

El ambiente marino litoral de la Precordillera oriental se habría extendido hacia el norte hasta la latitud de Guandacol en La Rioja, donde en la sierra de La Punilla afloran facies litorales cambro-ordovícicas. En las facies de plataforma cámbrica, la secuencia se inicia con un calcáreo margoso de plataforma abierta, (Formación La Laja, Borrello, 1962; Bordonaro, 1978, 1979, 1980) y continúa con calizas y dolomías típicas de plataforma (Formación Villicúm, Borrello, 1963 y Aparicio, 1984), que se desarrollan pricipalmente al sur en la provincia de San Juan, al igual que las del Grupo Marquesado (Bordonaro, 1980), entre otras.

En el límite Cámbrico-Ordovícico, en la Precordillera Oriental y Central continúan las condiciones de plataforma estable, aunque con tendencia transgresiva a regresiva al final de cada ciclo (Baldis *et al.*, 1989), como lo reflejan las secuencias alternantes de calizas, dolomías y chert, con estructuras algáceas, con cambios laterales de facies, de la Formación La Flecha al sur y San Roque al norte (Baldis. *et al.,* 1981). Las facies de talud están representadas por calizas, pelitas y brechas de la Formación Los Sombreros (Cuerda *et al.*,1986; Banchig *et al.*, 1992) que corresponderían a un talud marginal con barras de arenas calcáreas (Fernández *et al.*, 1987), o a un ambiente de talud mixto (Bordonaro y Banchig, 1990). Ramos *et al.* (1986) interpretan a la zona como un verdadero borde continental activo, sujeto a mayor tectonismo, con presencia de corteza oceánica.

Durante el Ordovícico, continuaron en la región las condiciones de plataforma estable. Beresi (1990) describe tres ciclos en la cuenca ordovícica de la Precordillera: El Primer Ciclo corresponde a la plataforma carbonática de la Formación San Juan y a un talud carbonático clástico, que se desarrolló desde el Cámbrico superior (Formaciones La Flecha y San Roque), hasta el Llanvirniano, abarcando desde La Rioja hasta el río Mendoza. La primera está presente en las tres regiones precordilleranas: Oriental, Central y Occidental, y está integrada por calcáreos dolomíticos y margosos, estratificados, de plataforma abierta, oxigenada, correspondiente a un mar somero, que en algunos tramos se profundiza originando una zona de transición (Baldis y Beresi, 1981) con aporte cíclico de material pelítico (pasaje a las lutitas de la Formaciones Gualcamayo y Los Azules, por ejemplo). El ciclo culmina reflejando los efectos de la fase diastrófica Guandacol (Furque, 1972 y Baldis *et al.*, 1989), que levantó el basamento pampeano, provocando la acumulación al oeste de secuencias turbidíticas gruesas, sobre areniscas y pelitas.

El Segundo Ciclo (Ordovícico medio), está representado por depósitos pelíticos y clásticos de talud, con facies turbidíticas, abanicos submarinos, etc, que traslapan a los del ciclo anterior y se apoyan en discordancia sobre la plataforma carbonática. Corresponden a este ciclo las Formaciones Alcaparrosa, Don Polo y Portezuelo del Tontal, en San Juan y la parte basal de la Formación Villavicencio en Mendoza. La primera de ellas está constituida por areniscas y pelitas oscuras, parcialmente alteradas y con un elevado fondo geoquímico de uranio (39 ppm) (Angelelli, 1970).

El Tercer Ciclo, también clástico, se inicia sobre una discordancia provocada por la fase Villicúmica (Baldis *et al*., 1982) (equivalente a la fase Oclóyica) y abarca desde el Ashgilliano superior hasta el Silúrico inferior (Beresi, 1990), estando representado, principalmente por la Formación Don Braulio, compuesta por fangolitas, conglomerados polimícticos, psamitas y pelitas en el techo, asentadas hiato mediante, sobre la Formación La Cantera.

Durante el Silúrico-Devónico, la línea de costa permaneció a la altura de la Precordillera, convirtiéndose en un área semiestable, donde se desarrollaron condiciones marinas pericratónicas con influencia continental.

Más hacia el sur y oeste la cuenca recibía ya durante el Silúrico la sedimentación marina, flyschoide del Grupo Tucunucu (Furque y Cuerda,1979), asignado al Llandoveriano (Cuerda, 1969).

Durante el Devónico, la sedimentación prosigue, con el Grupo Gualilán que refleja la transición de condiciones marinas a continentales.

En el inicio del Ciclo Precordilleránico, las fases diastróficas Precordilleránica y Chánica, del Devónico superior-Carbonífero inferior, estructuraron el basamento precarbonífero sobre terrenos con rigidez creciente hacia el este, en el cratón pampeano; mientras que en la región que nos ocupa, la deformación culminaría con el surgimiento de la «Protoprecordillera» (Amos y Rolleri, 1965), que habría separado en dos ámbitos la depositación de las sedimentitas carboníferas. Bercowski y Zambrano (1990), en cambio, consideran que el hallazgo de sedimentos carboníferos marinos, al este del Tontal, sugiere la existencia solamente de un alto topográfico, que denominan «Dorsal del Tontal», que alternativamente permitiría o no el paso del mar hacia la vertiente oriental de la misma (Milana, 1992; Bercowski y Milana, 1990).

Según Ramos *et al.*, (1984), a fines del Devónico el terreno «Chilenia» colisionó con el continente Gondwánico, produciendo la llamada zona de sutura Acádica que generó una zona de subducción hacía el este, con la generación de un prisma de acreción y de una sucesión plutónica y volcánica, que precede a un régimen extensional generalizado, que se instala a partir del Pérmico medio.

Al este del arco magmático se desarrollan las cuencas de Río Blanco y Calingasta-Uspallata, consideradas como

de retroarco (López Gamundi *et al.,*1989), en las que se acumulan, a partir de la fase Chánica, sedimentos marinos y continentales, en facies litorales hacia el este y de menor energía en la parte occidental.

En el Carbónifero medio a superior se produce una ampliación de estas cuencas y tiene lugar una ingresión marina, mayor que la del Carbónifero inferior, que sobrepasa la Protoprecordillera, hasta alcanzar la cuenca de Paganzo. A la vez, la temperatura empieza a bajar y se instalan glaciares de tipo alpino, principalmente en el flanco occidental. En el Carbonífero superior-Pérmico en las cuencas de la Precordillera, al igual que en la parte occidental de la de Paganzo, imperan condiciones ambientales marino someras a continentales, que se reflejan , en las sedimentitas de las formaciones Agua Negra, Ansilta, Agua del Jagüel, Santa Elena, Santa Máxima y Loma de los Morteritos, entre otras, que en su parte cuspidal atestiguan las condiciones totalmente continentales del Carbonífero superior-Pérmico inferior.

En el área del distrito uranífero (Precordillera riojana), la sedimentación carbonífera se inicia a partir de la fase diastrófica Chánica, en una amplia bahía ocupada por el mar Pácifico durante el Carbonífero.

La Formación Volcán (Furque y Cuerda, 1979) en el Cerro Veladero y en la Sierra de Umango es de origen mixto continental-marino. Está constituída por depósitos arenosos continentales, en partes conglomerados con intercalaciones de limolitas, que representan una ingresión marina de facies costera, ocurrida en el Carbonífero inferior (González, 1986 y Antelo, 1969 en Furque y Cuerda, 1979). Hacia arriba continúan depósitos fluviales deltaicos y de cuerpos lacustres someros, que incluyen a la Formación Panacán, predominantemente continental (portadora de la mineralización de uranio), con evidencias de una nueva ingresión marina. Culmina con un ciclo fluvial entrelazado distal, asignado al Carbonífero medio y superior (Furque y Cuerda, 1979; Aceñolaza y Toselli, 1981).

Las Formaciones Volcán y Panacán serían equivalentes con las Formaciones Guandacol y Tupe de la sierra de Villa Unión, en la Cuenca de Paganzo propiamente dicha. Estos fenómenos tectosedimentarios culminan con la fase diastrófica San Rafaélica (270-265 Ma) que en la región central del país cierra el ciclo carbonífero-pérmico de sedimentación.

El magmatismo del ciclo Precordilleránico que se emplaza en el área central del territorio, presenta dos grupos de magmatitas, bien definidos espacial y temporalmente: El primero eocarbonífero, denominado G3 en las Sierras Pampeanas, de composición predominantemente granítica, con granodioritas y tonalitas subordinadas, que representaría allí, la actividad magmática de intraplaca, asociada a un borde activo durante el Paleozoico Superior-Eomesozoico, muy difundido en la Cordillera Frontal y Precordillera (Rapela *et al.,*1990).

El segundo Grupo, Pérmico-Triásico, está formado por las facies intrusivas y volcánicas que constituyen el Grupo Choiyoi (Linares *et al*., 1980), que se localiza igualmente en la Cordillera Frontal y Precordillera, a favor de la fracturación de la corteza rígida debido a un comportamiento dominantemente extensional, vinculado a las fases Sanrafaélica y Huárpica. El stock de Las Tunas, el del cerro Imán y escasos cuerpos filonianos de esta edad, se citan en la región que en la Precordillera nos ocupa.

Las sedimentitas terciarias corresponden a un ambiente netamente continental, representan molasas clásticas y vulcanoclásticas , correspondientes a los episodios póstumos de la orogenia Ándica (Furque y Cuerda, 1979). En la región del distrito (Furque, 1963) se ha señalado una secuencia constituida por arcillas, areniscas, limos y conglomerados finos, con intercalaciones de bancos tobáceos, tufíticos y de brechas porfídicas, que yacen en dicordancia sobre las formacione más antiguas y se extienden hacia el norte hasta la Cuenca de El Zapallar, sobrepasando los límites de la Precordillera.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

En la región del distrito uranífero, el sustrato ordovícico está representado por las calizas marinas de la Formación San Juan, que al sur de río Guandacol presentan un pasaje a las lutitas de la Formación Gualcamayo, mientras que al norte del mismo, son cubiertas por brechas de clastos y cemento calcáreo las que han sido interpretadas, por algunos autores, como depósitos turbidíticos gravitacionales de talud, otros en cambio las incluyen en el conglomerado basal de las sedimentitas continentales de la Formación Panacán (Carbonífero superior).

Afloran asimismo en la región, rocas magmáticas como el Complejo volcánico-sedimentario (Formación Acerillos), del Carbonífero temprano (Fauqué y Limarino, 1992); las rocas filonianas andesíticas (Furque, 1972) que intruyen a las formaciones señaladas precedentemente y los cuerpos graníticos asimilados al ciclo magmático G3-Precordillerano, (Fase Somuncúrica) que tiene su manifestación más importante en la Cordillera Frontal (Caminos *et al.*,1993).

Por encima de las calizas marinas del Paleozoico Inferior (Formación San Juan-Ordovícico), yacen en discordancia sedimentitas continentales del Paleozoico Superior (Formación Panacán-Carbonífero superior) que se repiten por fallamiento. Rocas filonianas de composición variable desde riolítica hasta pórfiros dioríticos y monzoníticos, intruyen a las formaciones citadas.

Litología

En las áreas de los agrupamientos Chepical y Guandacol, las características litológicas son muy semejantes.

Litología en el área del Agrupamiento Guandacol (Valdiviezo, 1977)

La columna estratigráfica (figura 1), está integrada de la siguiente manera:

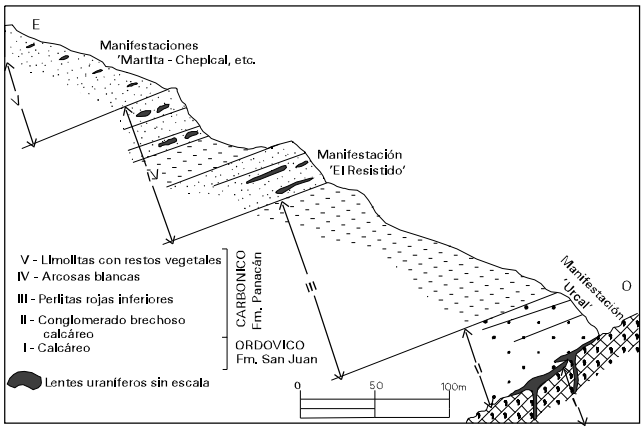


Figura 1. Litología del Agrupamiento Guandacol.

Formación San Juan (Ordovícico, Furque, 1963): Constituida por calizas de ambiente marino interestratificadas con lutitas. Las primeras, de tonos grises claros a muy oscuros, bien estratificadas en bancos gruesos que alternan con otros más finos, que a veces contienen materia carbonosa. Las lutitas en el área del yacimiento Urcal son de muy escasa participación, son de color gris oscuro a negro, con abundante materia orgánica.

Las calizas de la Formación San Juan presentan abundantes sulfuros metálicos diseminados; así como nódulos, venas y finas capas de material silíceo negro, reventones y bolsones de calcita, baritina y a veces galena y blenda.

Formación Panacán (Carbonífero, Furque, 1963): Está constituida, de base a techo por:

Conglomerado basal brechoso calcáreo: Unidad litológica de carácter local en el yacimiento Urcal, yace en discordancia sobre la formación anterior, está constituido por bloques subredondeados a subangulosos de composición calcárea, en menor proporción lutíticos y de areniscas rosadas a amarillentas. Carece de estratificación y selección de sus clastos, posee matriz areniscosa y cemento calcáreo. Al igual que la Formación San Juan, alberga venas y reventones de calcita, baritina, galena y blenda.

Pelitas rojas inferiores: Son pelitas y areniscas finas a medianas, muy físiles, de color rosado, rojo y amarillento; muestran interestratificaciones de bancos conglomerádicos fluviales, de composición calcárea, tonalidad pardo amarillenta y espesor variable entre pocos centímetros a más de dos metros. El espesor de este miembro es variable, pues rellena un paleorelieve y en general tiende a desaparecer hacia el este y norte, ya que esta formación es transgresiva sobre las calizas San Juan en esas direcciones.

Arcosas blancas: Constituyen el miembro medio, compuesto de dos potentes bancos de arenisca denominados Resistido I (el inferior) y Resistido II (el superior) y separadas por un banco de pelitas rojas similares a las del miembro anterior. Las areniscas son blancas, de granulometría mediana a gruesa; están constituidas de cuarzo, con menor proporción de feldespato muy caolinizado y menor aún de muscovita; son comunes rodados de arcilla gris que alcanzan los 10 cm de diámetro; su estratificación es paralela y en muy contados niveles entrecruzada. Se observan escasos niveles conglomerádicos. En algunas muestras de cuttings, se detectaron restos de materia carbonosa finamente dividida.

Limolitas superiores: Secuencia alternante de limolitas y areniscas finas de color rojo a morado claro, la estratificación varía de horizontal a entrecruzada diagonal y torrencial. El espesor de los estratos es muy variable. Es notoria la presencia de restos vegetales carbonizados y silificados, muchos de los cuales se asocian con anomalías radioactivas, manifestaciones cupro-uraníferas, estando a veces reemplazados por pechblenda.

Abundantes filones-capa y diques afloran en el área, los primeros tienen rumbo general norte-sur, mientras que los segundos son subverticales, de rumbo este-oeste y cortan a los anteriores. A su vez ambos sistemas intruyen a las sedimentitas de la formación Panacán y presentan composición variable desde riolitas hasta pórfiros dioríticos y monzoníticos (Noya, 1970).

Estructura

En este sector de la Precordillera, la configuración actual muestra los sedimentos del Paleozoico Superior y Triásico afectados por los movimientos andinos, que actúan de manera diferente según la ubicación de los bloques longitudinales; así en la faja sedimentaria occidental comprendida entre la Sierra de la Punilla y el bloque ordovícico de los cerros Letrero y Piedra Blanca, se observan pliegues más apretados que en la faja oriental, al este de dichos cerros, donde se ubica el yacimiento "Urcal". Allí las calizas de la formación San Juan presentan pliegues amplios de rumbo general norte-sur; localmente se presentan buzando 40º al oeste y afectadas por dos juegos de diaclasas y fracturas subverticales de rumbo noreste y oeste-noroeste respectivamente, mientras que el "calcáreo brechoso" buza homoclinalmente al oeste-suroeste, con inclinación variable y especialmente en el sector El Infierno presenta un denso diaclasamiento. Las sedimentitas carboníferas y postcarboníferas, menos afectadas aún, forman un homoclinal buzante 25º a 35º al oeste, con pequeños alabeos y fracturas menores de acomodación.

Merece resaltarse la fractura de rumbo este-oeste, coincidente con la Quebrada del Betún y otra de rumbo nornoroeste, las que se interceptan en el sector mineralizado de El Infierno, afectando a las rocas precarboníferas, mientras que en éstas, su efecto solo se traduce en flexuras y diaclasamiento. Se trataría por tanto de fracturas antiguas que sufrieron reactivaciones post-carboníferas y que podrían albergar cuerpos mineralizados vetiformes.

Morfología

Yacimiento Urcal: Comprende tres sectores principales (Lucero y Diez, 1966; Valdiviezo, 1977):

a.- *Sector El Infierno:* La mineralización es de hábito lenticular y relacionada a la discordancia basal de la secuencia, donde se alberga en los conglomerados brechosos y podría asimismo rellenar grietas en las calizas infrayacentes adoptando hábito vetiforme. El área mineralizada, reconocida mediante perforaciones con recuperación de cuttings, adopta una forma elongada en dirección nornoroeste, coincidente con el rumbo de un juego de fracturas locales, alcanzando aproximadamente 200 m de corrida por 140 m de ancho promedio en dirección perpendicular y 5,70 m de potencia media.

b- *Sector Portezuelo Blanco:* Ubicado al sur del anterior, donde areniscas cuarzosa, friables, de color blanco amarillento alojan la mineralización urnífera, que es luego cortada por un dique del sistema Este-Oeste.

c- *Sector Cabeza de Montero*: Situado al sur de los anteriores, en él la mineralización se aloja en las calizas, tiene hábito vetiforme, de rumbo submeridiano, buzamiento subvertical, controlado por fracturas; según Noya (1970) la mineralización está compuesta por minerales negros (posiblemente pechblenda), acompañados de pirita y goethita; estos cuerpos son cortados por pequeñas vetas hidrotermales de galena, blenda y smithsonita que serían coetáneas con las de la mina Helvecia, situada algunos cientos de metros al oeste.

YACIMIENTO URUCUSCHÚN: Según Noya (1966), los cuerpos mineralizados de este yacimiento son lenticulares, subconcordantes con la estratificación, poseen entre 10 y 20 m de corrida, y potencias variables entre 0,30 y 0,70 m y están cortados por fallas postminerales con rechazos de órden métrico; se alojan en areniscas finas muy compactas de la Formación Panacán. El área de interés tiene 20 ha, elongada en dirección N165º, y buza 15º-20º al suroeste.

MANIFESTACIÓN EL RESISTIDO (ANZULOVICH Y VALDIVIEZO, 1976): Los cuerpos mineralizados se alojan en los potentes bancos de areniscas blancas del miembro medio de la Formación Panacán; ellos son lenticulares, de 50 a 100 m de longitud y 0,20 m de potencia; la corrida total sobre rumbo del banco mineralizado supera los 800 m, con una ley media del 0.7 % de U para el metro de potencia. Están penetrados por diques mesosilícicos a básicos.

MINERALOGÍA

Los minerales presentes en los principales yacimientos son los siguientes:

YACIMIENTO URCAL: Según Brodtkorb (1978) se determinaron como minerales primarios karelianita y caffinita, además de galena, esfalerita, piritaa y tetraedrita pertenecientes a la paragénesis Pb-Zn-baritina de los bancos mineralizados tipo La Helvecia.

Los minerales secundarios se encontraron a partir de karelianita, montroseíta, doloresita, duttanita y pascoita, además de tyyuyamunita, metatyuyanuumita, metatorbernita. Por otro parte smithsonita y calamina.

Los minerales de ganga son calcita, baritina, cuarzo.

YACIMIENTO URUCUSCHÚN: Los minerales primarios son pechblenda, pirita, calcopirita, bornita.

Los minerales secundarios son uranofano, malaquita, aureolas supergénicas urano-ferro-cupríferas.

Los minerales de ganga son limonita, material carbonoso.

MANIFESTACIÓN EL RESISTIDO: Sólo se observó la presencia de minerales secundarios, U y Cu: Torbernita y posiblemente metatorbernita.

EDAD

Determinaciones de edad sobre muestras de mineral negro procedentes de distintas manifestaciones del distrito han arrojado valores que ubicarían al evento mineralizador en el Pérmico (Stipanicic, 1969).

ALTERACIONES

El flanco occidental del cerro Urcuschún entre el yacimiento El Llanito por el norte y el río Guandacol por el sur, constituye un área de alteración, la que adquiere particular intensidad en el sector ocupado por la mina Helvecia, el yacimiento Urcal y la manifestación El Resistido.

La alteración se manifiesta principalmente en los bancos psamíticos del nivel medio de la Formación Panacán, los que muestran una casi total caolinización de los feldespatos. Estos bancos alcanzan un desarrollo regional presentándose en mayor o menor grado alterados. Entre los sectores Portezuelo Blanco y Cabeza de Montero es profunda la alteración de las pelitas y areniscas inferiores de la Formación Panacán, las que se tornan de color gris amarillento a verdoso, muy friables y con gran difusión de pátinas limoníticas. En cambio, el nivel superior de esta formación presenta una alteración escasa y limitada a las lentes psamíticas, con aureolas de alteración alrededor de restos vegetales.

El conglomerado brechoso calcáreo basal, especialmente en el sector El Infierno se muestra muy alterado, de color gris rojizo a marrón, con "nidos" de óxidos de hierro. Están presentes sulfuros diseminados y abundante limonita en muestras de *cuttings* de perforaciones, coincidentes con el piso de los cuerpos mineralizados (Valdiviezo, 1977).

AGRUPAMIENTO CHEPICAL

UBICACIÓN

Se localiza 40 km al norte de Jáchal, desde donde se accede siguiendo el río seco La Virgencita hasta el puesto Chepical.

Leyes, reservas y producción

En el agrupamiento Chepical se consignan los siguientes valores:

Sector Chepical: En este sector se reconocieron 2 cuerpos mineralizados de 95 m de corrida cada uno; 0,90 m de potencia media y con una ley media de 1,018 ‰ U.

Sector Los Barreales : El cuerpo mineralizado tiene 130 m de largo total; 0,40 m de potencia media y 0.848 ‰ U de ley media.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología en el área del Agrupamiento Chepical (Antonietti, 1958)

Ordovícico-Formación San Juan: La serie se inicia con calizas dolomíticas, margas y lutitas de origen marino, atravesadas por guías a veces potentes de calcita, tectonizadas y con halos de alteración. La caliza es portadora de oro, galena, malaquita, baritina y yeso.

Devónico: Constituido por pizarras, grauvacas y conglomerados, con un típico color verdoso.

Carbonífero: En su parte inferior presenta lutitas arcillosas, carbonosas y grauvacas, con intercalación de depósitos glaciales (tillitas, algunos mantos de carbón y conglomerados fluvi-glaciales). Los niveles superiores de la formación están representados por arcosas, areniscas conglomerádicas, areniscas cuarzosas, areniscas arcillosas, areniscas micáceas, limolitas, fangolitas, etc. Contienen restos vegetales, a los que se vinculan algunas manifestaciones uraníferas.

Triásico: Fanglomerados de color rojo, semejantes a los que afloran en otros sectores de la Precordillera. Abundantes filones-capa y diques de composición andesítica a dacítica.

Cuartario: Está representado por capas plegadas del Pleistoceno, lo que permite apreciar la magnitud de los últimos movimientos del ciclo diastrófico andino.

Estructura

En el área del Puesto Chepical, la potente serie de sedimentos presenta un rumbo general, aproximadamente norte-sur, con buzamiento promedio de 30º al oeste-sudoeste.

Regionalmente están presentes grandes fallas regionales de rumbo submeridiano, con planos inclinados al oeste, las mismas se ubican alejadas tanto al este como al oeste del área considerada. Estas fallas no tendrían relación con la mineralización en el área, además en el sector no se observan perturbaciones tectónicas importantes, salvo fallas de muy poco rechazo.

Morfología

Los niveles mineralizados son concordantes con la estratificación y su forma es tabular e irregular.

Mineralogía

La mineralización es de distribución discontinua, ocupa los poros de las areniscas, a veces está asociada a restos vegetales; se determinaron los siguientes minerales:

- Minerales primarios de uranio: Pechblenda.
- Minerales secundarios de uranio: Uranofano y carnotita. Malaquita y azurita.
- Minerales de ganga : óxidos de hierro y manganeso.

MODELO GENÉTICO

Se propusieron dos modelos genéticos para el distrito Guandacol-Jáchal.

a - Uno vinculado a la circulación de soluciones ácidas ricas en U, dispersas en aguas subterráneas, donde fenómenos de óxido-reducción han producido la precipitación de los minerales uraníferos a expensas de variaciones de permeabilidad, de composición y de pH y Eh del medio, así como la concentración y variedad de restos vegetales, materia orgánica y pirita diseminada. Es el modelo más difundido, corresponde al tipo “Uranio en areniscas”, subtipo peneconcordante. Se trata de areniscas y limolitas, de habito lenticular, con estructuras de corte y relleno, en cuyo seno se alojan restos de vegetales carbonizados y en menor escala silificados, reemplazados a veces totalmente por pechblenda, los que al oxidarse forman aureolas supergénicas urano-ferro-cuprosas, constituyendo pequeños cuerpos mineralizados de algunas decenas de toneladas. Citamos como ejemplos: Urcuschún, La Cuesta, Marthita y Sonia en la provincia de la Rioja y Chepical, Cerro Aspero y Las Catitas en San Juan, entre muchos otros.

b - El otro modelo, estaría vinculado a la circulación de soluciones hidrotermales que podrían relacionarse con el emplazamiento de rocas intrusivas e hipabisales de carácter mesosilícico a ácido, del Grupo Choiyoi.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1970. La prospección geológico-minera y la minería argentina en los últimos veinticinco años. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (2): 182-196, Buenos Aires.

Antonietti, C., 1958. Informe geológico Grupo minero Chepical. Departamento Jachal-San Juan. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Anzulovich, J. C. y A. Valdiviezo, 1976. Resultados de la prospección detallada en la Manifestación Nuclear El Resistido. Guandacol, La Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Aparicio, E. P., 1984.Geología de San Juan. *Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.* República Argentina.

Aceñolaza, F. G. y A. J.Toselli, 1981. Geología del Noroeste Argentino. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales,* San Miguel de Tucumán.

Baldis, B. y M. Beresi, 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. *2º Congreso Latinoamericano de Paleontología,* 1: 2-18. Porto Alegre. Brasil.

Baldis, B. y O. Bordonaro, 1981. Evolución de las facies carbonáticas en la Cuenca Cámbrica de Precordillera. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 385-387.

Baldis, B., O. Bordonaro, M. Beresi y A. Vaca., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas* 4: 399-445. Buenos Aires.

Baldis, B., O. Bordonaro, C. Armella, M. Beresi, N. Cabaleri., S. Peralta y H. Bastias, 1989. La cuenca Paleozoica Inferior de la Precordillera Argentina. Caracterización de la Cuenca Precordillerana en el límite Cambro-Ordovícico en Cuencas Sedimentarias Argentinas (Eds.Chebli-Spalletti). *Instituto Superior de Correlación. Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. Serie de Correlación Geológica,* 6: 101-121.

Baldis, B., Martínez, R., Villegas, C., Pereyra, M., Pérez, A., 1990. Estructura, provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 186-211. San Juan.

Banchig, A., P. Milana y O. Bordonaro, 1990. Litofacies clásticas de Formación Los Sombreros (Cámbrico Medio) en la Quebrada Ojos de Agua. Sierra del Tontal, San Juan. *3º Reunión Argentina de Sedimentología,* 25-30.

Belluco, A., Diez, J. y Antonietti, C., 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 9-33. Buenos Aires.

Bercowski, F. y H. Milana, 1990. Sedimentación glacimarina: Nueva interpretación para la Formación Guandacol (Carbonífero) en el pérfil Río Francia, Precordillera Central, San Juan. *3º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas,* 37-42.

Bercowski, F. y J. Zambrano, 1990. Carbonífero y Pérmico de San Juan. *11º Congreso Geológico Argentino. Actas.*

Beresi, M., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. Relatorio. *11º Congreso Geológico Argentino.*

Bordonaro, O., 1978. Sobre la presencia de la zona *Antagmus oncocephalus* del Cámbrico inferior en la Quebrada de Zonda. provincia de San Juan. Reunión Mac. El Paleozoico Supl. *Acta Geológica Lilloana,* 14.

Bordonaro, O., 1979. El género *Albertella* (Trilobite) en el Cámbrico Medio de San Juan. Argentina. *Ameghiniana,* 16 (1-2).

Bordonaro, O., 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda. provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (1): 26.

Borrello, A., 1962. Caliza La Laja (Cámbrico Medio de San Juan). *Not. Com. Invest.Prov. Buenos Aires.* 9 (2): 3-8.

Borrello, A., 1963. *Fremontella inopinata* Nv.sp. del Cámbrico de la Argentina. *Ameghiniana*, 3 (2): 51-55.

Brodtkorb, M. K. de, 1978. Oxidos de vanadio en caliza: su presencia en el yacimiento Urcal, provincia de La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (2): 97-104.

Caminos, R., Fauque, L., Cingolani, C., Varela, R. y Morel, E., 1993. Estratigrafía y Estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan.

Cuerda, A.J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan. *Ameghiniana*, 6 (3): 223-235.

Cuerda, A., C. Cingolani, R. Varela y O. Schauer, 1986. Cámbrico y Ordovícico en la Precordillera de San Juan: Formación Los Sombreros. Ampliación de su conocimiento bioestratigráfico. *4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas,* 1: 5-17. Mendoza.

Fauqué, L. y Limarino, C. O., 1992. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de la Rioja). Su importancia tectónica y paleoambiental. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46 (1-2): 103-114.

Fernandez, A., F. Bercowski y A. Cuerda., 1987. Litofacies y Paleoambientes del Cámbrico medio de la Fm. Los Sombreros. Sa. del Tontal, Precordillera de San Juan, Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 143-146.

Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b - Guandacol (provincias de La Rioja-San Juan) *D.N.G.y M.,* Bol. 92, Bs. As.

Furque, G., 1972. Los movimientos caledónicos en la Argentina. *Museo de La Plata, Revista. Sección Geología,* 8 (65z): 129-136. La Plata. Bs.As.

Furque, G. 1972. Descripción Geológica de la hoja 16b Cerro La Bolsa. *Dirección Nacional de Geología y Minería.*

Furque, G. y A. J. Cuerda, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza en J.C.M. Turner, *Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias,* 1: 455- 522. Córdoba.

González Diaz, E.F., 1986. Paleogeografía. Parte I, Precámbrico - Paleozoico. *Univ. Nac. de Tuc., Fac. Cienc. Nat. e Instituto Miguel Lillo*, Publ. 1839.

Linares, E., E. Llambías y C. Latorre., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (1): 87-146.

López Gamundi, O. R., L. Alvarez, R. Andreis, G. Bossi, F. Espejo, K. Legarreta, D. Kokogian, C.O. Limanno y H. Sessarego, 1989. Cuencas Intermontanas. En Chebli.E; Spalletti, L (ed), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica,* 6: 123-167.

Lucero, H. N. y J. D. Diez, 1966. Yacimiento Urcal: Estado de los trabajos, reservas, relevamiento topográfico-geológico-radimétrico. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Milana, J., 1992. Estratigrafía Secuencial, Cortejos Sedimentarios y su relación con la evoluación geotectónica de la Cuenca Paleozoica Inferior de la Precordillera. *4º Reunión Argentina de Sedimentología,* 2: 199-206.

Noya, J. M. A., 1966. Informe preliminar sobre la Manifestación Nuclear Urcuschun. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Noya, J. M. A., 1970. Los yacimientos minerales del faldeo sudoccidental de cerro Urcuschun, La Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Ortiz, A. y J. Zambrano, 1981. La Provincia Geológica Precordillera Oriental. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 59-74.

Ramos, V., T. Jordan, R. Allmendinger, S. Kay, J. Cortez y M. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 84-106. Buenos Aires.

Ramos, V., T. Jordan, R. Allmendinger, C. Mpodozis, S. Kay, S. Cortez y M. Palma, 1986. Paleozoic terranes of Central Argentina-Chilean Andes. *Tectonics* 5 (6): 855-880.Washington.D.C.

Rapela, W.C., A.Toselli, L. Heaman. y J. Saavedra, 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampean, An Inner Cordilleran Paleozoic Arc in the southern Andes. *Geological Society of América, Special Paper,* 211.

Stipanicic, P. y E. Linares, 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 47 : 51-96. Córdoba.

Valdiviezo, A., 1977. Resultados de la exploración del yacimiento uranífero Urcal, Area Guandacol Provincia de La Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Rojas, G. E., 1999. El yacimiento uranífero Médano Rico, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 781-782, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO URANÍFERO MÉDANO RICO, SAN JUAN

Guillermo E. Rojas[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

La manifestación nuclear Médano Rico se encuentra ubicada en el departamento de Jáchal, a 60 km de la ciudad homónima y a 10 km al oeste de la estación Adán Quiroga, en el paralelo del kilómetro 259 de la Ruta Nacional 40. Sus coordenadas geográficas son las siguientes: latitud 29º42'10"S y longitud 68º43'17"O.

LEYES

El tenor medio del muestreo sobre afloramientos es de 0,025 % de U y una ley máxima de 0,24 % de U. Los valores obtenidos en labores son de una ley promedio de 0,096 % de U y una ley máxima de 0,44 % de U.

HISTORIA DEL DISTRITO

En los años 1958 y 1959, la comisión geológica Nº 5, a cargo del Dr. J. R. Videla Leaniz, realizó el estudio de prospección y geología del área detectándose varios indicios radiactivos: cerros Médano Rico, Cuculi y Azulejos.

En 1960, la Delegación Cuyo de la CNEA, encomendó al Dr. E. Rodríguez el estudio en detalle de los indicios descubiertos por el Dr. Videla Leaniz. De esta investigación se obtuvieron resultados poco favorables, a consecuencia del hábito de la mineralización, siendo la misma de carácter lenticular, de poco desarrollo espacial y baja ley. En años subsiguientes (1975-1976), se encaró la prospección pedestre de la zona sur del cerro Médano Rico dando como resultado la detección de varias anomalías.

A fines del año 1975, la comisión de prospección aérea a cargo de Saucedo detectó seis anomalías por relevamiento radimétrico aéreo siendo la de mayor importancia la denominada Médano Rico coincidiendo con los indicios uraníferos ubicados por tierra por la comisión geológica de N. Giordano. Posteriormente, durante el año 1977, se realizaron diversas labores superficiales, se amplió el plano geológico y se interpretaron los datos aportados por los mismos.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del área circundante a la zona de las manifestaciones está comprendida dentro del ámbito de la Precordillera Central. Esta se caracteriza por una faja continua de sobrecorrimientos con vergencia oriental que comienzan al norte de Guandacol, en La Rioja, y finaliza al sur de Pampa de Bachongo, en San Juan (Baldis *et al.,*1990).

La columna estratigráfica presente en la zona está constituida por calizas, calizas dolomíticas y margas de coloración gris amarillenta, fuertemente plegadas y fracturadas de edad cambro-ordovícica. El Silúrico está constituido por sedimentitas clásticas marinas teniendo el conjunto coloración gris verdosa. El Devónico es similar al Silúrico con lutitas, areniscas y algunos bancos conglomerádicos. En el Carbonífero-Pérmico (Formación Panacán) se alojan las mineralizaciones uraníferas y están constituidos por areniscas carbonosas y feldespáticas, arcilitas y limolitas. Son depósitos de origen continental, en su mayoría. El Terciario se halla representado por sedimentitas continentales correspondientes a los episo-

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Cuyo.*

dios finales de la orogenia Andina, y el Cuaternario por depósitos de piedemonte poco diagenizados (Saucedo, 1977).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

La mineralización está vinculada a areniscas feldespáticas y subarcosas intercaladas con arcilitas con materia vegetal fósil (Belluco *et al.,* 1974). Médano Rico participa, junto con numerosas manifestaciones, de características comunes desarrolladas sobre una zona de 200 km de largo en el frente de corrimientos terciarios de la Precordillera Central.

Existen en esta región tres sectores mineralizados con las siguientes características:

Médano Rico: Constituye una faja de 2 km de desarrollo submeridional donde se distribuyen irregularmente 7 cuerpos lenticulares sobre un mismo nivel de areniscas arcósicas con longitudes del orden de 5 a 10 m, potencias que no sobrepasan los 0,30 m y tenores medios de 0,025 % de U.

Cuculi: Se corresponde con un tramo de 1,5 km de desarrollo sobre rumbo norte-sur de un banco de arenisca donde se han detectado tres indicios lenticulares, cuyos parámetros son: longitud 10-20 m, espesores de 0,10-0,30 m y tenores de 0,025 % de U.

Azulejos: Es el más importante del área pues presenta 6 cuerpos lenticulares a lo largo de 2 km de extensión sobre rumbo del banco portador. De esas lentes se destaca una cuya continuidad en el sentido del rumbo es de 100 m, con espesores de 0,50-1 m y tenores de 0,04 a 0,08 % de U (Belluco *et al.,* 1974).

Los minerales de uranio son de tipo secundario (amarillos) y pechblenda, mientras que los minerales asociados son malaquita y azurita junto a dendritas de manganeso.

MODELO GENÉTICO

El modelo metalogénico es de tipo sedimentario con paragénesis U-Cu-V.

BIBLIOGRAFÍA

Baldis, B., Martínez, R., Villegas, C., Pereyra, M.., Pérez, A., 1990. Estructura, provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 186-211. San Juan.

Belluco, A., Diez, J. y Antonietti, C., 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan. *5º Congreso Geológico Argentino,* Buenos Aires.

Saucedo, P., 1977. Médano Rico. Prospección y conclusiones, provincia de San Juan. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.



PÉRMICO-TRIÁSICO:
Arco magmático

Depósitos tipo pórfiro
Manifestación de pórfiro cuprífero Carrizal, San Juan
El pórfiro cuprífero Yalguaraz, Mendoza
El pórfiro cuprífero San Jorge, Mendoza
El yacimiento de pórfiro cuprífero La Voluntad, Neuquén

Depósitos asociados a granitoides
Manifestación uraníferal Carrizal, San Juan
Distrito minero Tocota, San Juan
Yacimiento de wolframio Josefina, Mendoza

Chimeneas de brecha
El yacimiento polimetálico San Francisco de los Andes, San Juan

Depósitos residuales y de alteración
Vermiculita de mina Don Alberto, Mendoza

Rubinstein, N. A., 1999. Manifestación de pórfiro cuprífero Carrizal, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 785-787, Buenos Aires.



MANIFESTACIÓN DE PÓRFIRO CUPRÍFERO CARRIZAL, SAN JUAN

Nora A. Rubinstein[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La manifestación Carrizal está ubicada en el sur de la sierra de Volcán, a los 30°00´S y 69°10´O, en el noroeste de la provincia de San Juan. Se encuentra aproximadamente 10 km al noreste de la localidad de Angualasto y se accede a ella a través de la quebrada del río Volcán.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El depósito Carrizal fue explotado entre 1943 y 1944 para la extracción de mineral de arsénico y posteriormente abandonado debido a su baja rentabilidad. Desde su descubrimiento como manifestación de uranio en la década del ‘50 y hasta mediados de la del ‘80, la Comisión Nacional de Energía Atómica realizó diversas tareas de exploración (Rubinstein y Morello 1998).

Hacia fines de los años 80 y principios de los 90 la Dirección General de Fabricaciones Militares realizó geoquímica de superficie en el área, luego de lo cual, y hasta mediados de los noventa, la empresa Minera Argentina Gold llevó a cabo un nuevo muestreo geoquímico de superficie y un programa de perforaciones que incluyó 1.000 m de sondeos.

Propietarios

Las pertenencias mineras estuvieron en poder de la Comisión Nacional de Energía Atómica desde su descubrimiento hasta principios de la década del 90 luego de lo cual pasaron a manos del Sr. Hugo Bastías.

GEOLOGÍA REGIONAL

El depósito está ubicado en el ámbito de la Precordillera Occidental, dentro de un ambiente tectónico de arco. Se encuentra alojado en sedimentitas del Grupo Angualasto, de edad carbonífera inferior (Limarino y César i 1992) las cuales están intruídas por un conjunto de cuerpos subvolcánicos pertenecientes al Grupo Choiyoi (Rubinstein y Koukharsky 1995).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El Grupo Angualasto, roca de caja de la manifestación, está integrado en el área por areniscas con intercalaciones de limolitas (Rubinstein 1995b). Está intruído por un conjunto de pequeñas apófisis subvolcánicas de composición riolítica a dacítica con características geoquímicas típicas de los riolitoides de arco, las cuales están genéticamente vinculadas a la mineralización (Rubinstein 1994 y 1995 b; Rubinstein y Koukharsky 1995).

Estructura

La mineralización se da a través de un conjunto de venas y venillas que en sectores llegan a conformar un stoc-

[1] *Universidad de Buenos Aires-CONICET*

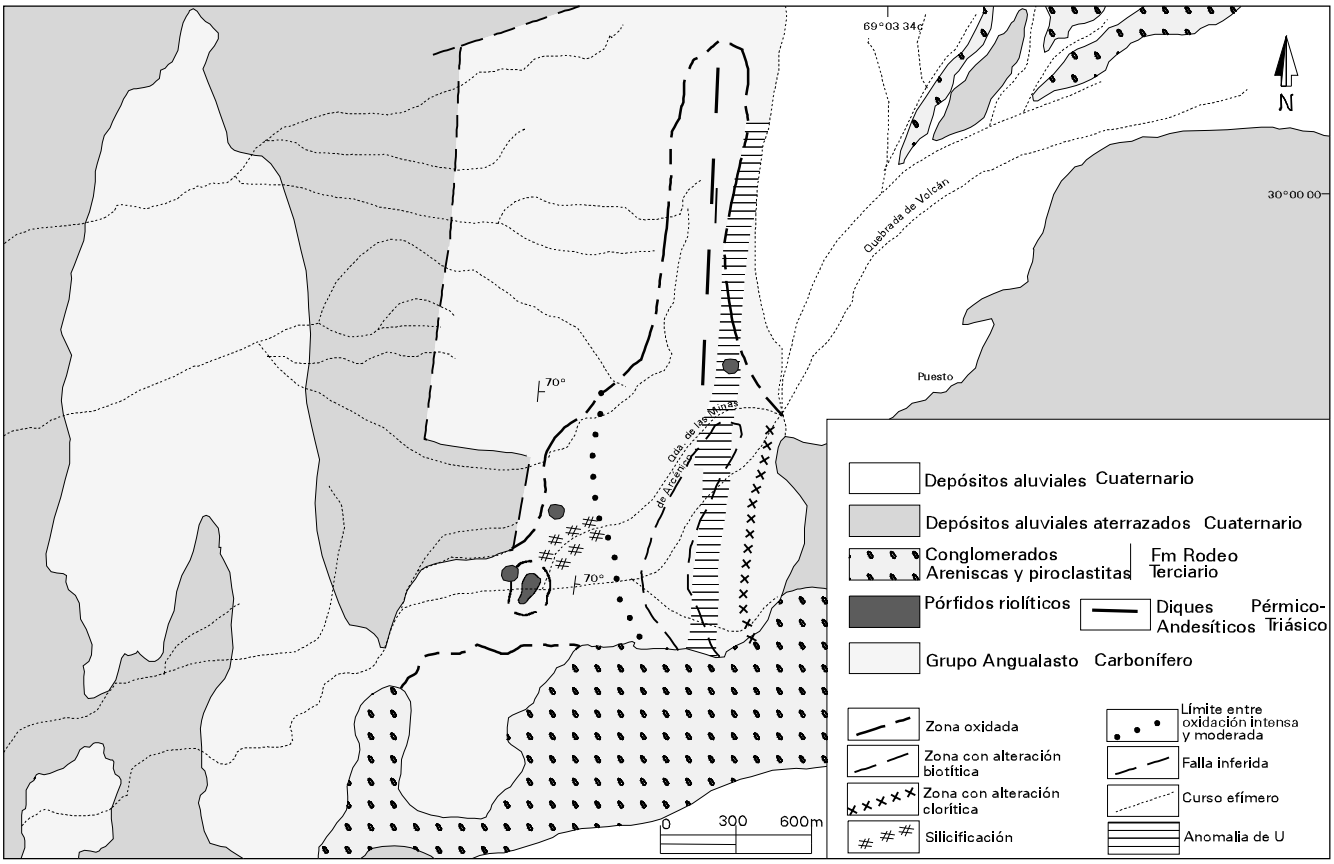


Figura 1. Mapa geológico zona El Carrizal.

kwork en el que las venas mayores presentan rumbos coincidentes con los lineamientos principales del área, N10°E y N75°E. La distribución general de la mineralización (figura 1) está controlada por la estructura N10°E (Rubinstein 1995 b).

Alteración hidrotermal

Las alteraciones presentan distribución localizada (figura 1) comenzando con un núcleo de alteración biotítica intensa, seguido por una zona de alteración sericítico-arcillosa de irregular distribución e intensidad y por último una zona de alteración clorítica. La silicificación y carbonatización están muy difundidas en toda la zona de alteración pero su intensidad es variable.

El proceso de alteración hidrotermal se inició con el ingreso de soluciones magmáticas a las cajas que produjeron alteración biotítica y a mayores distancias del cuerpo intrusivo -donde la influencia magmática es menor- la estabilización de la clorita preexistente en la matriz. Cuando el sistema de circulación magmática comienza a desactivarse, los fluidos meteóricos penetran en la zona biotitizada produciendo sericitización y argilización. La presencia de carbonato diagenético en las cajas sedimentarias inhibió parcialmente la sericitización lo que no ocurre en las volcanitas donde la sericitización fue más intensa (Rubinstein 1995a).

Mineralogía

La sucesión de minerales hipogénicos está compuesta principalmente por pirita a la que acompañan melnikovita, arsenopirita, calcopirita, pirrotina, esfalerita, molibdenita, sulfotelururos de Bi y Au nativo. La presencia de la asociación pirita-calcopirita-arsenopirita-molibdenita-Au en muestras con alteración sericítica y de la asociación pirrotina - calcopirita - (pirita) - magnetita - Au en muestras con alteración biotítica, permite inferir que las soluciones mineralizantes tuvieron una evolución marcada por un incremento en la fugacidad de O_2 y S (Rubinstein 1996). Como minerales de ganga se encuentran cuarzo y carbonato.

Los procesos supergénicos muestran un importante desarrollo en el área (Rubinstein 1995 a) llegando a conformar un sombrero de hierro en el que predominan ampliamente las limonitas que se presentan en la variedad terrosa, ya sea como impregnaciones o formando venas. También son frecuentes el yeso y la escorodita como constituyentes de venas y venillas en tanto que los carbonatos de Cu son muy escasos. En muestras de testigos se detectó la presencia de escasa calcosina.

Muestra	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Fe (%)	Ag (ppm)	Au (ppm)
90	17,34	6,35	27,36	0,29	ND	ND
19	99,95	86,10	30,28	4,30	1,33	0,09
16	53,01	50,11	20,84	4,88	3,54	ND
106	148,56	113,71	16,46	5,45	0,44	0,20
88	112,12	34,45	52,99	4,39	0,89	ND
141	120,98	50,63	58,42	6,38	6,43	3,91
110	17,41	20,49	16,81	0,72	0,44	ND
85	46,14	71,25	16,86	6,51	0,89	0,18
34	35,56	52,93	11,63	6,19	1,33	ND
87	102,16	18,93	12,48	1,68	1,11	0,05
3	94,62	58,58	170,00	3,87	1,33	0,13
139	219,84	22,91	180,00	2,72	1,11	ND
136	106,03	28,14	226,67	1,79	0,88	ND
14	160,49	57,42	121,22	3,92	0,44	0,05
37	92,87	57,52	85,00	2,19	ND	ND
12	131,40	96,32	91,62	4,10	0,66	ND
143	149,75	70,60	140,00	3,38	0,44	ND
15	170,67	149,62	84,34	4,63	0,44	ND
11	105,85	70,10	163,37	3,16	ND	ND
108	105,35	98,68	57,07	3,94	ND	ND

Tabla 1. Análisis realizados por el método de absorción atómica. * Mo: 125 ppm. ND: no se detecta.

Geocronología y geoquímica

Una datación K/Ar realizada sobre roca total en una de las apófisis mineralizadas arrojó una edad de 261± 22 millones de años. Se asigna entonces al conjunto de las apófisis vinculadas a la mineralización al ciclo magmático permo-triásico o Choiyoi (Rubinstein y Koukharsky 1995).

Análisis químicos llevados a cabo sobre un conjunto de muestras correspondientes a un muestreo ilustrativo, arrojaron los resultados que se presentan en la tabla 1. Mediante diagramas binarios de correlación se estableció de forma preliminar la vinculación genética entre todos los elementos analizados (Rubinstein 1995 b).

MODELO GENÉTICO

El patrón evolutivo de las alteraciones hipogénicas, la vinculación de la mineralización con un magmatismo de arco, la estructura y la asociación de minerales metalíferos permiten clasificar a la manifestación Carrizal como un pórfiro de Cu-Mo vinculado al ciclo magmático permo-triásico. La relación con las fases más apicales del cuerpo intrusivo, la distribución general de la alteración y la presencia de mineralizaciones de baja temperatura (sulfotelururos de Bi) permiten ubicarla en la parte superior de la faja donde se localiza la mayoría de los depósitos de este tipo (Rubinstein 1995b).

BIBLIOGRAFÍA

Limarino, C. y Césari, S., 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (6): 61-72.

Rubinstein, N., 1994. Caracterización petrológica de los cuerpos subvolcánicos vinculados a la manifestación Carrizal, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno,* 1: 1184-1188. Concepción.

Rubinstein, N., 1995 a. Alteraciones hidrotermales y supergénicas de la manifestación Carrizal, provincia de San Juan. *4º Congreso Nacional de Geología Económica,* 1: 214-222. San Juan.

Rubinstein, N., 1995 b. Petrología y metalogenia del magmatismo paleozoico superior-triásico del sector centro y sur de la sierra de Volcán, provincia de San Juan, Argentina. *Tésis Doctoral, Universidad de Buenos Aires*, 201. Inédito.

Rubinstein, N., 1996. La mineralización de la manifestación Carrizal, provincia de San Juan. *13°Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 293.

Rubinstein, N. y Koukharsky, M., 1995**.** Edades K/Ar del volcanismo Neopaleozoico en la Precordillera noroccidental sanjuanina (Lat. 30°00'S; Long. 69°03'O). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50: 270-272.

Rubinstein, N. y Morello, O., 1998. Manifestación nuclear Carrizal, provincia de San Juan. Esta publicación.

Madrid, J. y W. C. Williams, 1999. Pórfiro cuprífero Yalguaraz, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 789-796, Buenos Aires.



PÓRFIRO CUPRÍFERO YALGUARAZ, MENDOZA

Javier Madrid[1] y William C. Williams[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El pórfido cuprífero Yalguaraz se ubica en el noroeste de la provincia de Mendoza, sobre el pie oriental de la Cordillera del Tigre, unos 60 km al norte de la localidad de Uspallata. Las coordenadas geográficas son aproximadamente 32°08' de latitud sur y 69°27' de longitud oeste, a una altura de 2.600-2800 m sobre el nivel del mar.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Las principales actividades mineras en el yacimiento Yalguaraz se desarrollaron durante la década del '60 y consistieron en la explotación de oxidados de cobre a partir de estructuras mineralizadas (*shear zone*), ubicadas en el sector sudeste del depósito (figura 1). Estos trabajos se iniciaron en el año 1961, con la compra por parte del señor Arquímides Rossi del cateo que cubría el área, concentrándose los mismos sobre la estructura principal de la mina Yalguaraz I, ya que en las demás estructuras sólo se realizaron trabajos mineros y de extracción en muy pequeña escala.

La actividad extractiva fue irregular hasta el año 1966, manteniéndose inactiva desde entonces. El único dato de producción conocido es de 1.467 t con ley promedio de 5% de cobre, para el período 1961-1964 (Mezzetti, 1964).

Entre los años 1966-1968 el área despertó el interés del Plan Cordillerano de las Naciones Unidas, como anexo de las tareas en el Área de Reserva N° 2 "Yalguaraz" (Muller-Kahle, 1968), realizándose mapeos geológicos a escala 1:12.500 y 1:5.000 y estudios geofísicos de detalle (Mac Phar, 1967), y culminaron con la realización de una perforación corta (59,4 m) en la zona de la Brecha Colorada. El Plan Cordillerano (Steinhauser, 1966) sugirió la existencia de mineralización tipo pórfido de cobre, desarrollada sobre un intrusivo dacítico y las metasedimentitas adyacentes, estimándose la existencia de decenas de millones de toneladas de mineral primario con ley de 0,4-0,5% Cu, pese a lo cual no se hicieron mayores esfuerzos exploratorios para confirmar esa idea.

En la misma época el Sr. Arquímides Rossi, propietario en ese entonces del yacimiento, ejecutó 4 perforaciones de diamantina, totalizando 450 metros.

El interés en la zona renace en 1992 cuando Recursos Americanos Argentinos S.A. tomó una opción para su exploración realizando un muestreo geoquímico por oro sobre la Brecha Colorada. Durante el primer semestre de 1996 se retomaron los trabajos de exploración con la realización del mapeo geológico del depósito, muestreo geoquímico de rocas y la perforación de 1.658 m de aire reversa, distribuidos en 10 sondeos (figura 1). Recursos Americanos Argentinos S.A. desistió de la opción luego de estos trabajos de exploración.

PROPIETARIOS

El yacimiento Yalguaraz se encuentra cubierto legalmente por ocho minas y ocho estacaminas que en conjunto representan un área de 288 hectáreas.

[1] *Grupo Minero Aconcagua.*

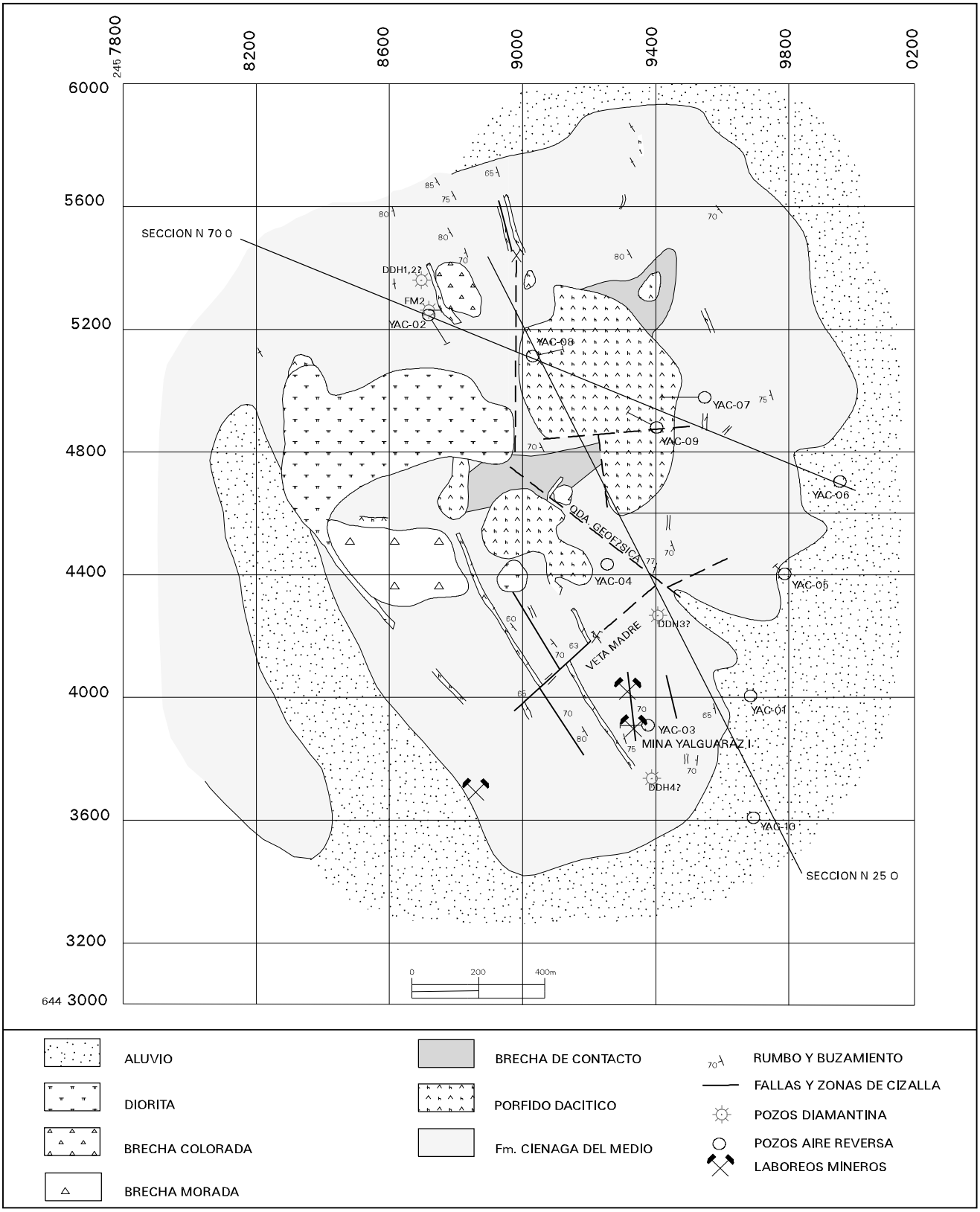


Figura 1. Geología del depósito Yalguaraz.

Según el Padrón Minero de la Provincia de Mendoza del año 1997, siete de esas minas se encuentran como vacantes solicitadas (Ernestina, Yalguaraz I, Yalguaraz II, Guillermito, Dedy, Claudia, María Cecilia), mientras que la mina Alicia pertenece a Electroquímica Mendocina S.A. Las ocho estacaminas son propiedad del Sr. Alfredo Fourcade.

GEOLOGÍA REGIONAL

El yacimiento Yalguaraz se halla sobre el borde occidental del valle Uspallata-Calingasta-Iglesia que consiste en una fosa tectónica de rumbo norte-sur que sirve de límite a dos provincias geológicas: la Precordillera al este y la Cordillera Frontal al oeste. De esta forma el depósito se ubica sobre el pie oriental de la Cordillera Frontal.

Las rocas más antiguas aflorantes (Caminos, 1972) consisten en grauvacas de grano fino, limolitas y lutitas pizarreñas, de color gris verdoso, agrupadas en la Formación Ciénaga del Medio (Amos y Marchese, 1965), de edad devónica. La secuencia, de origen marino, muestra un metamorfismo regional de bajo grado caracterizado por la neoformación de sericita (muy abundante) y clorita. La isoalineación de las laminillas de mica da origen a la fisilidad de las pelitas, la cual es paralela a la estratificación de la secuencia. Otra característica distintiva es la presencia de pirita singenética y la venulación de cuarzo lechoso, de origen metamórfico. Estas metasedimentitas se encuentran fuertemente plegadas en complejas series de anticlinales y sinclinales de rumbo general norte-sur, con intenso fallamiento de rumbo.

Sobre la secuencia devónica, en discordancia angular, se depositaron sedimentitas marinas de edad carbonífera que alcanzan buen desarrollo en la zona y se agrupan en la Formación Yalguaraz (Amos y Rolleri, 1965). Está constituida por areniscas de grano mediano a fino, lutitas y limolitas y en la base alternan conglomerados y areniscas gruesas. En algunos sectores estas litologías se distribuyen en secuencias granodecrecientes sucesivas, de pocos metros de espesor, iniciándose con conglomerados o areniscas gruesas para culminar en lutitas o arcilitas. La depositación de las pelitas se interrumpe en forma brusca debido a los sedimentos gruesos correspondientes a la siguiente secuencia. El color general de estas rocas es gris verdoso oscuro. Estas sedimentitas muestran pliegues amplios, formando estructuras homoclinales.

Hacia el oeste, fuera de la zona en estudio, estos sedimentos carboníferos están cubiertos en discordancia angular por la potente secuencia volcánica permo-triásica conocida como Formación Choiyoi (Choiyoilitense de Groeber, 1946, *emend*. Rolleri y Criado Roque, 1969), principal constituyente de la Cordillera Frontal. Estas volcanitas son de composición andesítica a riolítica, y están intruidas por filones capa, diques y *stocks* que constituyen la fase hipabisal del mismo.

A lo largo del borde del valle se produce la intrusión de stocks y diques en las secuencias devónica y carbonífero. Estos intrusivos son porfíricos a afaníticos y su composición varía de dacítica a andesítica. Dataciones realizadas en el pórfido cuprífero San Jorge, ubicado 10 km al sur de Yalguaraz, arrojaron edades de 270±4 Ma (Sillitoe, 1977), 257±5 Ma y 263±6 Ma (Williams y Madrid, 1998b). En base a estos datos radimétricos, más las observaciones de campo, se sugiere edad pérmica para el magmatismo dacítico, con el cual se vincula la mineralización, y probable edad terciaria para el magmatismo andesítico, que en Yalguaraz es post-mineral.

Durante el Terciario medio a alto se levanta la Cordillera de los Andes y con ella se produce la exposición de pequeños afloramientos. Durante este período los sedimentos aluviales colmatan el valle, formando depósitos inconsolidados de más de 200 m de espesor. En algunas áreas estos depósitos están disecados por drenajes jóvenes.

Estructuralmente los principales lineamientos son norte-sur, paralelos al valle e importantes los de rumbo nornoreste, nornoroeste y este-oeste son importantes. Se postulan movimientos transcurrentes a lo largo de estos lineamientos durante la fase intrusiva, una tectónica compresional posterior relacionada al levantamiento andino y finalmente un régimen tensional que controla la formación del valle Uspallata-Calingasta-Iglesia.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Seis unidades geológicas han sido mapeadas en el depósito Yalguaraz: 1) Formación Ciénaga del Medio, 2) Pórfido Dacítico, 3) Brecha de Contacto, 4) Brecha Morada, 5) Brecha Colorada, y 6) Diorita (figura 1).

Las rocas más antiguas en el depósito corresponden a metasedimentitas marinas de edad devónica, agrupadas bajo el nombre de Formación Ciénaga del Medio. En la zona de interés está constituida por areniscas cuarcíticas y grauvacas de grano fino a medio en bancos de hasta 20 cm de espesor, intercaladas con sedimentos pelíticos (principalmente arcilitas). Son escasos los bancos de areniscas gruesas y conglomerados. La estratificación de la secuencia tiene rumbo noroeste (N30°-55°O) e inclina fuertemente al suroeste (65°-90°). El color fuera de la zona de alteración hidrotermal de estas sedimentitas es gris verdoso.

La secuencia devónica está intruida por un cuerpo mayor de pórfido dacítico de unos 500 m de diámetro, y algunos cuerpos pequeños (apófisis?) y diques. El pórfido presenta color gris claro, con textura porfírica. Está constituido por fenocristales de plagioclasa euhedral, cuarzo anhedral (ojos de cuarzo) a subhedral y biotita subhedral a euhedral, conformando libros con su típico hábito seudohexagonal. La proporción de fenocristales varía entre 20 y 50% de la roca. La pasta es afanítica. Ocasionalmente el intrusivo presenta textura granuda fina, equigranular.

Conjuntamente con la intrusión del *stock* dacítico se emplazan numerosos diques de similar composición, y directamente relacionados a él. Generalmente tienen arrumbamiento norte a noroeste, con inclinación vertical a subvertical, y espesores de 2 a 10 metros.

Asociadas a la intrusión del pórfido dacítico y en su contacto con la roca de caja, se han formado brechas de contacto con clastos angulosos, algo rotados, de metasedi-

mentitas devónicas y pórfido dacítico, cementadas por material ígneo o cuarzo-turmalina. Si bien estas brechas son comunes a lo largo del contacto del intrusivo dacítico, alcanzan mayor desarrollo en los sectores nordeste y sudoeste del intrusivo principal.

Dos cuerpos de brechas de turmalina han sido mapeados en el yacimiento, que se denominan Morada y Colorada. La Brecha Morada se ubica en el sector occidental y tiene un diámetro de 300 metros. Es una brecha hidrotermal formada por clastos angulosos y rotados de metasedimentitas devónicas, muy silicificados, cementados por una matriz fina de cuarzo-turmalina con menor pirita. La relación clastos-matriz es variable pero en algunos sectores la matriz constituye más del 40% de la brecha. Los contactos con la roca de caja son netos a excepción del contacto norte, donde se pasa transicionalmente a las metasedimentitas devónicas a través de una zona fracturada con venulación de cuarzo-turmalina.

La Brecha Colorada de aproximadamente 150 m de diámetro, se ubica en el sector noroeste del yacimiento. Es de tipo *crackle breccia*, con clastos angulosos y subredondeados de metasedimentitas intensamente silicificadas y escasos clastos de pórfido dacítico, cementados por una matriz de cuarzo-sulfuros y muy subordinadamente turmalina. El contenido de sulfuros varía entre 5 y 15% con pirrotina, arsenopirita, pirita y cantidades menores de calcopirita, molibdenita, esfalerita y tetraedrita (Brodtkorb y Z. de Tonel, 1969). Los contactos con la roca de caja son netos.

En el sector noroeste aflora un intrusivo de composición diorítica a cuarzo-diorítica, levemente magnético, de color gris claro. Presenta textura porfírica a granuda fina, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, y en forma subordinada cuarzo y biotita. Se observaron además cristales de epidoto en venillas y en pequeñas cavidades.

Estructura

La Veta Madre es la estructura más conspicua dentro del depósito (figura 1), con una corrida de aproximadamente 800 m y una potencia de hasta 20 metros. Esta estructura está cortada por un lineamiento de rumbo noroeste, que corre a lo largo de la quebrada Geofísica, de tal manera que al sur de este lineamiento la Veta Madre presenta un rumbo N50ºE, mientras que al norte del mismo el rumbo es N70ºE con una inclinación de 65º-70°O. Sobre el plano de falla se desarrolla una brecha tectónica de hasta 1 metro de espesor, constituida por clastos redondeados a subangulares de metasedimentitas en una matriz arcillosa. Hacia el yaciente de la falla se pasa a una roca muy fuertemente fracturada y silicificada con abundante venulación de cuarzo lechoso. La limonitización es muy intensa (principalmente jarosita), acompañada por óxidos y sulfatos de cobre. Se ha interpretado un movimiento dextral a lo largo de esta estructura en base al desplazamiento de los diques.

Existen numerosas fallas menores de rumbo general nornoroeste e inclinaciones de 65-80°E, muchas de las cuales son portadoras de minerales oxidados de cobre, por lo cual han sido objeto de exploración mediante destapes y labores menores en el pasado. La estructura con mejor mineralización se ubica en el sector sur del yacimiento, tiene rumbo N10ºO e inclinación de 75°E, y una corrida de 400 metros. En esta estructura se concentró la explotación en la década del ‘60, a lo largo de unos 150 m de su corrida (mina Yalguaraz I).

Un importante lineamiento regional de rumbo noroeste limita el depósito hacia el norte. Las rocas aflorantes al norte del mismo están totalmente frescas.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal en el yacimiento Yalguaraz cubre un área de 2 km x 1,5 km (figura 2). Los minerales originados por la alteración hidrotermal reconocidos en este yacimiento son: cuarzo, sericita, biotita, clorita, calcita, epidoto y turmalina.

El pórfido dacítico presenta moderada silicificación en la mayoría de su extensión. Se definieron dos eventos de venulación de cuarzo, inicialmente un *stockwork* con finas venillas de cuarzo-sulfuros y luego un segundo *stockwork*, sobreimpuesto al primero, con venillas gruesas (2 a 7 cm) de cuarzo lechoso, con muy escasos sulfuros. La venulación de cuarzo lechoso tiene mayor intensidad sobre el intrusivo dacítico y las metasedimentitas próximas al contacto, y disminuye gradualmente al alejarse del mismo (figura 2). La densidad de venillas dentro del *stock* dacítico es de 70-80 venillas por metro lineal. La silicificación masiva tiene menor importancia.

Los fenocristales de plagioclasa muestran una débil sericitización y en algunos casos argilización. La biotita secundaria se presenta diseminada variando entre 5-15% y en partes está incompletamente cloritizada o sericitizada. La turmalina asociada al cuarzo, constituye venillas que son comúnes en todo el intrusivo y forma además la matriz de las brechas de contacto.

Las metasedimentitas devónicas poseen intensa silicificación invasiva (*pervasive*)con menor sericita. La silicificación es masiva y también se halla como *stockwork*, diferenciándose dos eventos al igual que en el pórfido dacítico. Se identificó biotita secundaria diseminada en el sector norte, próximo al contacto con el intrusivo dacítico. La turmalina asociada al cuarzo en venillas fue observada cerca de los contactos con el pórfido dacítico y las brechas. La clorita sólo se identifica en superficie al sur de la Brecha Morada, pero se advirtió en profundidad durante las perforaciones, resultando ser un mineral de alteración muy común como diseminación en las metasedimentitas, y también en venillas, principalmente en el sector al sur de la quebrada Geofísica. Se encontraron venillas de calcita y epidoto en profundidad.

La alteración hidrotermal en las Brechas Morada y Colorada consiste fundamentalmente en una intensa silicificación de los clastos, más la participación del cuarzo como

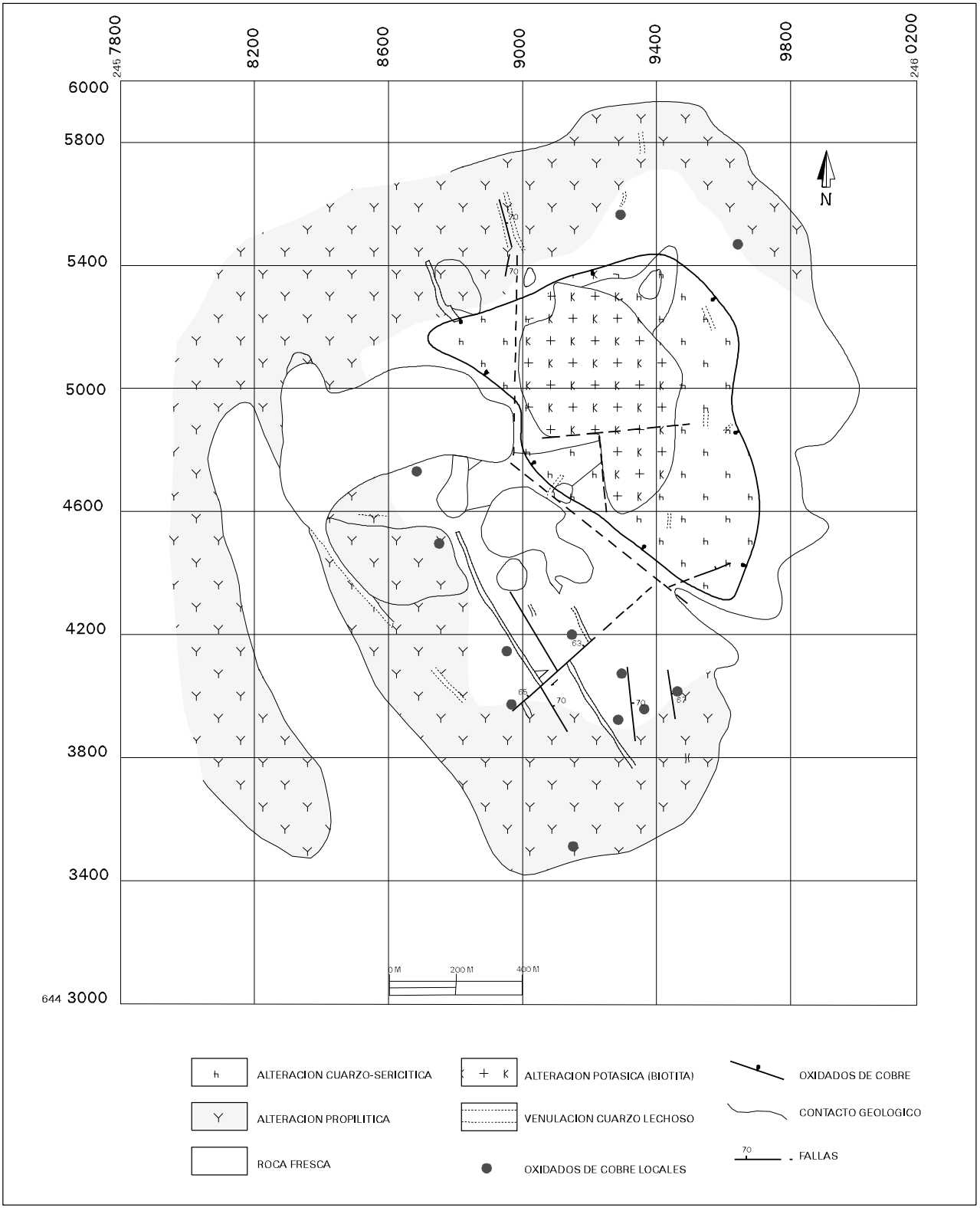


Figura 2. Alteración y mineralización del pórfiro cuprífero Yalguaraz.

principal constituyente de la matriz. La turmalina, de grano muy fino, aparece conformando junto al cuarzo la matriz principalmente de la Brecha Morada y en menor medida participa en la matriz de la Brecha Colorada. La venulación de cuarzo afecta a los clastos de estas brechas pero en ningún caso corta la matriz de las mismas.

El intrusivo diorítico se presenta fresco, con un muy débil desarrollo de clorita según hornblenda y biotita.

Mineralogía

La mineralización primaria en el depósito Yalguaraz está constituida principalmente por calcopirita, pirita, pirrotina, y arsenopirita, identificándose trazas de bornita, molibdenita, tetraedrita y esfalerita.

La calcopirita por lo general se encuentra en grano fino diseminada, raramente en venillas de cuarzo y muy escasa en venillas de cuarzo lechoso. La pirita aparece finamente diseminada o en venillas sola o con cuarzo. En el pórfido dacítico se encuentran sulfuros en su mayoría diseminados, mientras que en las metasedimentitas devónicas, además de la fina diseminación, encontramos sulfuros en venillas, fundamentalmente pirita.

El contenido de pirita+calcopirita a lo largo del depósito varía entre 1-2%. En el pórfido dacítico, el contenido de sulfuros es bajo (1%), con relaciones pirita:calcopirita de 1-3:1. En las metasedimentitas el contenido es algo mayor (1,5-2%) y las relaciones pirita:calcopirita varían de 3:1 cerca del contacto con el intrusivo dacítico hasta 10:1 en las zonas más externas del depósito.

La pirrotina y arsenopirita se concentran en dos sectores: Brecha Colorada y mina Yalguaraz I. Estos dos sulfuros son los principales constituyentes de la matriz de la Brecha Colorada, con contenidos de 5 al 15% principalmente de pirrotina y en menor medida arsenopirita. Esta mineralización se extiende a las metasedimentitas de la caja, fundamentalmente la pirrotina en fina diseminación y en venillas junto a calcopirita. El contenido de pirrotina en las metasedimentitas es de 1,5-3% y disminuye gradualmente al alejarse de la Brecha.

En la zona de la mina Yalguaraz I la mineralización primaria en las estructuras, se compone de pirrotina, arsenopirita, pirita, calcopirita, con trazas de bornita, esfalerita y tetraedrita. La mineralización se extiende a la roca de caja como pirrotina finamente diseminada y muy escasa en venillas junto a calcopirita, con contenidos de 1-2%. La arsenopirita, pirita y calcopirita se encuentran finamente diseminadas y en cantidades menores.

La mineralogía se completa con molibdenita, que aparece invariablemente asociada a las venillas de cuarzo lechoso; bornita en fina diseminación asociada a la calcopirita; y trazas de blenda y tetraedrita relacionadas a la Brecha Colorada y como se mencionó anteriormente en la mina Yalguaraz I.

Los fenómenos de lixiviación en este depósito están muy pobremente desarrollados, siendo común encontrar mineralización primaria en superficie. La zona de lixiviación-oxidación alcanza espesores de hasta 40 m, aunque la oxidación de los sulfuros primarios es generalmente incompleta ya que se concentra en las venillas y casi no afecta a los sulfuros diseminados. Este poco desarrollado perfil de lixiviación ha impedido la formación de una zona supergénica con sulfuros secundarios (calcosina).

Las limonitas, resultantes de la oxidación de los sulfuros primarios, ha dado al área un color marrón-rojizo que define el *leached cap*. El color de las limonitas varía desde rojo (hematita) a castaño-herrumbre (hematita-jarosita-goethita) a castaño dorado (jarosita-goethita). En el stock de pórfido dacítico, brecha de contacto y metasedimentitas en contacto con él, hay crisocola, malaquita y óxidos negros (tenorita, delafossita) (figura 2).

En el sector de la mina Yalguaraz I, la mineralización primaria, alojada en fracturas (*shear zone*), ha sufrido una mayor lixiviación-oxidación que alcanza los 50 m de profundidad, encontrándose malaquita, azurita y óxidos negros. Esta zona oxidada ha sido objeto de explotación en los primeros años de la década del ‘60. Asimismo se ha observado calcosina en las escombreras, originada por enriquecimiento secundario, y también cobre nativo y cuprita que indican lixiviación de calcosina dentro de esta *shear zone*.

Geoquímica

El muestreo geoquímico de esquirlas de roca realizado en el yacimiento Yalguaraz arrojó valores de cobre fuertemente anómalos, que se concentran fundamentalmente en dos sectores: 1) sobre el stock de pórfido dacítico, y 2) sobre la mina Yalguaraz I. En el primero de ellos los valores superan los 400 ppm y se extiende hacia el este y sudeste hasta el límite del afloramiento. Los contenidos son similares en el sector de la mina y también continúan anómalos hacia el este y sudeste hasta el límite del afloramiento. Hacia el oeste en cambio los valores decrecen gradualmente asociados a la disminución en la intensidad de la alteración hidrotermal.

El oro es también anómalo dentro de esos dos sectores, con valores típicamente mayores a 100 partes por billón. Fuera de estos sectores los tenores de oro generalmente no superan los 100 partes por billón.

El molibdeno muestra valores anómalos (20-100 ppm) en estrecha relación con la distribución del *stockwork* de venillas de cuarzo lechoso.

El arsénico arrojó contenidos anómalos asociados con la Brecha Colorada y en el sector de la mina Yalguaraz I, donde se ha focalizado la mineralización pirrotina-arsenopirita.

Los restantes elementos analizados (Pb, Zn, Ag, Mn, Sb, Bi, Hg y W) muestran valores erráticos sin un patrón definido.

Con respecto a la mineralización primaria las más altas leyes de cobre se obtuvieron en los pozos YAC-8 y YAC-9 perforados en el stock de pórfido dacítico, con tenores de 0,1 a 0,2% de cobre. Cifras similares se obtuvieron en el sector de la Brecha Colorada (YAC-2, FM2 y DDH-1). Los demás sondeos perforados mayormente en metasedimentitas devónicas interceptaron leyes inferiores a 0,1% de cobre (figuras 1 y 3).

El oro acusó los mayores valores en los pozos YAC-2, YAC-8 y DDH-1, variando generalmente entre 50 a 200 ppb, con máximos de hasta 600 partes por billón. Para el resto de las perforaciones los valores normalmente no superaron los 50 partes por billón.

Según estos resultados las mejores leyes de cobre asociadas al Pórfido Dacítico indican que este intrusivo mane-

jó el sistema cobre-porfídico y los similares valores en el sector de la Brecha Colorada se explican por la superposición de dos eventos de mineralización: el sistema cobre-porfídico inicial y el posterior evento asociado a la Brecha Colorada. El origen de estos dos eventos de mineralización son explicados en el ítem final (Modelo Genético).

GEOFÍSICA

En el año 1967, el Plan Cordillerano de las Naciones Unidas (Mac Phar, 1967) cubrió el depósito con 20 km de I.P. en siete líneas con un espaciamiento de electrodos de 100 metros. Se identificaron tres zonas anómalas: 1) el sector de la Brecha Colorada, 2) la mina Yalguaraz I y 3) en el valle ubicado al noreste del yacimiento.

Las dos primeras anomalías fueron perforadas y coinciden con las zonas de mayor contenido de sulfuros (entre 3-5%), debido a la superposición de los dos eventos mineralizantes descriptos en la sección Geoquímica.

MODELO GENÉTICO

El yacimiento Yalguaraz muestra múltiples eventos hidrotermales. El evento mineralizante inicial estuvo asociado con el pórfido dacítico. La presencia de un *stockwork* de finas venillas de cuarzo-sulfuros y alteración potásica (biotita) rodeada y sobrepuesta por alteración cuarzo-sericita, son características clásicas de un depósito tipo Pórfido Cuprífero (Guilbert y Park, 1986). El núcleo potásico está caracterizado por biotita diseminada, cuyo hábito en el pórfido dacítico sugiere un origen magmático, pero se encuentra fresca pese a la múltiple fracturación y los eventos de alteración presentes. Estudios petrográficos de similares texturas en el pórfido cuprífero San Jorge identificaron esta biotita como secundaria (Williams y Madrid, 1998b). De esta manera la biotita secundaria ha reemplazado a la primaria, lo que dificulta mucho su diferenciación.

Al *stockwork* inicial se le sobrepone un *stockwork* de venas de cuarzo lechoso portador de escasa mineralización (pirita, calcopirita y molibdenita), cuya intensidad es mayor sobre el pórfido dacítico y sus alrededores, disminuyendo al alejarse del mismo. La intensidad y pervasividad de la alteración cuarzo-sericítica se corresponde con la intensidad de la venulación y por lo tanto disminuye al alejarse del intrusivo dacítico.

La alteración propilítica no fue observada claramente en superficie, pero se definió durante las perforaciones y está caracterizada por clorita+calcita+epidoto. La misma forma un halo rodeando a la alteración cuarzo-sericítica.

Durante los estadíos póstumos de este evento hidrotermal se produce la introducción de turmalina en venillas y diseminada, cementando la brecha de contacto.

La Brecha Morada es un evento posterior al desarrollo del pórfido cuprífero y se distingue por el bajo contenido de sulfuros, principalmente pirita. El emplazamiento de la brecha está bien confinado, sugiriendo control estructural.

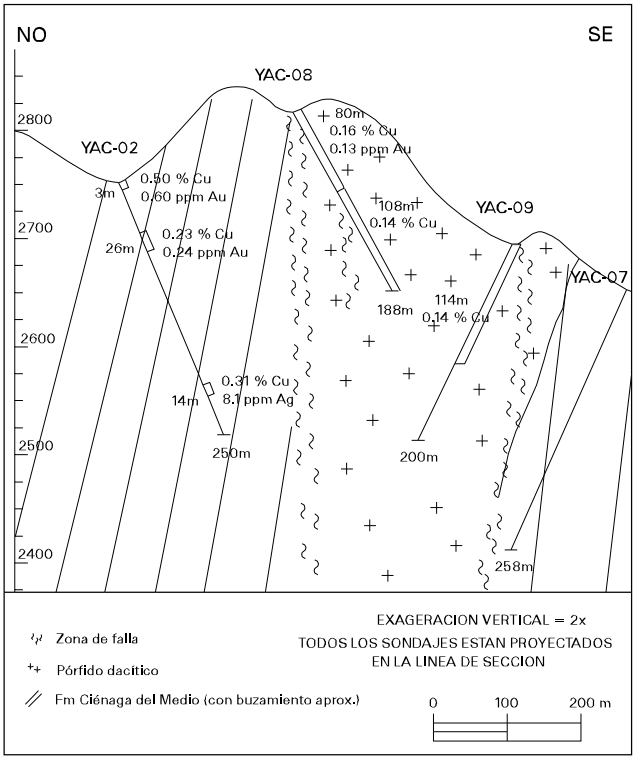


Figura 3. Perforaciones en el pórfiro cuprífero Yalguaraz.

La Brecha Colorada es un evento diferente de la Brecha Morada y está también sobrepuesto al pórfido cuprífero. La turmalina no penetra a la roca de caja, indicando control estructural en el emplazamiento de la brecha.

El intrusivo diorítico es claramente post-mineral.

Se reconocen en este yacimiento dos eventos de mineralización: uno inicial asociado al sistema pórfido de cobre, con pirita, calcopirita y trazas de bornita y molibdenita, y otro sobrepuesto al primero, que está asociado a la Brecha Colorada y al sistema de fallas de la mina Yalguaraz I, y consiste en pirrotina, arsenopirita, pirita, calcopirita, y trazas de bornita, esfalerita y tetraedrita.

Con respecto a la edad de la mineralización de tipo cobre-porfídico en el depósito Yalguaraz, debido a su gran similitud con el pórfido San Jorge, se le asigna edad pérmica. La mineralización asociada a la Brecha Colorada es claramente posterior al sistema cobre-porfídico, y anterior a la intrusión diorítica, pero no se cuenta con elementos que permitan precisar su edad. Finalmente para el intrusivo diorítico se supone una edad terciaria.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Northern Orion Explorations LTD./Recursos Americanos Argentinos S.A. que han autorizado esta publicación, como así también a los geólogos Marcelo A. Parlapiano y Damián Echavarría por su colaboración durante los trabajos de campo.

BIBLIOGRAFÍA

Amos, A. J. y H. J. Marchese, 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (4): 351-356.

Amos, A. J. y E. D. Rolleri, 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras,* 368: 50-72.

Brodtkorb, M. y E. M. Z. de Tonel, 1969. *Reseña mineralógica de la Brecha "La Colorada", Yalguaraz, provincia de Mendoza.* Inédito.

Caminos, R., 1972. Cordillera Frontal. Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 305-343. Córdoba.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Sociedad Geológica Argentina, Revista,* 1 (3): 177-208.

Guilbert, J. M. y C. F. Park, 1986. The geology of ore deposits. New York, *W.H.Freeman and Company.*

Mac Phar, G. L., 1967. I.P. and resistivity survey, Mina Yalguaraz, Mendoza. *Plan Cordillerano Centro, Naciones Unidas.*

Mezzetti, A. M., 1964. Estudio geológico-económico de las Minas Yalguaraz I y II, Mendoza. *Instituto Nacional de Geología y Minería, Secretaría de Estado de Industria y Minería.*

Muller-Kahle, E., 1968. Informe final zona "Yalguaraz", Área de Reserva N° 2, Mendoza. *Plan Cordillerano Centro, Naciones Unidas.*

Padrón Minero de la Provincia de Mendoza, 1997. *Dirección General de Minería, Provincia de Mendoza.*

Rolleri, E. D. y P. Criado Roque, 1969. Geología de la provincia de Mendoza. *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 1-60. Buenos Aires.

Sillitoe, R.H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology,* 72: 99-109.

Steinhauser, S. R., 1966. Report on the geology of Reserve Area N° 2, Yalguaraz, Mendoza. *Plan Cordillerano Centro, Naciones Unidas.*

Williams, W.C., y J. Madrid, 1998a. Yalguaraz copper-gold prospect, Mendoza, Argentina. *Recursos Americanos Argentinos S.A.,* informe interno.

Williams, W. C. y Madrid, J., 1998b. Pórfido Cuprífero San Jorge, Mendoza, Argentina. *Este libro.*

Williams, W. C y J. Madrid, 1999. El Pórfiro cuprífero San Jorge, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 797-808, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO SAN JORGE, MENDOZA

William C. Williams[1] y Javier Madrid[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El pórfiro cuprífero San Jorge se ubica aproximadamente 100 km al noroeste de la ciudad de Mendoza y 40 km al norte de la localidad de Uspallata, en el valle de Uspallata. Aproximadamente se halla a los 32°10' de latitud sur y 69°27' de longitud oeste, a una altitud de 2.600 a 2.685 m sobre el nivel del mar.

El acceso desde Mendoza se realiza por la Ruta Internacional 7 hacia el noroeste, hasta la localidad de Uspallata, desde donde se continúa hacia el norte por la Ruta Provincial 39 de ripio, unos cuarenta kilómetros. Desde este punto se desvía hacia el oeste por una huella de ripio que luego de 7 km conduce al yacimiento San Jorge.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Durante los años '60 V. Martínez, por entonces dueño de la propiedad, llevó a cabo algunas pequeñas labores mineras para determinar la naturaleza y leyes de la mineralización de cobre, la cual consiste, en superficie, principalmente en crisocola y malaquita. Su interés principal, sin embargo, se concentró en las vetas de cobre conocidas como San Jorge I, ubicadas unos 5 km al oeste del pórfido cuprífero San Jorge, en las estribaciones de la cordillera del Tigre. Legalmente el pórfido San Jorge es conocido como Mina San Jorge II (Padrón Minero, provincia de Mendoza, 1997).

Durante 1964 la propiedad fue opcionada por la empresa Minera Aguilar, realizándose nueve trincheras (949 m) sobre el afloramiento principal, con dirección noroeste-sureste, muestreadas a intervalos de dos metros. Posteriormente se realizaron 21 líneas (111 km) de Potencial Inducido, magnetometría y se perforaron 32 pozos a diamantina (4.894,5 m) buscando mineralización secundaria de cobre. En 1968, Minera Aguilar abandonó la exploración.

En el año 1973 Falconbridge firmó una opción de exploración sobre la propiedad realizando un mapeo detallado, una reinterpretación de la geofísica hecha por Minera Aguilar y los datos de P.I. regional obtenidos por el Plan Cordillerano de las Naciones Unidas en los años '60. Finalmente se llevaro a cabo 6 perforaciones de diamantina (1.126,15 m), para la evaluación del mineral de cobre enriquecido. Debido al limitado tamaño del depósito por ellos estimado, la pobre recuperación de cobre obtenida en sus pruebas metalúrgicas y razones políticas, Falconbridge desistió la exploración al año siguiente.

Recursos Americanos Argentinos S.A. opcionó la propiedad a Pedro N. Aldave en 1992. Luego de ejecutar el mapeo, muestreo de superficie y la reevaluación de la geofísica existente, se comenzó, entre los años 1993 y 1995, con un programa de perforaciones de aire reversa consistente en la realización de 5.518,4 m, distribuidos en 45 pozos. Asimismo se hicieron dos pozos a diamantina totalizando 165 metros. La evaluación se completó con pruebas metalúrgicas del mineral oxidado y enriquecido a partir de muestras obtenidas durante las perforaciones. Los resultados fueron lo suficientemente alentadores como para que se continuara con la delineación del yacimiento.

Durante 1995, Northern Orion Explorations Ltd. compró Recursos Americanos Argentinos S.A. y transfirió la

[1] *Grupo Minero Aconcagua.*

propiedad San Jorge a su subsidiaria en Argentina, Grupo Minero Aconcagua S.A. La exploración continuó entre 1995 y 1996 con 18 sondeos de diamantina (5.671,7 m) dentro del cuerpo de mena principal, el remuestreo de seis trincheras realizadas por Minera Aguilar, y el remapeo detallado del depósito. Asimismo durante 1996 se llevaron a cabo pruebas metalúrgicas preliminares de la mineralización oxidada, supergénica y primaria.

La exploración minera en el depósito San Jorge se completó con la realización por parte de Grupo Minero Aconcagua S.A., durante los años 1994 a 1996, de 43 pozos de aire reversa (3.942 m) ubicados hasta dos kilómetros al noreste, este, sur y oeste del afloramiento principal de la mina San Jorge. En once de ellos se encontró mineralización cuprífera cubierta por hasta 171 m de sedimentos inconsolidados. Asimismo se ejecutaron 8 líneas de P.I. totalizando 17,6 kilómetros.

GEOLOGÍA REGIONAL

El yacimiento San Jorge se halla sobre el borde occidental del valle Uspallata-Calingasta-Iglesia, que consiste en una fosa tectónica de rumbo norte-sur que sirve de límite a dos provincias geológicas: la Precordillera al este y la Cordillera Frontal al oeste. De esta forma el depósito se ubica sobre el pie oriental de la Cordillera Frontal.

Las rocas más antiguas aflorantes consisten en grauvacas de grano fino, limolitas y lutitas pizarreñas, de color gris verdoso, agrupadas en la Formación Ciénaga del Medio (Amos y Marchese, 1965), de edad devónica. La secuencia, de origen marino, muestra un metamorfismo regional de bajo grado que se distingue por la neoformación de sericita (muy abundante) y clorita. La isoalineación de las laminillas de mica da origen a la fisilidad de las pelitas, la cual es paralela a la estratificación de la secuencia. Otra característica distintiva es la presencia de pirita singenética y de venulación de cuarzo metamórfico. Estas metasedimentitas se encuentran fuertemente plegadas en complejas series de anticlinales y sinclinales de rumbo general norte-sur, con intenso fallamiento de rumbo.

Sobre la secuencia devónica, en discordancia angular, se depositan sedimentitas marinas de edad carbonífera que alcanzan buen desarrollo en la zona y se agrupan en la Formación Yalguaraz (Amos y Rolleri, 1965). Está constituida por areniscas de grano mediano a fino, lutitas y limolitas y en la base alternan conglomerados y areniscas gruesas. En algunos sectores estas litologías se distribuyen en secuencias granodecrecientes sucesivas, de pocos metros de espesor, iniciándose con conglomerados o areniscas gruesas para culminar en lutitas o arcilitas. La depositación de las pelitas se interrumpe en forma brusca debido a los sedimentos gruesos correspondientes a la siguiente secuencia. El color general de estas rocas es gris verdoso oscuro. Estas sedimentitas muestran pliegues amplios, formando frecuentemente estructuras homoclinales.

Hacia el oeste estas sedimentitas carboníferas están cubiertas en discordancia angular por la potente secuencia volcánica permo-triásica conocida como Formación Choiyoi (Choiyoilitense de Groeber, 1946, *emend*. Rolleri y Criado Roque, 1969), principal constituyente de la Cordillera Frontal. Estas volcanitas son de composición andesítica a riolítica, y están intruidas por filones capa, diques y stocks que constituyen la fase hipabisal del mismo grupo.

A lo largo del borde del valle se produce la intrusión de *stocks* y diques en las secuencias devónica y carbonífera. Estos intrusivos son porfíricos a afaníticos y su composición varía de dacítica a andesítica. Según las dataciones realizadas en el proyecto San Jorge, 270±4 Ma (Sillitoe, 1977), 257±5 Ma y 263±6 Ma, más las observaciones de campo, sugerimos edad pérmica para el magmatismo dacítico, con el cual se vincula la mineralización. El magmatismo andesítico en el pórfido cuprífero Yalguaraz, ubicado 10 km al norte de San Jorge, es post-mineral y tiene probable edad terciaria.

Durante el Terciario medio a alto se levanta la Cordillera de los Andes y con ella se produce la exposición de pequeños afloramientos. Durante este período los sedimentos aluviales colmatan el valle, formando depósitos inconsolidados de más de 200 m de espesor. En algunas áreas estos depósitos están disecados por drenajes jóvenes.

Estructuralmente los principales lineamientos son norte-sur, paralelos al *graben*, e importantes los de rumbo nornoreste a nornoroeste, noroeste y este-oeste. Se postulan movimientos transcurrentes a lo largo de estos lineamientos durante la fase intrusiva/extrusiva pérmica, una tectónica compresional terciaria relacionada al levantamiento andino y finalmente un régimen tensional que controló la formación del valle Uspallata-Calingasta-Iglesia en zonas locales.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En San Jorge se han distinguido seis unidades mapeables: 1) Formación Yalguaraz, 2) Cuarcita, 3) Pórfido Granítico, 4) Pórfido dacítico, 5) Brecha de turmalina, y 6) Brecha de contacto (figura 1). En la Formación Yalguaraz a su vez se diferencian cuatro litologías: 1) conglomerado, 2) arenisca, 3) limolita y 4) arcilita.

Los conglomerados son matriz soporte y están constituidos por clastos líticos de intrusivos félsicos, limolitas, areniscas cuarcíticas y grauvacas, con cemento silíceo-sericítico y/o clorítico-arcilloso.

Las areniscas (cuarcíticas, cuarzo-feldespáticas y grauvacas), las rocas sedimentarias más abundantes, tienen color gris medio a rojizo. En las areniscas cuarcíticas y cuarzo-feldespáticas el cuarzo es el mineral esencial, en granos subangulares a subredondeados, con una matriz sericítica de carácter intersticial. Las grauvacas están compuestas por granos de cuarzo, feldespatos subordinados y escasos fragmentos líticos de sedimentitas, en una matriz micácea (sericítica-clorítica-biotítica). Buena parte de la matriz sericítica deriva de la descomposición de los feldespatos.

Las limolitas, de color gris oscuro, conservan una laminación relíctica con alternancia de camadas micáceas (sericítico-biotítico-clorítico), con otras finamente granulares ricas en cuarzo. Las arcilitas tienen coloración gris verdosa y son también bien laminadas.

La cuarcita no es una unidad estratigráfica *sensu stricto*, sino una roca clástica, generalmente una arenisca, intensamente silicificada, caracterizada por la casi total recristalización de los granos originales y donde la textura sedimentaria ha sido destruida. Típicamente presenta color gris claro, pero en algunos sectores es gris rojiza y muy compacta. Por lo común se intercala con otras litologías, generalmente menos alteradas. Si bien la roca es claramente un producto de alteración hidrotermal, se mapeó como una unidad litológica para su uso en interpretaciones estratigráficas y de distribución de mena.

El pórfido granítico, de color gris claro a rosado, está constituido por fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y en menor medida hornblenda. La plagioclasa es subhedral a euhedral, el cuarzo anhedral (ojos de cuarzo) a euhedral y la biotita subhedral a euhedral con su típico hábito pseudohexagonal. Los fenocristales tienen un tamaño de 1,5 a 6 mm, y forman entre el 35 y el 55% de la roca. Están inmersos en una pasta rica en cuarzo y feldespato potásico. El pórfido granítico ocupa el sector sudeste del afloramiento principal.

El pórfido dacítico muestra fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (de hasta 8 mm), escasos ojos de cuarzo, y biotita euhedral con hábito pseudohexagonal. Los fenocristales componen menos del 15% de la roca y se encuentran inmersos en una pasta intensamente biotitizada que le confiere a estas rocas un color oscuro (gris medio a rojizo). Su único afloramiento consiste en un dique intruido en el pórfido granítico. Este intrusivo también ha sido identificado en los sondeos como diques intruidos en la Formación Yalguaraz y el pórfido granítico. Se ha reconocido petrográficamente otra roca intrusiva, porfírica, de composición andesítica, y con estructuras de flujo, que a efectos del logueo y mapeo ha sido considerada como pórfido dacítico.

La brecha de turmalina está constituida por clastos subangulares a angulares de rocas sedimentarias en una matriz de turmalina-cuarzo-sulfuros. Pequeños afloramientos de esta unidad han sido mapeados en el perímetro occidental del pórfido granítico. La mayoría de las expresiones superficiales de este tipo de roca son limitadas, con áreas menores al metro cuadrado, y se consideran *crackle breccias.*

La brecha de contacto está circunscripta al contacto noroeste del pórfido granítico con la secuencia clástica, y se compone de clastos angulares a subangulares de sedimentitas y pórfido fuertemente silicificados, en una matriz silícea con turmalina en cantidades menores. Su color es normalmente más claro que las rocas circundantes. El contacto con el pórfido granítico es neto, y más transicional con la Formación Yalguaraz.

Estructura

En general la Formación Yalguaraz conforma una estructura homoclinal de rumbo norte a N35°O, e inclinaciones de 15-40°O. En el extremo norte del afloramiento principal se encuentran pequeños pliegues congruentes, con amplitudes menores de tres metros, con *plunge* subhorizontal al sur.

El sistema principal de estructuras en San Jorge es norte-sur a nornoreste, mientras que las fallas de rumbo noroeste y estenoreste constituyen orientaciones secundarias con respecto al sistema principal (figura 1). En superficie, especialmente en el pórfido granítico, se hallan zonas con una alta densidad de fracturas paralelas y espesores de hasta dos metros. Estas "tendencias estructurales" se han formado a lo largo de venillas de cuarzo-sulfuros subparalelas (*sheeted)* preexistentes. Un corte fresco en cuarcitas muestra que estas zonas fueron intensamente fracturadas durante y después de la mineralización.

Los desplazamientos netos a lo largo de las fallas, basados en correlaciones estratigráficas, indican movimientos normales. Se han identificado estrías subhorizontales en varias perforaciones, pero las correlaciones probando desplazamientos transcurrentes han sido insostenibles.

La estructura más importante es la Falla Gorda, que no aflora, pero se ha reconocido en las perforaciones a lo largo del borde oriental del afloramiento principal (figura 1). Tiene arrumbamiento norte sur a nornoreste e inclinaciones de 70 a 75° hacia el oeste, con un espesor de hasta diez metros. Se han interpretado movimientos inversos a lo largo de esta falla. En general la falla Gorda sirve como conducto para la infiltración de aguas, facilitando los procesos de lixiviación y enriquecimiento secundario de la mineralización primaria, y aparentemente no actúa como un control principal de la mineralización primaria.

Otras tres importantes fallas son la Raya Roja, Flaca y Portezuela, que se encuentran al oeste de la falla Gorda y se disponen esencialmente paralelas a la misma. La falla Raya Roja tiene rumbo N5°E e inclina fuertemente al oeste. Es fácilmente reconocible en superficie, y está caracterizada por una zona de brecha de hasta un metro de espesor, con una fracturación asociada desarrollada hasta dos metros de su traza principal. En base a interpretaciones estratigráficas se considera que el desplazamiento a lo largo de esta estructura es de unos 20 m, con movimiento neto normal. La falla Raya Roja ha servido como conducto de las aguas meteóricas afectando la distribución de la mena secundaria en sus proximidades, y junto con la falla Portezuela conforman un par que es de gran importancia en la distribución de la mineralización primaria de alta ley, principalmente en el sector sur del depósito.

La falla Flaca no aflora pero ha sido interceptada en varias perforaciones. Muestra rumbo norte a nornoreste e inclina unos 75° al este. Se han interpretado movimientos netos normales a lo largo de la misma con un desplazamiento de 25 metros.

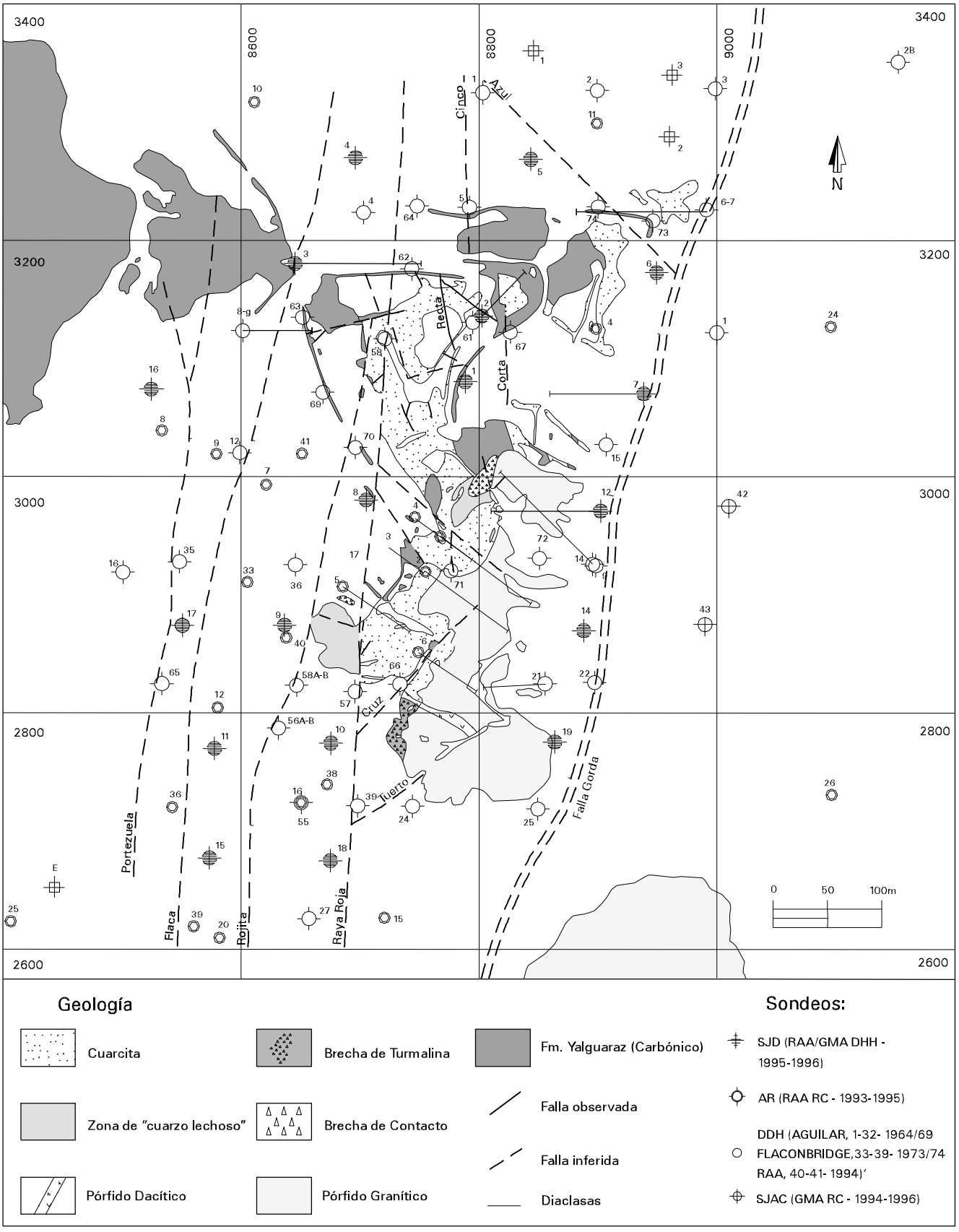


Figura 1. Mapa geológico.

La falla Portezuela es la más occidental y se ha mapeado en el sector nornoroeste del yacimiento. En superficie se presenta como una zona densamente fracturada cuya traza coincide con una venulación de cuarzo-sulfuros preexistente (*sheeted*). Hacia el sur del afloramiento se ha interceptado en varios sondeos. Tiene rumbo norte e inclina fuertemente al este. Como se mencionó anteriormente sería de importancia controlando la distribución de la mineralización primaria de alta ley.

Las restantes fallas correlacionadas en las perforaciones se han delineado a partir de haber sido mapeadas en superficie. Su expresión superficial varía desde zonas de brecha de hasta un metro de espesor, a zonas densamente fracturadas con espesores de hasta tres metros. Los desplazamientos a lo largo de estas estructuras frecuentemente son difíciles de establecer. Ellas han originado zonas permeables muy importantes para la evolución de los procesos de lixiviación y enriquecimiento secundario. Las tendencias estructurales no solamente son indicadores de esfuerzos durante la mineralización, sino también guías para ubicar áreas de intensa lixiviación de sulfuros. En el sector noroeste y centro-norte del afloramiento principal, el intenso fallamiento y fracturación de las cuarcitas es el principal responsable del importante espesor que alcanzan las zonas de lixiviación y enriquecimiento secundario.

Finalmente, el *stockwork* de venillas constituye un importante atributo estructural del depósito. El espesor de las venillas varía desde menores de un milímetro y venillas de cuarzo y/o calcita de más de tres centímetros de espesor. Los tipos de venillas incluyen de sulfuros, sericita, cuarzo, cuarzo-sulfuros, cuarzo-feldespato potásico, cuarzo-calcita, turmalina, turmalina-sulfuros, y calcita, entre otras combinaciones de los minerales mencionados. En la secuencia sedimentaria la densidad de venillas oscila entre 60 y 80 por metro lineal. La densidad de venillas en las areniscas finas, lutitas y arcilitas es sensiblemente inferior. El pórfido granítico contiene aproximadamente 20 a 40 venillas por metro lineal.

Alteración hidrotermal

La actividad hidrotermal ha originado diferentes tipos de alteración a lo largo del depósito. Los productos de alteración incluyen sílice, sericita, biotita, feldespato potásico, calcita, turmalina, clorita, caolinita, y menor epidoto. La distribución espacial de la alteración hidrotermal en San Jorge está complicada por zonas de transición y superposición de eventos.

La silicificación es la alteración más conspicua y afectó a todos los tipos de rocas en el yacimiento San Jorge. La afluencia masiva de sílice no solo alteró la secuencia sedimentaria con diferentes intensidades, sino que también modificó el pórfido granítico, fundamentalmente la pasta del mismo. La silicificación alcanza su mayor intensidad en la cuarcita, que como se mencionó anteriormente es una roca clástica, generalmente arenisca, intensamente silicificada. Esta roca ha sufrido la recristalización casi completa de sus granos y está constituida en más de un 90% por sílice. De igual manera hay sectores donde la pasta del pórfido granítico se compone enteramente por cuarzo.

La intensidad de la silicificación está en relación a la fracturación y a la permeabilidad de la roca afectada, siendo máxima en areniscas y conglomerados con matriz gruesa, y mínima en limolitas y arcilitas.

La silicificación está también representada por venillas de cuarzo, cuarzo-turmalina, cuarzo-feldespato potásico, cuarzo-sulfuros y cuarzo-calcita, como así también como halos bordeando venillas de cuarzo-sulfuros. Las relaciones entre las diferentes venillas portadoras de cuarzo es compleja e indican claramente múltiples eventos.

El cuarzo lechoso en venillas y rellenando cavidades constituye un tipo de alteración característico, mejor identificado en superficie. Este tipo de alteración ha sido mapeado en el sector suroeste del afloramiento principal y como continuación al sur de la brecha de contacto (figura 1).

La sericita se asocia espacial y, en algunos casos, temporalmente a la silicificación. En las sedimentitas carboníferas la sericitización de los feldespatos aporta buena parte del material de la matriz. Generalmente tiene una abundancia menor al 15 %, y es de difícil identificación en muestras de mano. En los intrusivos la sericita reemplaza en forma incompleta a la plagioclasa, feldespato potásico y biotita. La sericita en venillas es escasa y está sola, alojando escasos sulfuros, en venillas de menos de dos milímetros de espesor. También aparece en forma subordinada en venillas de cuarzo y formando salbandas de venillas de cuarzo-feldespato potásico.

La biotita secundaria es de color naranja-rojizo intenso, de grano fino y se presenta como hojuelas pequeñas en paquetes de folias y "nidos". En los pórfidos granítico y dacítico altera pseudomórficamente a los minerales máficos (biotita primaria y hornblenda) y se disemina por la pasta. En estas rocas los fenocristales de biotita tienen una apariencia inalterada, lo que sugiere un origen magmático, pero los estudios petrográficos indican que los individuos de biotita que se ven en muestras de mano están compuestas en realidad por pequeñas láminas de biotita secundaria. En las rocas sedimentarias la biotita secundaria se disemina en la matriz, como cortas y discontinuas venillas cerca del contacto con el pórfido granítico y en niveles profundos del depósito (figura 2), y en venillas asociada a cuarzo-turmalina. Los estudios petrográficos señalan claramente que la biotita secundaria en las sedimentitas tiene un origen hidrotermal y no está relacionada con procesos de metamorfismo de contacto (*hornfels*).

El feldespato potásico secundario, de tipo pertítico, se encuentra en venillas junto a cuarzo y a cuarzo-turmalina, tanto en las rocas ígneas como en las sedimentarias. Las venillas son color salmón, de menos de dos milímetros de espesor, y pueden contener más del 12% de sulfuros. También se manifiesta como halos alrededor de venillas tempranas pero generalmente están sericitizados. Finalmente, el feldespato potásico reemplaza a los feldespatos originales del pórfido granítico.

La alteración carbonática se manifiesta fundamentalmente en venas de calcita y calcita±cuarzo±clorita, con espesores de hasta tres centímetros. Por lo general estas venillas son portadoras de sulfuros e invariablemente cortan todas las generaciones de fracturas. Se concentran en el bloque yaciente de la falla Gorda, en la Formación Yalguaraz a niveles profundos y en el extremo norte de la mineralización primaria principal (figura 2). En los intrusivos la calcita se halla también diseminada, como subproducto de la alteración de las plagioclasas asociada a la sericita y como producto de la meteorización de la biotita.

La cloritización afecta fundamentalmente a la biotita, tanto primaria como secundaria, y en el primer caso va acompañada por la segregación de abundantes óxidos de hierro y titanio (titanita y rutilo). En menor medida la clorita aparece en venas junto a calcita±cuarzo±sulfuros. La cloritización se observa principalmente a lo largo del perímetro de la mineralización principal (figura 2).

La turmalina constituye la matriz de las brechas hidrotermales junto a sulfuros, como venillas con o sin sulfuros, y como diseminaciones (figura 2). Las venillas de turmalina están alojadas en la secuencia sedimentaria especialmente en proximidades de las brechas hidrotermales, pero son más conspicuas en el pórfido granítico donde también son discontinuas, y con un espesor menor de dos milímetros. Por lo común hay rosetas de turmalina de uno a cinco milímetros de diámetro en todos los tipos de rocas. Los estudios petrográficos indican que la turmalina está presente a lo largo de todo el depósito, asociada a cuarzo y en menor medida a biotita y feldespato potásico, y es un evento temprano en el desarrollo del pórfido cuprífero.

La alteración arcillosa está formada principalmente por caolinita, aunque se ha descripto también la montmorillonita. Ambos tipos de arcillas se presentan como jaboncillo de fallas en muchas estructuras, y la caolinita también es común en las zonas de lixiviación. Las arcillas se desarrollan sobre los fenocristales de plagioclasa en algunos sectores del pórfido granítico. En algunos casos se ha identificado caolinita según sericita.

El epidoto es un mineral de alteración escaso y generalmente ocurre en zonas de falla.

De acuerdo a las observaciones de campo y a los estudios petrográficos en forma general se puede definir la siguiente secuencia paragenética: 1) turmalina; 2) venillas de cuarzo+turmalina±biotita± feldespato potásico, biotita en venillas y como diseminaciones; 3) venillas de cuarzo±feldespato potásico, feldespato potásico reemplazando plagioclasa, biotita diseminada; 4) cuarzo±sericita en venillas y diseminaciones; y 5) calcita±cloritas en venillas y clorita según minerales máficos.

Mineralogía

La calcopirita, pirita y sus variaciones cubanita, mackinawita y marcasita constituyen los principales sulfuros primarios. En menor cantidad se encuentran pirrotina, arsenopirita, molibdenita, oro, esfalerita, y trazas de bornita, galena y minerales de plata y bismuto. Sólo la pirita es euhedral, mientras que otras veces aparece como subhedral al igual que la arsenopirita. El resto de los sulfuros son anhedrales. El tamaño de los sulfuros típicamente oscila entre 0,5 y 1,5 milímetros.

Las relaciones entre pirita y calcopirita son variables y para los sectores donde la ley de cobre supera 0,3%, el contenido de sulfuros es de 1-3%, con relaciones pirita:calcopirita que van entre 0,5 a 2. Las venillas portadoras de calcopirita contienen bajo contenido de pirita y viceversa. Esta idea también se puede aplicar a los sulfuros diseminados, destacándose que la diseminación de calcopirita está íntimamente relacionada a la silicificación, de tal manera que las rocas con mayor diseminación de calcopirita son las cuarcitas.

La pirrotina aparece mayormente diseminada y en menor medida en venillas, como granos aislados o asociada principalmente a calcopirita y raramente a arsenopirita y pirita.

La arsenopirita tiene distribución irregular en la mayor parte del depósito, ya que tanto el logueo como la geoquímica muestran abundante arsenopirita en cortos intervalos y su total ausencia en zonas próximas. Se presenta siempre asociada con otros minerales, principalmente con calcopirita (diseminada o en venillas).

La molibdenita es un sulfuro accesorio que aparece diseminado en material silíceo, y alojado en venillas de cuarzo lechoso, con o sin calcopirita. Su abundancia es mayor en el pórfido granítico, aunque generalmente no excede las 150 partes por millón.

El oro no se ha identificado en los sulfuros y está aislado en matriz silícea, con tamaños de 0,004 a 0,02 milímetros.

La esfalerita es un sulfuro común en las descripciones calcográficas donde se asocia a calcopirita, como inclusiones y/o desmezclas en forma de “estrellas”, y raramente se observan desmezclas de calcopirita en esfalerita. Este sulfuro presenta reflejos internos rojizos, lo que es común en la variedad ferrífera (marmatita), de alta temperatura.

La galena, un sulfuro sumamente escaso en San Jorge, aparece asociada con calcopirita, arsenopirita y pirita en venillas.

Mediante estudios calcográficos se identificaron diferentes minerales de plata y bismuto asociados íntimamente a la calcopirita, y en ocasiones reemplazándola. Los minerales reconocidos son telururos de plata (hessita, stützita), bismuto nativo, bismutinita y telurobismutita.

En este momento la paragénesis no está enteramente entendida, debido en parte a que las relaciones entre las diferentes venillas portadoras de sulfuros es muy compleja y a la falta de estudios detallados. Las relaciones de equilibrio más comúnes halladas en los estudios calcográficos son las siguientes: calcopirita±pirita, pirita±calcopirita, calcopirita-pirrotina-esfalerita, calcopirita-pirita-arsenopirita, calcopirita-arsenopirita-esfalerita y calcopirita-molibdenita.

La exposición del depósito a la infiltración de aguas oxidadas ha iniciado la disolución de la pirita y la consi-

	K (%)	40 K (ppm)	40.Ar (ppm)	40.Ar/40K	edad Ma
Muestra Sericita	4,900	5,845	0,09378	0,01604	257±5
Muestra Biotita	7,503	8,951	0,1473	0,01645	263±6

Nota: 40.Ar = 40Ar radiogénico; Ma = millones de años.

Tabla 1. Edades radimétricas K/Ar para el depósito San Jorge. Laboratorio Krueger Enterprises, Inc., Massachusetts, E.E.U.U.

guiente destrucción de la calcopirita. Estos procesos supergénicos transportan cobre fuera de algunas zonas (zona lixiviada), dejan óxidos de cobre donde la relación pirita:calcopirita es suficientemente baja (zona oxidada), y depositan cobre como sulfuros secundarios debajo del límite redox (zona enriquecida). Las fallas y fracturas asociadas han sido importantes conductos para las aguas meteóricas facilitando los procesos supergénicos. Asimismo los drenajes superficiales que atraviesan los depósitos aluviales modernos, y a su vez cubren sectores mineralizados, proveen un mecanismo de recarga de agua que facilita la lixiviación y el enriquecimiento secundario.

La zona lixiviada está compuesta principalmente por goethita con menor participación de hematita y jarosita, y no porta cobre contenido. Su color general es marrón medio a oscuro según la abundancia de limonitas. En esta zona lixiviada por lo común se encuentran *boxworks* de pirita y calcopirita aunque los mismos no son abundantes. La meteorización no ha producido una roca friable ya que si bien se han formado arcillas sobre las plagioclasas y sericita, la matriz está silicificada.

La zona oxidada contiene minerales oxidados de cobre, de color verde y negro, acompañados por limonitas. Los principales minerales de cobre, en orden decreciente según su abundancia, son: malaquita, crisocola, *pitch limonite*, delafosita, tenorita, brocantita, y neotocita. Estos minerales aparecen tapizando fracturas, como diseminaciones y adsorbidos en plagioclasas. Generalmente la roca portadora no está extremadamente meteorizada, consistiendo en rocas silicificadas con menor cantidad de arcillas.

La zona enriquecida calcosina, digenita y covelina, normalmente asociadas con calcopirita y pirita. Estos sulfuros secundarios generalmente reemplazan la calcopirita y raramente cubren la pirita. En fallas se han descripto calcosina tipo *sooty* y también cuprita y cobre nativo principalmente en un área geomorfológicamente muy importante, con recarga de agua repetida, como lo es el sector suroeste donde se ubica un drenaje más joven (“drenaje sur”).

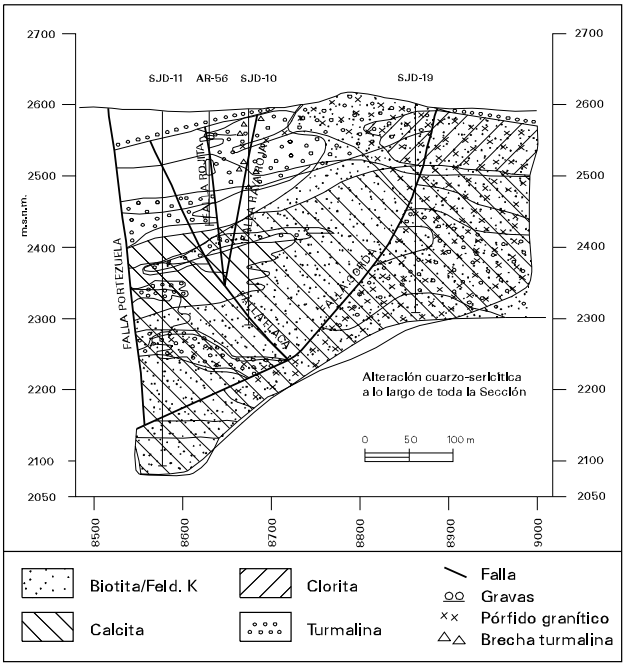


Figura 2. Alteración hidrotermal del Pórfiro San Jorge.

Distribución de la mineralización. La zona lixiviada está mejor desarrollada a lo largo del borde occidental de la mineralización principal (figuras 3). La lixiviación de sulfuros es también común a lo largo de las zonas de falla, donde prevalecieron condiciones oxidantes.

El cuerpo de mena oxidada mide 800 m por 400 m, con una potencia promedio de 80 a 90 m y tiene dirección nordeste (figura 3). El eje del cuerpo oxidado se define a lo largo del contacto occidental del pórfido granítico con la secuencia sedimentaria. En el drenaje sur, las leyes de la mineralización oxidada pueden ser extraordinariamente más altas que las leyes primarias subyacentes, lo que indicaría el carácter alóctono de esta mineralización, en ese sector. El mismo origen tendría la mena oxidada que se desarrolla debajo de las gravas hacia el norte y este del afloramiento principal.

La mineralización enriquecida tiene un tamaño de 800 m por 250 m, en dirección nordeste. El eje del cuerpo enriquecido se extiende sobre el borde occidental de la mineralización oxidada (figura 3). La sección más potente de mineral enriquecido (80-100 m) se localiza en los sectores nor-central y nordeste de San Jorge, donde la covelina, digenita y escasa calcosina rodean la calcopirita y generalmente contribuyen con menos del 50% a la ley de cobre. Mientras tanto las mejores leyes se encuentran en el sector suroeste, dentro del drenaje sur, donde la repetida recarga de agua ha posibilitado la formación de un manto de calcosina tipo *sooty*. Aquí el espesor de la zona enriquecida promedia los 40-50 metros. En el pórfido granítico la muy baja relación pirita:calcopirita ha impedido que se produzca de una zona enriquecida.

La mineralización primaria conteniendo más de 1% de calcopirita, o 0,35% de cobre, está alojada en la se-

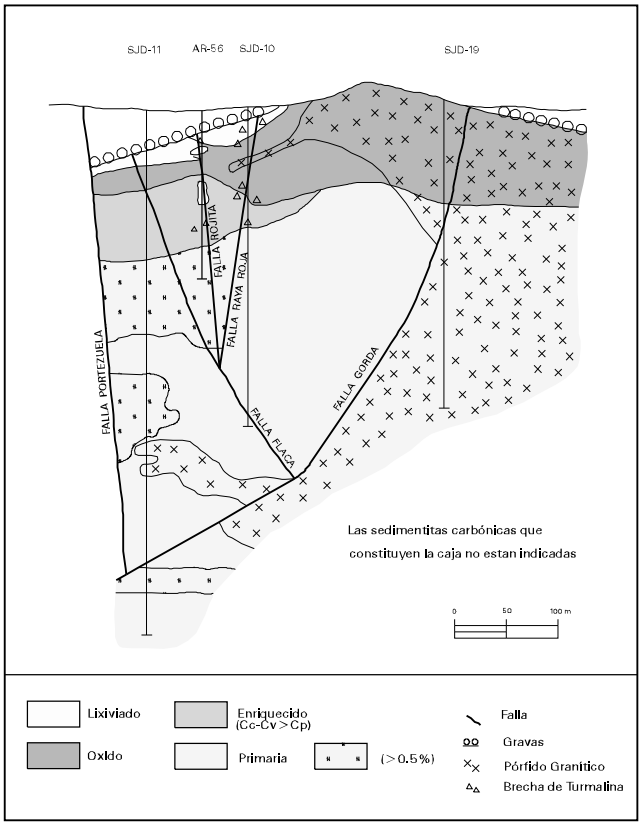


Figura 3. Distribución de la mineralización en una sección 2775N.

cuencia sedimentaria y en el sector del sondeo SJD-14, dentro del pórfido granítico. La mineralización primaria de alta ley (>0,50% de cobre) se focaliza en tres centros, ubicados en los sectores suroeste, noroeste y nordeste del depósito.

La mineralización primaria de cobre se presenta diseminada y en venillas. La diseminación de calcopirita se asocia a la silicificación invasiva (*pervasive*), por lo cual alcanza su mayor intensidad en las cuarcitas y en menor medida en los intrusivos. Por otro lado la mineralización en venillas está relacionada con la intensidad de la venulación, que es un atributo característico de la secuencia sedimentaria, fundamentalmente en cuarcitas, areniscas y conglomerados, y tiene pobre desarrollo en el pórfido granítico. De esta manera, en forma general, las cuarcitas combinan la mineralización diseminada y en venillas, por lo cual muestran la mejor mineralización primaria de cobre (>0,5% Cu). Las rocas sedimentarias presentan mineralización fundamentalmente en venillas con leyes de 0,2-0,4% de cobre y el pórfido granítico sólo mineralización diseminada con tenores de 0,2% de cobre.

Edad de la mineralización. Para establecer la edad de la mineralización se realizaron determinaciones radimétricas Potasio-Argon en el Laboratorio Krueger Enterprises Inc., Massachusetts, Estados Unidos.

Las dataciones se hicieron sobre dos muestras, de biotita y sericita respectivamente (tabla 1). La muestra de biotita, presumiblemente de origen magmático, se obtuvo de un dique dacítico interceptado en el sondeo SJD-06, a una profundidad de 175,7-175,9 metros. La muestra de sericita se extrajo en el sondeo SJD-02, a una profundidad de 106-124 m, a partir de areniscas y cuarcitas de la Formación Yalguaraz, donde la sericita es un producto de alteración hidrotermal asociada a una intensa silicificación.

Estas dataciones se suman a la realizada por Sillitoe (1977), que arrojó una edad K/Ar de 270±4 Ma, a partir de biotita magmática extraída del pórfido granítico.

Según estas dataciones, el fenómeno geotermal a partir del cual se desarrolló el pórfido cuprífero San Jorge tuvo lugar a fines del Pérmico inferior y por lo tanto está relacionado con el magmatismo que dió origen al Grupo Choiyoi.

Propietarios

Cinco pertenencias constituyen la mina San Jorge II cuyo título fue adquirido por Grupo Minero Aconcagua S.A. a Pedro N. Aldave, en el año 1995.

La propiedad central está rodeada por estacaminas de 200 m de ancho controladas por la empresa Argentina Mineral Development S.A., y a su vez exteriormente por 42 estacaminas propiedad de Grupo Minero Aconcagua S.A.

	Alt.Potásica - 1er. evento (To)	**Alt. Potásica - 2do. evento**
Pórfido granítico	moderado	moderado
Sed. carboníferas - Sector suroeste	intenso	intenso
Sed. carboníferas - Sector noroeste	intenso	ausente
Sed. carboníferas - Sector noreste	moderado	débil?
Pórfido dacítico	ausente	intenso

Tabla 2. Desarrollo de la alteración potásica en San Jorge.

GEOFÍSICA

Durante los años '60, Minera Aguilar ejecutó 111 km de Potencial Inducido, distribuidos en 21 líneas este-oeste, con un espaciamiento de 100 metros. Su programa de perforaciones estuvo focalizado en algunas áreas con alta conductividad y polarización. Mediante esta geofísica se identificó un área conductiva y polarizable ubicada al oeste del afloramiento principal de San Jorge. Durante 1995, Grupo Minero Aconcagua S.A. realizó 8 líneas de P.I. (17,6 km), con rumbo N50°O, y un espaciamiento de 250 m, confirmando los datos de Aguilar.

Las perforaciones en el sector altamente conductivo y polarizable han mostrado un "halo pirítico", con un contenido de sulfuros entre 5-15%, de los cuales los portadores de cobre son menores constituyentes. La mineralización primaria de alta ley está localizada en el área de alta polarización justo al este de este sector altamente conductivo, donde el contenido de sulfuros no supera el 5% y normalmente es de 3%. Hacia el noreste, el área con la mejor polarización coincidiría con la mineralización hipogénica de alta ley, aunque la poca densidad de perforaciones en ese sector no permite confirmar esta idea.

Tres lineamientos han sido interpretados en base a los datos de P.I.. El primero de ellos, de rumbo nor-noreste, coincide con la traza de la falla Gorda. El segundo lineamiento tiene rumbo este-oeste, y corta la zona hipogénica de alta ley, de rumbo noreste. El tercer lineamiento muestra rumbo N45ºO y está localizado al sur de la principal mineralización. Estos dos últimos lineamientos no han podido ser confirmados debido a la escasa información con que se cuenta en esos sectores.

MODELO GENÉTICO

El yacimiento cuprífero San Jorge fue definido como un depósito tipo pórfido cuprífero, ya que reúne características propias de esos sistemas como el desarrollo de alteración potásica, fílica y propilítica, presencia de mineralización de cobre alojada en un intenso *stockwork* de venillas de cuarzo, y la existencia de intrusivos porfíricos que están vinculados a un magmatismo más profundo responsable del sistema de alteración-mineralización (Guilbert y Park, 1986). De igual manera el pórfido cuprífero San Jorge tiene características propias, que lo diferencian del modelo clásico (Lowell y Guilbert, 1970), donde lo más notorio es que el desarrollo de la mineralización primaria y la alteración asociada no es concéntrica, sino aproximadamente lineal, indicando fuerte control estructural, y además tiene su mayor intensidad sobre las sedimentitas carboníferas que conforman la roca de caja y no sobre los intrusivos porfíricos.

El primer evento de alteración hidrotermal se produce con posterioridad a la intrusión del pórfido granítico y consiste en la introducción de turmalina en brechas y *stockwork* de venillas. Asociado a este evento aparecen biotita y feldespato potásico en venillas de cuarzo-turmalina, y biotita como diseminaciones y venillas, lo que representa el primer pulso de alteración potásica en el depósito.

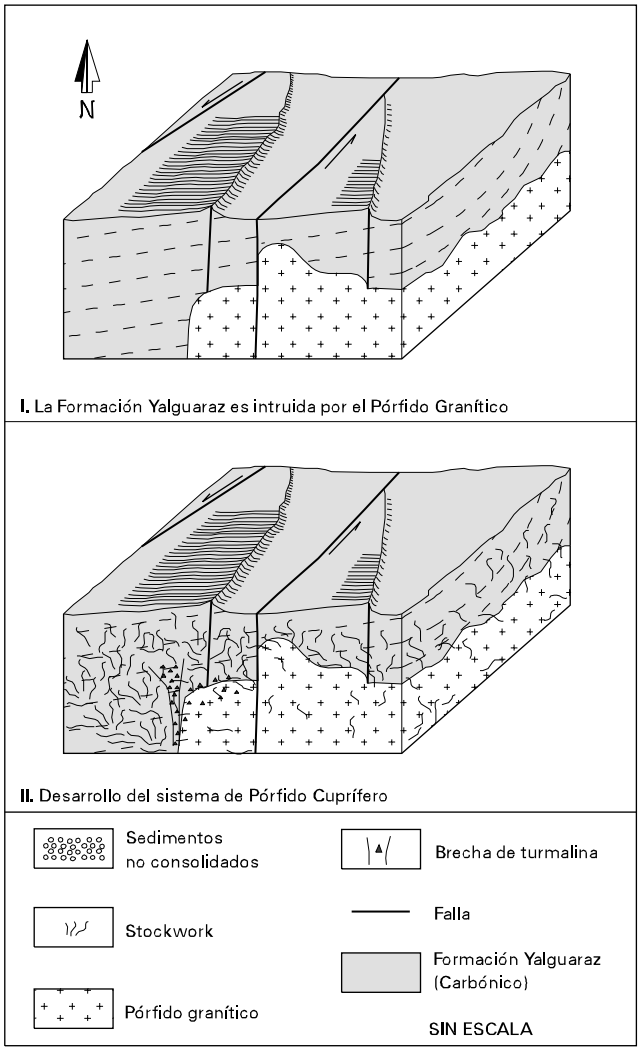


Figura 4.

Se ha reconocido un segundo evento de alteración potásica con posterioridad a la intrusión de los diques de pórfido dacítico, y está caracterizado por venillas de cuarzo-feldespato potásico, feldespato potásico reemplazando plagioclasas y biotita diseminada. Ambos eventos se han desarrollado en un corto período de tiempo.

Debido a esta superposición de eventos no existe un núcleo potásico bien definido ya que la alteración potásica se desarrolla sobre el pórfido granítico, diques de pórfido dacítico y también afecta a las sedimentitas carboníferas. En estas últimas se han reconocido tres centros de alteración potásica asociados a mineralización primaria de alta ley, ubicados al suroeste, noroeste y noreste del yacimiento. La intensidad de estos dos eventos potásicos es variable en los diferentes sectores como se indica en la tabla 2.

La alteración fílica es el rasgo más conspicuo en San Jorge, y consiste en una intensa silicificación±sericitización

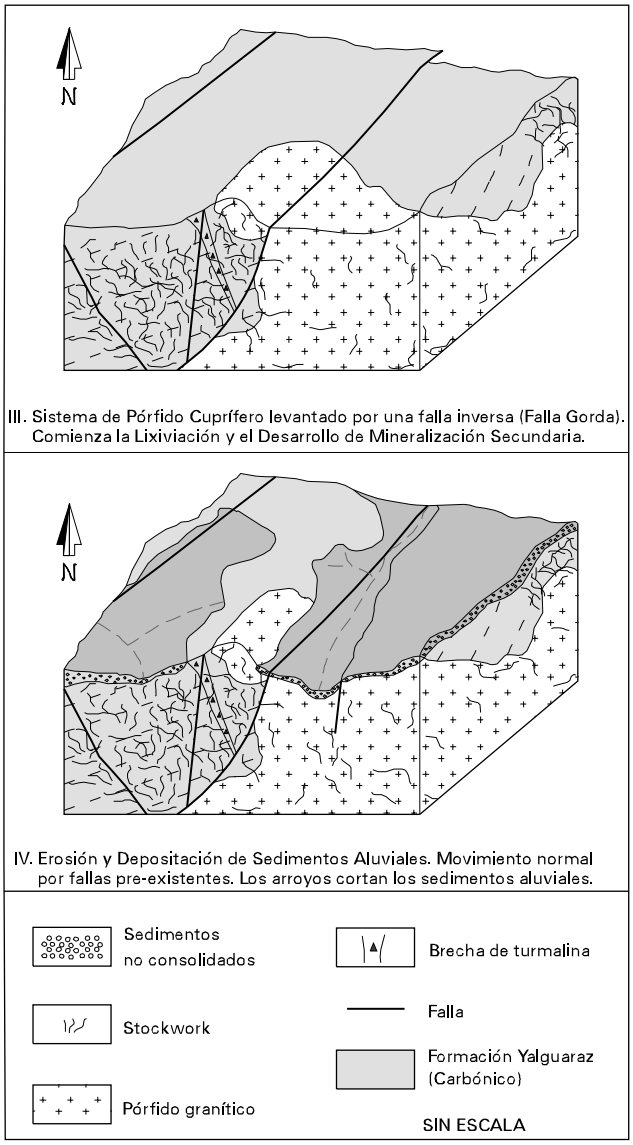


Figura 5.

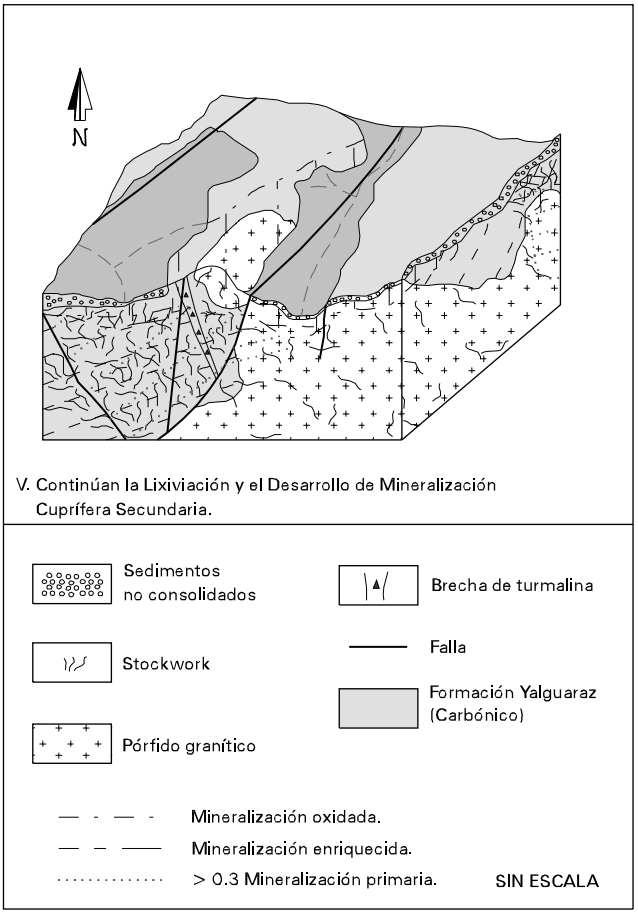


Figura 6.

invasiva (*pervasive*), que afecta a todas las rocas del yacimiento en distintos grados. Esta alteración claramente se sobrepone a la alteración potásica preexistente con una moderada a intensa sericitización de los feldespatos primarios y secundarios. La alteración fílica se desarrolla a lo largo del todo el depósito San Jorge y no constituye un halo rodeando un núcleo potásico.

La alteración propilítica es claramente retrógrada y el evento más tardío en San Jorge. Consiste en la cloritización de la biotita primaria y secundaria, y la introducción de calcita en venillas, sola o asociada a cuarzo. Contrastando con un modelo clásico de pórfido cuprífero esta alteración no forma un halo rodeando la alteración potásica y fílica. Se halla asociada tanto a mineralización primaria de baja ley de cobre en el sector este y noroeste del depósito, como también ocurre en el sector sur asociada a mineralización primaria de alta ley.

Según la mineralogía (presencia de pirrotina y arsenopirita) y la geoquímica se trata de un sistema reductor, con bajo contenido de sulfuros. La mineralización primaria con leyes superiores a 0,3% de cobre está alojada en la secuencia sedimentaria y en general rodea al afloramiento de pórfido granítico. Asimismo se han identificado tres centros con mineralización primaria de alta ley (>0,5%Cu), que como se menciona anteriormente están relacionados con zonas de moderada a intensa alteración potásica. En el desarrollo de estas zonas con alta ley primaria, además de la alteración potásica que aporta la principal mineralización, ha jugado un rol muy importante la fracturación de la roca que alcanza su mayor intensidad en las rocas sedimentarias (60-80 venillas por metro lineal) y ha permitido que gran parte de la mineralización se aloje en el *stockwork* de venillas. Un evento importante de mineralización diseminada y silicificación tuvo lugar en una etapa temprana (pre-fracturación?), ya que la cuarcita tiene una ley de cobre más alta que las otras unidades sedimentarias aunque su fracturación no es significativamente mayor. En cambio el pórfido granítico presenta una densidad de venillas muy inferior (20-40 venillas por metro lineal) y pese a ser un centro de alteración potásica, su mineralización, fundamentalmente diseminada, raramente alcanza 0,3% de cobre.

En San Jorge se observa un contenido de sulfuros inferior a 1% con relaciones pirita:calcopirita < 1, de tal manera que inmediatamente al oeste de la falla Gorda, que forma un esquema lineal de rumbo noreste. Hacia el oeste se desarrolla una faja con la cual se asocia la mejor mineralización primaria de cobre, con 1 a 3% de sulfuros (pirita:calcopirita»1), y más al oeste un halo pirítico con más de 3% de sulfuros (pirita>>calcopirita).

La tipificación de venillas en tipo "A", "B", y "D" (Gustafson y Hunt, 1975) en San Jorge, es indudablemente muy compleja debido a la sobreposición de varios eventos de fracturación y venulación. De un modo general y sujeto a correcciones al profundizarse los estudios petrográficos, se diferencian venillas "A", que consisten en venillas de cuarzo con halos de alteración potásica (feldespato potásico generalmente sericitizado), venillas de cuarzo+turmalina± feldespato potásico±biotita, y venillas de biotita. Estas venillas muestran bordes irregulares y portan la principal mineralización de cobre representada por calcopirita con exsoluciones de esfalerita±pirrotina±minerales de plata y bismuto. Las venillas "B" son venillas de cuarzo con bordes rectos, sin halos de alteración y portan calcopirita±pirita±molibdenita. Se han identificado típicas venillas "A" (cuarzo-feldespato potásico) cortando estas venillas "B", lo cual avala la idea de dos eventos de alteración potásica en San Jorge. Las venillas "D" consisten en venillas de cuarzo que desarrollan halos de alteración sericítica y son portadoras fundamentalmente de pirita. También se consideran venillas "D" las pequeñas, discontinuas y tardías venillas de pirita.

Existen evidencias que indican que en San Jorge están expuestos los niveles superiores de un sistema pórfido de cobre. Este razonamiento se basa en la zonación vertical de la alteración hidrotermal; por ejemplo en el sector suroeste, en los sondeos SJD-10, 11 y 18, la alteración potásica se desarrolla por debajo de los 200 m de profundidad y está cubierto por una zona de alteración fílica. De igual manera en el sondeo SJD-16, ubicado en el sector oeste del depósito, los primeros 100 m de la perforación corresponden al halo pirítico con 5 a 10% de pirita y muy escasa calcopirita, y luego hay alteración turmalínica con mineralización de alta ley. Asimismo la ausencia de un núcleo potásico bien definido y la existencia en cambio, de pequeños "centros" de alteración potásica en las secuencia sedimentaria, avalan esta idea. Esto permite suponer la existencia en profundidad de un cuerpo intrusivo que sería el verdadero responsable del sistema pórfido de cobre, y al que se vincularían genéticamente los pórfidos granítico y dacítico aflorantes en San Jorge.

Las figuras 4, 5 y 6 muestran la historia geológica postulada para el depósito San Jorge. El desarrollo del sistema pórfido de cobre descripto en los párrafos anteriores se produjo durante el período Pérmico. La mineralización se focalizó dentro de una pareja estructural constituida por las fallas Gorda y Portezuela, específicamente entre las fallas Raya Roja y Portezuela, con movimientos transcurrentes de tipo siniestral. Probablemente durante el Terciario, bajo un régimen compresional, se reactiva de la falla Gorda y una porción del pórfido granítico desmembrado y ascendido a niveles próximos a la superficie con lo cual se inician los procesos de denudación y la consiguiente lixiviación. Existe una fase tensional posterior que reactivó las principales fallas, incrementando la permeabilidad y por lo tanto facilitando los procesos supergénicos.

La exposición de la mineralización primaria a los agentes meteóricos dió paso a la formación de mineralización oxidada y también sulfuros secundarios de cobre. La distribución de la mineralización oxidada de cobre a lo largo del afloramiento principal coincide con las áreas de baja relación pirita:calcopirita, y por lo tanto se desarrolla sobre el pórfido granítico y en zonas próximas a su contacto con la secuencia sedimentaria. Por otro, lado el desarrollo de la mineralización oxidada debajo de las gravas en los sectores suroeste, noreste y este tiene su origen en la intensa recarga de agua, y no se descartan movimientos horizontales dándole un carácter exótico a esta mineralización.

La mineralización enriquecida con sulfuros secundarios de cobre se desarrolló al oeste del cuerpo oxidado, y esto tiene su justificación en el incremento del contenido de pirita en esa dirección. Este tipo de mineralización presenta características diferentes según se produzca a lo largo del afloramiento principal o en sectores cubiertos por gravas y con fuerte recarga de agua como lo es el sector suroeste del depósito. En el primer caso el enriquecimiento es incompleto y consiste en la aparición de digenita, covelina y calcosina, que rodean los granos de calcopirita en sus bordes, es decir, una zona enriquecida transicional. Asimismo en este sector el desarrollo de la zona enriquecida es muy irregular, lo que sugiere un fuerte control estructural, de tal manera que en zonas fuertemente falladas y fracturadas el enriquecimiento es más completo y profundo que en aquellos sectores menos tectonizados.

El sector suroeste presenta una cobertura de gravas y el desarrollo de un drenaje actual lo que ha asegurado una intensa recarga de agua. Esto, sumado a una buena preparación estructural, ha permitido el desarrollo de mineralización secundaria de alta ley, caracterizada por el intenso reemplazo de los sulfuros primarios por calcosina tipo *sooty*.

BIBLIOGRAFÍA

Amos, A. J. y H. J. Marchese, 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (4): 351-356.

Amos, A. J. y E. D. Rolleri, 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras,* 368: 50-72.

Caminos, R., 1972. Cordillera Frontal. Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 305-343. Córdoba.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Sociedad Geológica Argentina, Revista,* 1 (3): 177-208.

Guilbert, J. M. y C. F. Park, 1986. The geology of ore deposits. *New York, W.H.Freeman and Company.*

Gustafson, L. B. y J. P. Hunt, 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology,* 70: 857-912.

Lowell, J. D. y J. M. Guilbert, 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology,* 65: 373-408.

Padrón Minero de la Provincia de Mendoza, 1997. *Dirección General de Minería, Provincia de Mendoza.*

Sillitoe, R.H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology,* 72: 99-109.

Garrido, M. y E. Domínguez, 1999. El yacimiento de pórfiro cuprífero La Voluntad, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 809-818, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE PÓRFIRO CUPRÍFERO LA VOLUNTAD, NEUQUÉN

Mirta Garrido[1] y Eduardo Domínguez[2]

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de pórfiro cuprífero La Voluntad se halla ubicado a 74 km al suroeste de la ciudad de Zapala, en la Sierra de Chachil, provincia del Neuquén. Al yacimiento se accede por la ruta de ripio Provincial 46 desde Zapala hasta el paraje Espinazo del Zorro; el yacimiento se encuentra a 2 km al norte de dicho paraje (figura 1).

El yacimiento se encuentra en un área de reserva minera propiedad de Cormine Sociedad del Estado Provincial.

El yacimiento sólo registra tareas de exploración. Sabalúa (1975) resumió y sintetizó las tareas de exploración realizadas por Fabricaciones Militares, consistentes en el mapeo y la realización de estudios geoquímicos, de polarización inducida y tres sondeos (LV I: 28m; LV II: 36,80m y LV III: 94,20m). Esta información le permitió concluir que se trata de un depósito de cobre diseminado con una ley de 0,1-0,2 % Cu. Durante los años 1993 y 1994, se determinó que el área mineralizada tiene 0,5 km^2 de superficie con recursos de 250.000.000 t (Franstrom *et al.*, 1993). Acosta *et al.* (1994) realizaron un estudio geoquímico de superficie tomándose 538 muestras que fueron analizadas por Cu, Au, Ag, Zn y Mo. Realizaron un mapa a escala 1:2.000 y secciones calcográficas. Se detectó una clara anomalía en cobre y molibdeno y anomalías del segundo orden en oro. Con geofísica (magnetometría e IP) se detectaron dos zonas anómalas coincidentes con bajos magnéticos. Como consecuencia de estas tareas se realizaron 4 sondeos que totalizaron 1.171 m de perforación. A partir de los datos obtenidos se calculó un contenido de cobre equivalente de 0,25 % (Cu + Mo) con contenidos de oro de 20 ppb (Domínguez, 1998, com.verbal).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Los primeros estudios datan de 1934 donde se menciona la presencia de cobre y molibdeno. Sabalúa (1975) determinó que se trata de un pórfiro de cobre diseminado de edad cretácica superior. Sillitoe (1977) ubicó al intrusivo responsable de la mineralización en el permocarbonífero. Con posterioridad Ramos (1983) y Méndez y Zappettini (1984 y 1990) continuaron asignando el cuerpo intrusivo al Cretácico. De Ferrán (1983) sostuvo que el pórfiro cuprífero de La Voluntad sólo tiene interés metalogenético y que podría tener interés económico si se detectara la presencia de oro. Domínguez y Garrido (1990) analizaron la densidad de venillas y su relación con la mineralización. Garrido y Domínguez (1992) estudiaron la génesis del depósito a través de la geoquímica del cuerpo intrusivo, la alteración-mineralización y las inclusiones fluidas. Asignaron una edad permocarbonífera al cuerpo intrusivo y vincularon la mineralización al ciclo gondwánico de Ramos (1983). Malvicini y Caminos (1994) y Márquez (1994) asociaron la mineralización a un ciclo metalogenético gondwánico (Carbonífero y Permo-Triásico). Garrido y Domínguez (1997) sintetizaron la génesis de este yacimiento y su trabajo es la base de esta presentación.

GEOLOGÍA REGIONAL

La unidad más antigua aflorante en la región es un basamento metamórfico integrado por esquistos cuarzo-bio-

[1] *Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología.*

[2] *CONICET. Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología.*

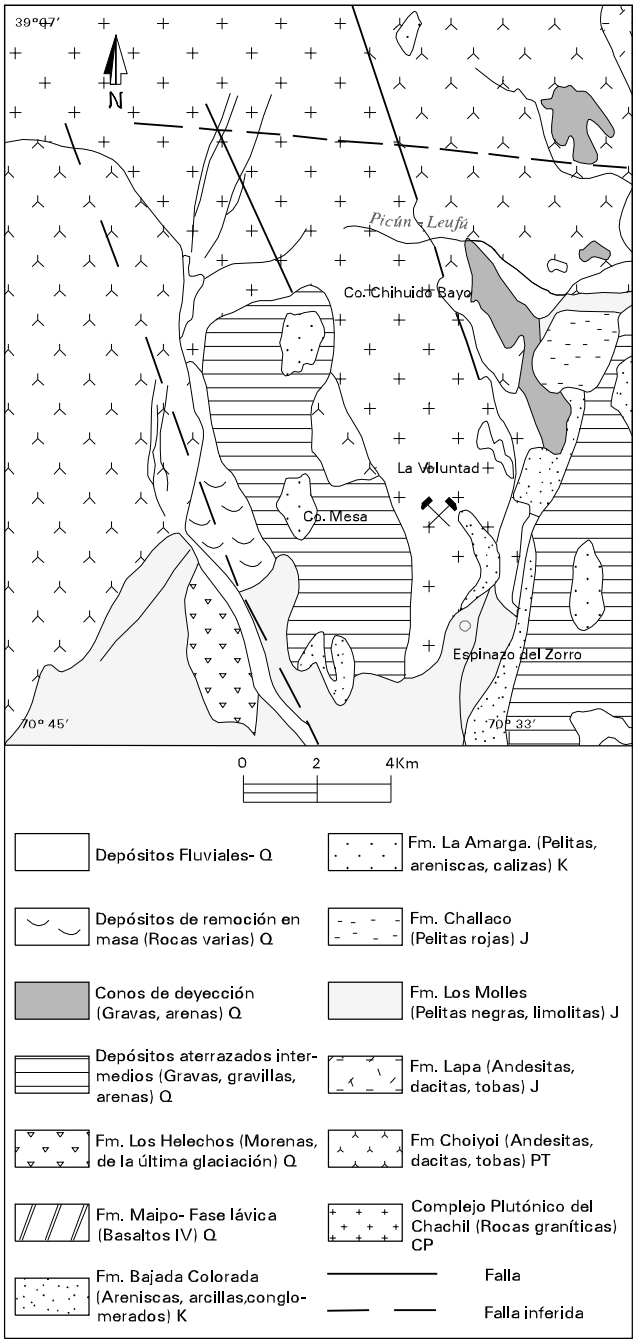


Figura 1. Ubicación geográfica y geología regional del área del yacimiento La Voluntad (según Leanza 1990).

títicos, biotítico-moscovíticos, escasos gneises y migmatitas de la Formación Piedra Santa (Digregorio y Uliana, 1980) de edad precámbrica o paleozoica inferior. Franzese (1995) confirma su edad paleozoica en base a dataciones radimétricas K/Ar sobre los esquistos (Devónico-Carbonífero). Esta unidad está intruida por el Complejo Plutónico Chachil (Leanza, 1990) integrado por granitos, granodioritas, tonalitas, pórfidos tonalíticos y dioritas cuarcíferas. A este complejo le atribuyó una edad pérmica inferior en base a sus relaciones estratigráficas y a una datación radimétrica en el intrusivo de La Voluntad (K-Ar, 281±4 Ma, Sillitoe, 1977). Volcanitas riodacíticas de la Formación Choiyoi (Stipanicic *et al.*, 1968) del Pérmico superior-Triásico medio se apoyan en discordancia sobre dicho Complejo Plutónico. Andesitas de la Formación Lapa (Groeber, 1956), lutitas negras y fangolitas de la Formación Molles (Weaber, 1931), pelitas rojas de la Formación Challacó (de Ferrariis, 1947) todas de edad jurásica, basaltos de la Formación Maipo (Yrigoyen, 1972) del Pleistoceno y diversas formaciones, depósitos fluviales y de remoción en masa completan la secuencia estratigráfica del área.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

En el área del yacimiento aflora una granodiorita intruida por una tonalita y numerosos diques integrantes del Complejo Plutónico Chachil (Leanza, 1990). El cuerpo tonalítico presenta variaciones texturales importantes sin poder precisar en el terreno sus relaciones de contacto. Esto es similar a lo mapeado por Sillitoe (en Sabalúa, 1977) y difiere de lo informado por Franstrom *et al.* (1993) en el que se reconocen distintas variedades litológicas en base a texturas, pero sin indicación de sus relaciones de contacto.

La granodiorita presenta un relieve ondulado y evidencias de intemperismo. Es de color gris, de textura variable entre porfírica y equigranular, integrada por feldespato, cuarzo, biotita y anfíbol. En los sectores con textura porfírica los fenocristales de feldespatos alcanzan tamaños de hasta 2 centímetros.

Un *stock* tonalítico de 0,5 km^2 de superficie intruye a la granodiorita y se destaca en el paisaje por sus formas agudas y coloración gris oscura en los sectores con menor alteración y sus tonalidades claras y rojizas en los sectores con alteración hidrotermal. El contacto entre la tonalita y la granodiorita no es neto en los afloramientos reconocidos. La tonalita tiene una textura que varía desde porfírica con matriz fanerítica a equigranular. En el sector suroeste del intrusivo tonalítico (figura 2) la roca es de color gris claro y su textura es equigranular, de grano medio, constituida por plagioclasa, cuarzo y biotita como minerales esenciales. En el resto del cuerpo la textura es porfírica y está compuesta por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita en una matriz fanerítica de los mismos minerales. El cuarzo de los fenocristales es anhedral, en ocasiones con textura gráfica. La plagioclasa, oligoclasa, es subhedral, zonada y con maclas. El feldespato alcalino es muy escaso y con texturas pertíticas. La biotita, subhedral, está en ocasiones cloritizada, con opacos y epidoto siguiendo sus clivajes. La moscovita se presenta en algunas muestras como mineral accesorio y exhibe bandas *kink*. La composición modal de seis muestras confirma a la plutonita como una tonalita según Streckeisen (en Teruggi, 1980). En una de las quebradas, en la tonalita se encontraron xenolitos granodioríticos, redondeados y oscuros de hasta 30 cm de diámetro. Tienen una textura bandeada y están formados por cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino con una biotitización muy marcada a lo largo de las bandas. Una falla vertical de rumbo N30°E corta al intrusivo tonalítico. La

falla presenta una zona de brecha de 50 cm de ancho y está integrada por clastos angulosos de tonalita, rotados y cementados por cuarzo y sulfuros. A lo largo de la falla, la tonalita presenta texturas de deformación, el cuarzo tiene extinción ondulante y recristalización, la plagioclasa presenta fracturas con desplazamiento de maclas y la moscovita texturas *kink*.

Un afloramiento ovoidal se encontró incluido en la tonalita a 250 m hacia el este del sondeo LV III (figura 2). Presenta textura pegmatoide y está constituido por cuarzo y biotita de grano grueso. Al suroeste de la tonalita existen además otros afloramientos irregulares de cuarzo macizo estéril, interpretados por Franstrom *et al.* (1993) como un estadio muy tardío en el Complejo La Voluntad.

Diques claros y oscuros cortan a la tonalita y la granodiorita con un amplio espectro de orientaciones y sin relaciones de corte entre ellos. Los diques claros son aplitas con textura granular alotriomorfa y consisten en cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y moscovita. Los diques oscuros varían en su composición entre diabásicos y tonalíticos. Se encontró también una brecha de forma tabular integrada por fragmentos de cristales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa en una matriz de la misma composición y de grano más fino.

Un afloramiento irregular y pequeño de una riolita de grano fino se apoya sobre la tonalita cerca del sondeo LV II. La riolita tiene una textura porfírica con fenocristales de sanidina, oligoclasa y escasa biotita en una matriz felsítica.

La imagen satelital refleja dos juegos de fracturas claramente identificados: N45°O y N 30-45E (Franstrom *et al.*, 1993). Con los rumbos de las venillas, diques y fallas se construyeron diagramas de frecuencia de orientaciones (figura 2). Su distribución presenta una orientación preferencial al noreste, aunque las venillas tienen también una orientación importante hacia el noroeste que se correlacionan con la imagen satelital. Este esquema se repite en diaclasas, *stockworks* y venillas.

La densidad de venillas en la tonalita (según el método de Titley, 1978) se midió con el propósito de determinar su relación con la intensidad de la mineralización.

En superficie, los máximos valores obtenidos, de 0,13 venillas por cm^{-1} se encuentran en la parte central del intrusivo tonalítico y disminuyen hacia la periferia hasta llegar a un mínimo de 0,0002 venillas por cm^{-1} a una distancia mayor de 1 km (figura 2)

De los tres testigos estudiados, en el único en el que se obtuvieron datos semicuantitativos, debido al método utilizado (Haynes, 1984), fue en el del sondeo LV I hallándose un valor máximo de 0,4 venillas por cm^{-1} a los 18 m de profundidad de la boca de pozo. En los dos sondeos restantes sólo se obtuvieron datos cualitativos en base al número de venillas observadas. En los sondeos LV II y LV III las venillas son escasas, casi verticales, siendo mas abundante a los 18 m de profundidad del sondeo LV II y entre los 50 y 70 m del sondeo LV III.

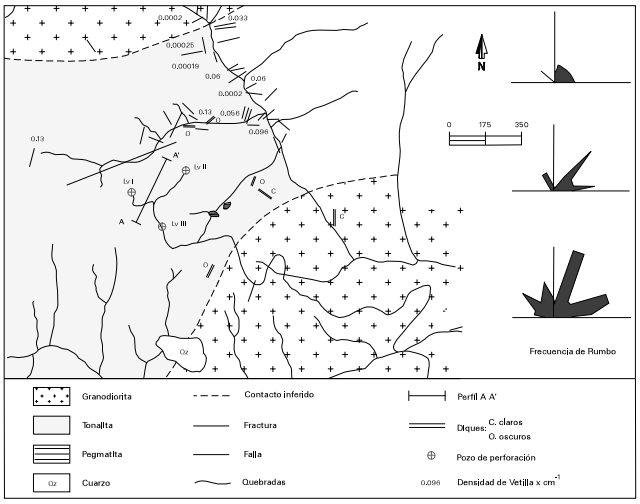


Figura 2. Mapa geológico del yacimiento. Se muestra los valores de densidad de vetillas, la ubicación de los sondeos: LV I, LV II y LV III y la distribución de la frecuencia de diques, fallas y vetillas (a partir de Sillitoe, en Sabalúa 1975).

Alteración hidrotermal y mineralización

La alteración y mineralización están desarrolladas en el cuerpo tonalítico y son subordinadas en la granodiorita. La mineralización hipógena asociada a la alteración potásica es penetrativa y de baja intensidad y la relacionada a la alteración fílica está controlada por venillas y es de mayor intensidad.

En la tonalita se identificaron tres asociaciones de alteración hidrotermal (según Lowell y Guilbert, 1970; Titley, 1982): potásica, fílica y propilítica, siendo la fílica la mejor desarrollada.

La alteración potásica se manifiesta en la parte central de la tonalita siendo la forma penetrativa más importante tanto en superficie (figura 3) como en los testigos de perforación (figura 4). Está compuesta por biotita, feldespato potásico subordinado, sericita y cuarzo. Aparecen también rutilo y apatita. La forma penetrativa es difícil de distinguir macroscópicamente debido al pequeño tamaño de la biotita y a que la roca conserva su textura y su color. La biotita secundaria es subhedral, de color pardo y se la encuentra en la matriz de la tonalita, como fibras muy pequeñas (30-40 µm) que se disponen entre cristales y formando nidos. Se le asocian apatita, pirita y calcopirita. También aparece como agregados con cuarzo y escasa sericita englobando y reemplazando tanto a los fenocristales como a la matriz. El feldespato potásico es muy escaso y se lo encuentra en la matriz formando un mosaico junto a cuarzo y reemplazando, ocasionalmente, a las plagioclasas. El rutilo aparece como aglomeraciones de color amarillento. La apatita reemplaza a la biotita magmática y coexiste con biotita hidrotermal.

En los sondeos hasta los 73 m por debajo de la boca de pozo del sondeo LV III, la alteración potásica es de poca intensidad con pirita y calcopirita diseminadas. Sólo en los diez primeros metros de los sondeos LV II y LV III y entre

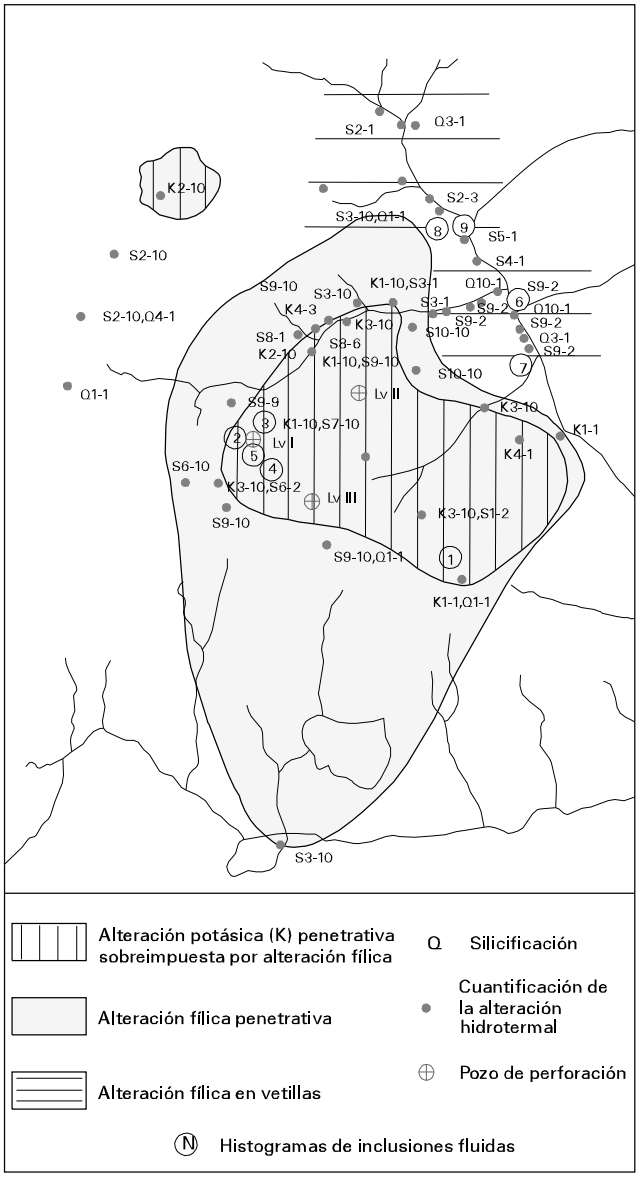


Figura 3. Mapa mostrando la distribución, forma y cuantificación de los tipos de alteración hidrotermal (K1-10, S9-10: 10% de alteración potásica (K) penetrativa a la que se le sobrepone un 90% de alteración fílica (S) penetrativa.

los 33 y 34 m del sondeo LV II, la alteración es penetrativa y de mayor intensidad incluyendo además molibdenita.

Nidos de biotita hidrotermal, también, se observaron reemplazando, en forma incipiente, la matriz de la brecha tabular. La alteración a través de venillas es escasa y aparece en la periferia de la tonalita. Venillas monominerales de biotita; de biotita, feldespato potásico y cuarzo; de biotita y cuarzo; y de cuarzo y feldespato potásico cortan a la tonalita. Este último tipo de venilla corta también a la biotita de la alteración potásica penetrativa. Las venillas de cuarzo y biotita son segmentadas. Las venillas van desde micrones hasta milímetros de ancho. Algunas alcanzan un espesor de 2 cm y están compuestas por cuarzo, feldespato potásico y biotita. Una venilla de cuarzo, feldespato potásico y sericita (venilla A1 de inclusiones fluidas) corta a un dique aplítico y es intersectada por una de cuarzo.

A los 18 m del pozo LV I, cuya cota topográfica coincide con la de los tres primeros metros del pozo LV II y LV III, se encontraron dos venillas compuestas por cuarzo, biotita, molibdenita y apatita (venilla A2 de inclusiones fluidas) y cuarzo, sericita y feldespato potásico siendo el cuarzo el mineral más abundante. Desde los 58 hasta los 88 m del testigo LV III venillas de cuarzo, sericita, biotita y molibdenita cortan a la roca con mineralización diseminada.

En la granodiorita este tipo de alteración es escasa y está representado por finas venillas de relleno de cuarzo y feldespato potásico.

La alteración fílica presenta colores claros, se sobrepone a la alteración potásica tanto en superficie (figura 3) como en los testigos de perforación y está compuesta por cuarzo y sericita.

La forma penetrativa es escasa y muy variable en su intensidad. Comienza con un reemplazo incipiente de fenocristales de plagioclasa y biotita hasta llegar a un mosaico integrado por cuarzo y sericita. En este caso, la sericita se dispone en soles, con textura afieltrada y la pirita alcanza hasta un 10% del volumen de la roca.

Guiada por fracturas, en forma de venillas, es la más importante del depósito. Las venillas tienen espesores variables desde micrones en el centro de la tonalita hasta vetas de 30 cm de espesor en las zonas periféricas.

Se han identificado los siguientes tipos de venillas de acuerdo a su asociación mineralógica:

1) *Sericita*. Son venillas monominerales, microscópicas y forman un reticulado en los fenocristales de plagioclasa. Estas venillas cortan nidos de biotita hidrotermal y plagioclasas biotitizadas.

2) *Cuarzo.* Son de relleno y cortan a venillas de alteración potásica posteriores a los diques aplíticos. En los bordes de la tonalita también son posteriores a la alteración fílica. Estas podrían pertenecer a un evento posterior de silicificación.

3) *Cuarzo y sericita.* Presentan texturas de relleno y están formadas por bandas de sericita en los bordes y cuarzo en el centro. Aparecen como venillas anastomosadas y cortan a la tonalita con alteración potásica.

4) *Cuarzo y pirita.* Son venillas de cuarzo que presentan fracturas paralelas a las paredes. Estas microfracturas han sido cementadas por pirita generando texturas bandeadas.

5) *Cuarzo, molibdenita y calcopirita.* Son de relleno y están compuestas por abundante cuarzo, escasa molibdenita y trazas de calcopirita.

6) *Cuarzo, sericita, sulfuros y wolframita.* Presentan un reemplazo incipiente de cuarzo y sericita de grano fino en las paredes de la fractura y culminan con cuarzo con texturas en peine y espacios abiertos. Al cuarzo se le asocian pirita, calcopirita, arsenopirita y esfalerita. En otras venillas, aparece molibdenita asociada a la sericita de los bordes y junto al cuarzo, pirita, calcopirita y esfalerita. Es-

tas venillas cortan a otras donde la sericita se asocia a wolframita y el cuarzo a calcopirita y molibdenita. Si bien la wolframita es muy escasa, se la encontró en forma abundante en los concentrados de batea en las quebradas de la base de la tonalita.

En la granodiorita es difícil distinguir la alteración fílica hipógena debido a la superposición de procesos por intemperismo.

En los testigos, la alteración fílica está restringida a venillas y se sobrepone a la potásica. En los testigos LV I y LV II existen al menos dos juegos de venillas uno de cuarzo, sericita y apatita y otro de cuarzo. A los 18 m del testigo LV II la alteración es intensa y las venillas presentan sericita en las paredes y cuarzo en el centro.

La cuantificación de la alteración hidrotermal permite agrupar las asociaciones en tres zonas (según la técnica descriptiva de Guilbert en Guilbert y Park 1986):

-Una zona central, pequeña, de alteración potásica penetrativa incipiente cuya intensidad varía entre el 10 y el 30% en volumen y una periférica de menor intensidad relacionada a venillas. A esta alteración se le sobrepone una fílica penetrativa y con venillas de reemplazo.

-Una zona intermedia de alteración fílica, rodea a la anterior su intensidad es importante entre el 60 y 90% del volumen de la roca en el sector norte. Esta alteración comienza con un reemplazo guiado por venillas y se hace penetrativa. Es poco importante en el extremo sur.

-Una zona externa de alteración fílica restringida a vetas y venillas localizada en el sector norte. Está cortada por las venillas de cuarzo.

La alteración propilítica es poco importante y está compuesta por clorita, calcita, epidoto y ceolitas. La clorita es dominante y reemplaza a biotita y al anfíbol de la tonalita y está asociada a epidoto. La calcita se presenta en venillas y subordinadamente como agregados junto a cuarzo. Una ceolita (laumontita) fue identificada en dos muestras; en una aparece junto a sericita y calcita reemplazando selectivamente a la plagioclasa y en la otra se desarrolla en diaclasas.

Entre los 18 y 28 m del testigo LV I y a los 88 m de LV II (figura 4) la alteración es intensa y se sobrepone a la alteración potásica. Venillas de calcita cortan y reemplazan a las plagioclasas y la clorita reemplaza a la biotita hidrotermal.

La clorita también es el principal mineral que reemplaza los minerales máficos del dique diabásico.

La mineralización hallada y tiene una extensión de 1.000 m de largo por 500 m de ancho y se presenta en forma diseminada en venas y venillas formando *stockworks*. La mineralización hipogénica asociada a la alteración potásica penetrativa es diseminada y escasa y está formada por calcopirita dominante, pirita y escasa molibdenita (tabla 1). Estos minerales aparecen también en forma subordinada en venillas junto a biotita.

La mineralización en venillas vinculada a la alteración fílica es la más importante; los minerales hallados presentan las siguientes características ordenados de acuerdo a su secuencia paragenética (tabla 1). La arsenopirita tiene formas prismáticas o rómbicas y se han identificado dos generaciones. La primer generación es de aproximadamente 2 mm, y está fracturada. La pirita tiene cristales subhedrales a anhedrales (390 µm) con textura cataclástica y reemplaza a la arsenopirita con textura de caries. La esfalerita es escasa y presenta relaciones variables con calcopirita, desde contactos mutuos, hasta estrellas y venillas guiadas cristalográficamente. La calcopirita es abundante y está asociada a pirita, esfalerita y arsenopirita. La calcopirita se desarrolla entre granos de cuarzo y lo reemplaza a través de fracturas; rodea y cementa fracturas en pirita y en arsenopirita. Se presenta como motas y venillas que cortan y reemplazan a granos subhedrales de esfalerita. Una segunda generación de arsenopirita tiene cristales pequeños de 25 µm, que forman núcleos y bordes de reemplazo sobre pirita y aparecen como venillas en rosario en calcopirita y en esfalerita. La molibdenita es escasa y aparece entre granos y fracturas de cuarzo. Existen, por lo menos, dos generaciones de molibdenita, una asociada a calcopirita y a wolframita y otra posterior en la que aparece junto a pirita, calcopirita y esfalerita. La wolframita, como agregados prismáticos, se deposita en el contacto con la roca de caja. La bornita es escasa y está asociada a venillas con alteración fílica. Se la encontró en la parte superior y en los bordes del cuerpo intrusivo tonalítico.

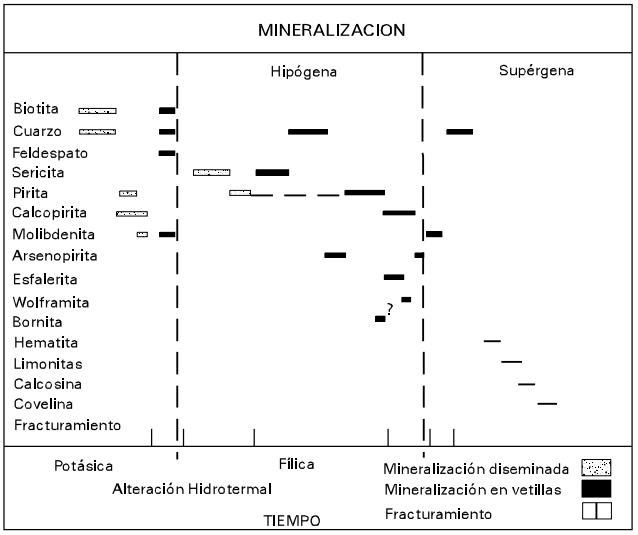


Tabla 1. Secuencia paragenética.

En las venillas, en su inicio, la pirita y la calcopirita son las más abundantes, le siguen luego a la depositación de molibdenita y calcopirita (con wolframita), para culminar con molibdenita asociada a cuarzo y cuarzo estéril. Donde las venillas son más anchas (10-30 cm) en el sector nordeste, se observan las mayores concentraciones de molibdenita.

En los primeros metros del testigo LV I, los sulfuros se presentan diseminados y son escasos (<1% en volumen) y de pequeño tamaño (<50 µm). En los metros

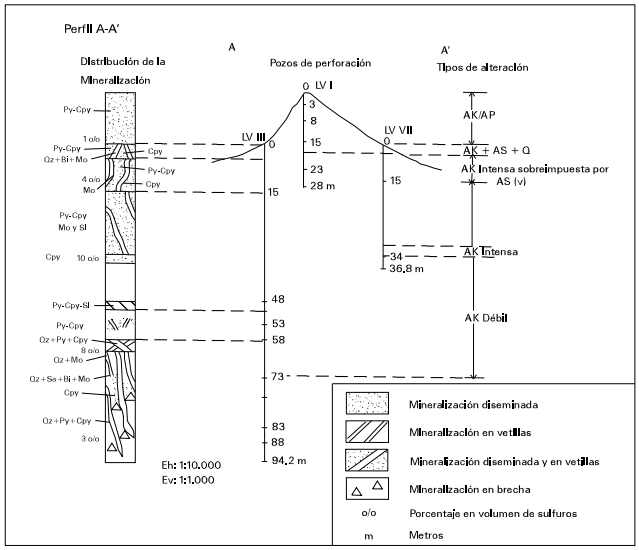


Figura 4. Perfil A-A' mostrando la relación topográfica entre sondeos, la forma y el tipo de alteración y mineralización. Los porcentajes han sido estimados a partir de muestras de mano. Py:pirita; Cpy:calcopirita; Qz:cuarzo; Bi:biotita;Mo:molibdenita; Sl:esfalerita; Se:sericita. LVI,LVII y LVIII:sondeos de perforación. AK:alteración potásica; AS:alteración fílica; AP: alteración propilítica; Q:silicificación. La ubicación del perfil está en la figura 2.

iniciales de los sondeos LV II y LV III que coinciden con los 18 m del sondeo LV I, aparecen venillas de molibdenita con cuarzo y biotita que cortan a la mineralización diseminada. Entre los 18 y hasta los 28 m del sondeo LV I (15 m, LV II y LV III), la mineralización de sulfuros es diseminada y alcanza un valor importante de un 4% en volumen (LV II). A partir de los 15 m de los sondeos LV II y LV III, la mineralización es de menor intensidad y va disminuyendo con la profundidad con excepción del metro 34 (LV II) y el 58 (LV III) donde se registran valores máximos de hasta el 10% en volumen de sulfuros. La mineralización de baja intensidad se asocia a venillas de cuarzo, sericita, biotita y molibdenita que cortan a la roca con calcopirita diseminada.

En los testigos se observa que la calcopirita se depositó en toda su longitud en forma diseminada y en venillas y su mayor volumen está vinculado a venillas con alteración fílica. La molibdenita se deposita en forma de venillas que aparecen intermitentemente a lo largo de los testigos y se relacionan a las últimas etapas de alteración fílica.

El enriquecimiento supergénico está poco desarrollado y se encontraron malaquita, calcosina, covelina, hematita y limonitas. Calcosina y covelina reemplazan a calcopirita y en forma centrípeta junto a finos prismas de hematita reemplazan a bornita. Las limonitas (goethita) de color pardo rojizo se asocian a pirita y a biotita. La malaquita se presenta como pátinas y rellenando diaclasas con texturas coloidales junto a calcita.

Inclusiones fluidas

Inclusiones fluidas se encontraron en el cuarzo de la tonalita y en el de las venillas mineralizadas.

En los fenocristales de cuarzo de la tonalita, las inclusiones fluidas se presentan aisladas, muy pequeñas (5 µm) y con forma de cristal negativo de cuarzo. En estas inclusiones por su tamaño sólo se pudieron realizar observaciones cualitativas. Se identificaron dos tipos: tipo I y tipo III (Nash, 1976). Las tipo I son las más abundantes y en casos se observó una fase cúbica opaca atribuida a pirita. Las tipo III son escasas y presentan un pequeño cristal de halita respecto a la fase líquida. En algunas inclusiones, se observó además otro cristal hijo, prismático, incoloro, probablemente de anhidrita.

En las venillas mineralizadas se estudiaron inclusiones vinculadas a la alteración potásica (A) y a la alteración fílica (B) y en este caso se siguió el ordenamiento establecido en su descripción petrológica.

A1-Venilla de cuarzo, feldespato y sericita. Se encontraron inclusiones fluidas de dos tipos: tipo I y tipo II. Las tipo I son abundantes, regulares y pequeñas (10 µm). Sus temperaturas de homogeneización a líquido, Th(L), están entre los 321 y los 399°C presentando una mayor frecuencia entre los 360 y 390°C.

Las tipo II son escasas y pequeñas (10 µm). Coexisten con las de tipo I y en un caso se determinó una temperatura de homogeneización a vapor, Th(V), de 399°C igual a una temperatura de homogeneización a líquido, Th(L), de una inclusión de tipo I. En los otros casos, las Th(L) se encuentran entre los 358-395°C mientras que las Th(V) se mantienen en 394°C.

A2-Venilla de cuarzo, biotita y molibdenita. Ubicada a los 18 m del sondeo LV I. Se encontraron inclusiones fluidas de los tres tipos. Las tipo I son las más abundantes, regulares (bipiramidales prismáticas) y pequeñas (<10 µm). Sus Th(L) están entre 324 y 403°C , con dos modas entre 330-360°C y 360-390°C. Las tipo II están próximas a la molibdenita, coexisten con las tipo I y son regulares y escasas. Sus Th(V) están entre 382 y 423°C. Las tipo III son escasas, pequeñas (12 µm) y se alojan en cavidades prismáticas. Se identificaron dos cristales hijos: halita y anhidrita. La relación sólido a líquido es 20/80. En una inclusión fluida se observó la presencia de tres cristales hijos, incoloros, con una relación sólido a líquido de 80/20. Su Th(L) es de 312°C y la temperatura de disolución de una de las fases es de 226°C, mientras que las restantes no se disolvieron al finalizar el ensayo (400°C) debido a la pérdida de nitidez en la observación.

B2- Venilla de cuarzo. Se la encontró a los 18 m del testigo LV I. Se observaron inclusiones fluidas del tipo I y de pequeño tamaño (9 µm). Sus Th(L) están entre los 323 y 365°C. Una inclusión fluida de tipo III tuvo una temperatura de disolución de halita de 200°C y Th(L) de 345°C.

B3- Venilla de cuarzo y sericita. Sólo se encontraron inclusiones fluidas de tipo I, escasas y pequeñas (10 µm). Sus Th(L) están en el rango entre los 282 y los 323°C.

B3- Venilla de cuarzo, sericita y apatita. Ubicada a los 18 m del testigo LV I. Se observaron numerosas inclusiones fluidas de tipo I, pequeñas (<12 µm) con sus Th(L) variando entre los 283 y 334°C.

B6- Venilla de cuarzo, sericita con calcopirita y esfalerita. Se identificaron los tres tipos. Las de tipo I son abundantes y pequeñas (10 µm). Sus Th (L) muestran una gran dispersión entre 273 a 405°C con dos modas en 285 y 375°C. Las de tipo II son de forma regular, pequeñas (5 µm), escasas y coexisten con las de tipo I. Sus Th(V) son difíciles de precisar ya que a los 390°C la cavidad se torna negra. Las de tipo III son más escasas que las de tipo II y con un cristal de halita muy pequeña en proporción al líquido y en una se halló un cristal hijo muy pequeño, circular, incoloro (anhidrita ?).

B6- Venilla de cuarzo, sericita con calcopirita, pirita, esfalerita, molibdenita y arsenopirita. Las inclusiones fluidas de tipo I son abundantes, regulares y pequeñas (10 µm). El límite de la fase vapor es grueso y de color oscuro. Sus Th(L) varían entre los 320 y 410°C con una distribución homogénea.

B6- Venilla de cuarzo, sericita con calcopirita, molibdenita y wolframita. Las inclusiones fluidas son de los tres tipos. Las de tipo I son pequeñas (10 µm) y las más abundantes. Sus Th(L) están entre 289 a 400°C. Las de tipo II son escasas, pequeñas y coexisten con las de tipo I. Sus Th(V) están entre 393 y 422°C. Las de tipo III son muy escasas y con tamaños entre 15 y 20 µm.

B6- Venilla de cuarzo, sericita con pirita, calcopirita, molibdenita y esfalerita. Esta venilla corta a la anterior. Las inclusiones fluidas son de dos tipos: tipo I y tipo II. Las de tipo I son pequeñas y sus Th(L) están entre 240 a 360°C. Las de tipo II son escasas y en los ensayos de calentamiento el menisco de la fase vapor desaparece rápidamente sin cambios de volumen indicando una Th en el punto crítico (Tc) entre 414 y 420°C.

Salinidades: La mayoría de las inclusiones fluidas son pequeñas y oscilan alrededor de los 10 mm, lo cual impide una buena determinación de las salinidades por problemas ópticos.

En una venilla de cuarzo asociada a venillas con alteración potásica (18m, sondeo LV I) se determinó, en una inclusión de tipo III, una salinidad del 30% en peso eq. a NaCl sobre la base de la temperatura de disolución de halita (Ts) de 200°C con una Th(L)=345°C (Keevil, 1942). La presencia de cristales hijos de halita a temperatura ambiente indican salinidades superiores al 26% en peso eq. a NaCl (Roedder y Bodnar, 1980) en todas las inclusiones de tipo III.

En las venillas de alteración fílica predominan las inclusiones fluidas de tipo I. En una venilla de cuarzo y sericita (B3) se obtuvieron valores de salinidad del 5 al 6 % en peso eq. a NaCl. En dos venillas de cuarzo-sericita con sulfuros (B6) se obtuvieron salinidades del 4 al 5 % en peso eq. a NaCl a partir de los valores de temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas en el punto crítico entre 412 y 420°C (Sourirajan y Kenedy en Roedder, 1984). Para estas inclusiones, subsaturadas a temperatura ambiente, la corrección por presión se realizó considerando una salinidad promedio del 10% en peso eq. a NaCl para minimizar errores (Roedder y Bodnar, 1980), debido a que son abundantes y escasas las inclusiones que pudieron ser medidas.

MODELO GENÉTICO

La alteración y la mineralización están vinculadas en el espacio y en el tiempo al intrusivo tonalítico. Se trata de un depósito relacionado a rocas félsicas e intermedias de tipo pórfiro cuprífero-molibdenífero. Las relaciones de contacto entre la granodiorita y la tonalita no son netos en los afloramientos reconocidos. A las variaciones petrográficas se suman variaciones de expresión geomorfológicas, las que llevaron a Leanza (1990) a agruparlas como una unidad que denominó Complejo Plutónico Chachil. La existencia de un afloramiento de riolita sin alteración hidrotermal cubriendo a la tonalita, y equiparable a la Formación Choiyoi (Triásico) y de xenolitos de granodiorita, pone un límite geológico a la intrusión de la plutonita y a la edad del sistema hidrotermal. Su edad es así pretriásica y posiblemente pérmica coincidiendo con la edad obtenida por el método K/Ar, 281 ± 4 Ma (Sillitoe, 1977). Rapalini (1988) con métodos magnetoestratigráficos confirmó la edad pérmica superior para las volcanitas Formación Choiyoi aflorantes en el Cerro Chachil. Llambías y Caminos (1987) relacionaron los afloramientos del Cerro Chachil con los que aparecen en la Cordillera del Viento (37°S y 70°30'O). En esta localidad, granodioritas (227 ± 16 Ma) y riolitas (260 ± 16 Ma, Llambías y Caminos, 1987) atraviesan rocas del Carbonífero superior (Formación Huaraco) y están cubiertas en discordancia por coladas y aglomerados volcánicos riolíticos de la Formación Choiyoi (Pérmico superior-Triásico medio).

La falla mapeada que corta a la tonalita presenta entre sus planos una brecha mineralizada, por lo que se debió formar cuando la tonalita estaba solidificada al igual que las venillas. Los rumbos principales de las venillas N15°-45°E, N65°-85°E y los secundarios N15°-55°O son coincidentes con los obtenidos a escala regional (Franstrom *et al.*, 1993). Se interpreta que la implantación del sistema hidrotermal fue guiada por alineaciones estructurales regionales.

Los mayores valores de densidad de venillas, 0,13 venillas por cm^{-1}, se midieron en el centro de la tonalita, al norte de los sondeos, y son coincidentes con la mayor alteración fílica y mineralización. Estos valores son inferiores a los informados para depósitos económicos, mayor que 0,2 venillas por cm^{-1} (Haynes y Titley, 1980) con excepción de un valor anómalo hallado en el pozo LV I restringido a los 18 m de profundidad del sondeo. La densidad de venillas representa una medida relativa de la permeabilidad de flujo que tenía el sistema hidrotermal (Vilas y Norton, 1977). Su baja densidad se debería a una pobre energía del sistema por el escaso volumen de los fluidos actuantes (Burnham,

1979). Una evidencia indirecta del volumen de los fluidos actuantes lo dan las texturas equigranulares y porfíricas con matriz fanerítica de la tonalita que son esperadas en la cristalización lenta de un magma con contenidos iniciales del 2 al 4 % en peso de agua, siguiendo los trabajos experimentales de Whitney (1989).

Se reconocen dos episodios principales de alteración hidrotermal de acuerdo a las relaciones de corte y a las texturas de reemplazo. En el primer episodio, la alteración hidrotermal es potásica penetrativa y de baja intensidad. La biotita es el principal mineral formado durante esta etapa y su abundancia se debe a la composición tonalítica de la roca alterada. (Rose y Burt, 1979). La pirita, calcopirita y molibdenita diseminadas se asocian a esta alteración. En la alteración potásica penetrativa el fluido circuló a través de límites de granos y de microfisuras. La débil intensidad de la alteración potásica se interpreta como debida a una baja relación agua/roca. Las venillas de alteración potásica que incluyen feldespato potásico, biotita y sericita se consideran como formadas en una etapa intermedia, por ser posteriores a la roca con alteración potásica penetrativa y anteriores a la alteración fílica. En el segundo episodio venillas de alteración fílica se sobreponen al arreglo potásico, siendo la alteración penetrativa intensa en los sectores de mayor densidad de venillas, particularmente en la zona al norte de los sondeos (figura 2). A este episodio se le asocia la mayor proporción de minerales como: pirita, arsenopirita, calcopirita, bornita, molibdenita, wolframita, esfalerita y galena.

En la tonalita son escasas las inclusiones portadoras de halita (tipo III) indicativas de una fuente magmática de los fluidos (Stefanini y Williams-Jones 1996). Este cuarzo debió incorporar parte de la fase acuosa exsuelta antes del inicio del proceso hidrotermal. (Weisbrod, 1981). La escasez de este tipo de inclusiones y la baja relación de halita a líquido contrasta con la abundancia de las inclusiones fluidas portadoras de halita y el número de cristales hijos hallados en intrusivos vinculados a mineralizaciones de pórfido cuprífero importantes (Nash, 1976; Eastoe, 1978).

Existen numerosas asociaciones mineralógicas de venillas con escasas relaciones de corte que impiden precisar los cambios del fluido con el tiempo. Esto puede ser aproximado si se consideran además la mineralogía y los datos de las inclusiones fluidas. Los primeros fluidos registrados tienen temperaturas entre 400 y 410°C, alta salinidad (>26% en peso eq. a NaCl) y son los únicos que presentan ebullición (inclusiones de tipo II). Están asociados a venillas con alteración potásica sin sulfuros o con escasa molibdenita y a venillas con alteración fílica con calcopirita y esfalerita; calcopirita, pirita, esfalerita, molibdenita y arsenopirita y calcopirita, molibdenita y wolframita. Le suceden fluidos con temperaturas de alrededor de 360°C, con salinidades bajas (5-6% en peso eq. a NaCl). Se asocian a venillas de alteración fílica con pirita, calcopirita, molibdenita y esfalerita y a venillas de cuarzo. Los últimos fluidos siguen siendo de baja salinidad, con temperaturas de 334°C y se relacionan a venillas de cuarzo o de cuarzo, sericita y apatita. Estas evidencias indican que en el sistema hidrotermal predominaron fluidos de baja salinidad siendo escasos los de alta. Las variaciones de salinidad encontradas en las inclusiones fluidas podrían interpretarse como debida al ingreso de agua meteórica al sistema durante la fracturación.

Una presión de 250 bares se obtiene a partir de una inclusión fluida en una venilla, A1, en que se observa fenómenos de ebullición con una Th(L)=Th(V)= 399°C, una salinidad del 6% en peso eq. a NaCl (Sourirajan y Kennedy, en Roedder y Bodnar 1980) y una densidad de 0,64 g/cm-1 (Urusova y Haas, en Roedder y Bodnar, 1980). En las restantes inclusiones fluidas con evidencias de ebullición las Th (L) y las Th (V) están en intervalos próximos a los 400°C. En este caso, es probable que las inclusiones hayan atrapado mezclas de fluidos en el momento de su ebullición (Roedder y Bodnar, 1980). La corrección por presión de las temperaturas de homogeneización varían entre 25 y 30 °C (Haas, 1976). Una presión de entrampamiento mínima de 130 b se obtiene a partir de la Ts=200°C y Th(L)=345°C en inclusiones fluidas de tipo III (Sourirajan y Kennedy; en Roedder y Bodnar, 1980). Para una presión de 250 b y asumiendo un sistema hidrostático la profundidad de formación de dichas venillas sería de 3,9 kilómetros.

La tonalita se habría formado en un borde destructivo de placas similares a los procesos de subducción permocarboníferos descriptos en Chile por Frutos y Alfaro (1985). Plutonitas vinculadas a un arco magmático permocarbonífero han sido descriptas en la zona de los Lagos Ranco-Riñihue (Munizaga *et al.*, 1985), en la zona de Lago Aluminé-Rahue (Varela *et al.*, 1994), en Gastre (Rapela *et al.*, 1992) y en La Leona, Santa Cruz (Márquez, 1994). Este arco magmático se dispone a partir de los 40°LS con un rumbo noroeste-sureste en la Patagonia extrandina oblicuo a la Cadena Andina (Rapela *et al.*, 1992). En forma coincidente yacimientos de pórfiro cuprífero de esta edad que al norte de los 40°LS se encuentran paralelos a la cadena andina (Santa Clara, Infiernillo, Yalguaraz ?, provincia de Mendoza, Argentina) a partir de La Voluntad se apartan de la cadena andina hasta aparecer en el paraje Tres Cerros (yacimientos La Leona y La Juanita) 40 km al oeste de la costa atlántica (provincia de Santa Cruz). La potencialidad económica de este evento metalogenético es aún desconocida. Esta descripción es coincidente con lo descripto por Mpodozis y Ramos (1990) como ciclo Gondwánico

BIBLIOGRAFÍA

Acosta, H., G. Van Treek y F. Zapatta, 1994. Proyecto La Voluntad. Provincia del Neuquén. Argentina. *Informe de la Campaña de sondajes Placer International Exploration, West Santiago Office,* inédito.

Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In geochemistry of hydrothermal ore deposits. *2nd ed. Hubert Lloyd Barnes (Editor). John Wiley & Sons.* p.71-136. United State of America.

De Ferrán, A., 1983. Sugerencia para la selección de proyectos y el desarrollo de recursos minerales de la Provincia de Neuquén. Argentina. *Dirección General de Minería de la Provincia de Neuquén,* inédito, 48 p.

De Ferrariis, C. 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Sociedad Geológica Argentina, Revista,* 2 (3): 256-283.

Digregorio, J. y M. Uliana, 1980. Cuenca Neuquina. En Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 2: 985-1032. Córdoba.

Domínguez, E. y M. Garrido, 1990. Densidad de venillas y su relación con la mineralización en el depósito de tipo diseminado de «La Voluntad», Provincia del Neuquén, República Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Homenaje al Profesor Ingeniero Victorio Angelelli, Publicación Especial:* 93-99.

Eastoe, C. J., 1978. A fluid inclusion study of the Panguna Porphyry Copper Deposit, Bouganville, Papua, Nueva Guinea. *Economic Geology,* 73: 721-748.

Franstrom, H., G. Figueroa y G. Rochefort, 1993. La Voluntad porphyry copper-gold deposit. Geological report. Neuquén Argentina. *Placer International Exploration Inc,* inédito.

Franzese, J. R., 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina):parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, 22 (2): 193-202.

Frutos, J. y G. Alfaro, 1985. El complejo ofiolítico de ámbito eugeosinclinal paleozoico en la Cordillera de la costa sur de Chile. *4º Congreso Geológico de Chile,* 1: 332-333. Antofagasta, Chile.

Garrido, M y E. Domínguez, 1992. Fluidos hidrotermales en el yacimiento de cobre porfírico La Voluntad. Sus implicaciones en la Metalogenia de los Andes Patagónicos. En: Brodtkorb, M. y Schalamuck,I (Eds.), *1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas, Universidad Nacional de La Plata-INREMI, Publicación,* 2: 121-136. La Plata.

Garrido, M y E. Domínguez, 1997. Geología, alteración hidrotermal e inclusiones fluidas del yacimiento del tipo cobre porfídico La Voluntad, Provincia de Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile,* 24 (1): 91-108.

Groeber, P. 1956. Acerca de la edad del Sañicolitense. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 11 (4): 281-292

Guilbert, J. M. y C. Park, 1986. The Geology of ore deposits. *W.H.Freeman and Company.* 985 p. New York.

Haas, J. L. Jr., 1976. Physical proporties of the coexisting phases and the thermochemical properties of the H_2O components in boiling NaCl solutions. *United States Geological Survey, Bulletin,* 1421-A p. 73.

Haynes, F., 1984. Vein densities in drill core Sierrita Porphyry Copper deposit, Pina County, Arizona. *Economic Geology,* 79: 755-758.

Haynes, F. y S. Titley, 1980. The evolution of fracture related permeability within the Rubby Star granodiorite, Sierrita porphyry copper deposit, Pima County, Arizona. *Economic Geology,* 75: 673-683.

Keevil, N. B., 1942. Vapor pressures of aqueous at high temperatures. *Journal American Chemical Society,* 64: 841-850.

Leanza, H., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 45 (3-4): 272-299.

Lowell, J. D. y J. M. Guilbert, 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology,* 65: 373- 408.

Llambías, E. y R. Caminos, 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En El Sistema Carbonífero en la República Argentina. p. 253-279. Córdoba.

Malvicini, L. y R. Caminos, 1994. La Epoca Metalogenética Gondwánica en la República Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 848-852.

Márquez, M. J., 1994. Mineralizaciones de tipo cobre porfídico de la Patagonia Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 860-864. Concepción.

Méndez, V. y E. Zappettini, 1984. Los pórfidos de cobre de la República Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 1: 590-611. Buenos Aires.

Méndez, V. y E. Zappettini, 1990. Depósitos minerales y ambiente geotectónico de emplazamiento en el orógeno andino central, provincias de San Juan, Mendoza y Neuquén, Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación Especial:* 107-119.

Mpodozis, C. y V. A. Ramos, 1990. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reynemud (Eds). Geologia of the Andes and its relations to Hydrocarbon and Mineral Resources, CircumpacificCouncil for Energy and Mineral Resources. *Earth Sciences Series,* 11: 59-90. Houston.

Munizaga, F., F. Hervé, M. Brook, R. J. Pankhurst, N. Snelling y R. Drake, 1985. Geochronology of the granitoids of the Lake Region, Chile (39°-42°S Lat.). *Comunicaciones*, 35: 167-170.

Nash, T., 1976. Fluid inclusions petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. *United State Geological Survey, Professional Papers,* 907- D: 16.

Ramos, V. A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. *2º Congreso Nacional de Geología Económica,* 1: 107-124. San Juan.

Rapalini, A., 1988. Interpretación del área del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (4): 445-461.

Rapela, C. W., R. J. Pankhurst y S. M. Harrison, 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district North Patagonian Massif. *Earth Sciences,* 83: 291-304.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. P. Ribbe, Editor. Virginia Polytechnic Institute y State University. *Review in Mineralogy,* 12: 644. Virginia.

Roedder, E. y R. J. Bodnar, 1980. Geology of pressure determinations from fluid inclusions studies. *America Review of Earth and Planetary Science,* 8: 263-301.

Rose, A. W. y D. M. Burt, 1979. Hydrothermal alteration. In Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd Ed. Hubert Lloyd Barnes (Editor). *John Wiley & Sons.* p. 173-235. New York

Sabalúa, J. C., 1975. Informe final sobre la zona Mina «La Voluntad», área de reserva N° 45, La Voluntad (Departamento de Catán Lil, Neuquén). *Dirección Nacional de Fabricaciones Militares, inédito. Dirección General de Minería de la Provincia de Neuquén,* 17 pag.

Sillitoe, R., 1977. Permo-carboniferous, upper cretaceous and miocene porphyry copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology,* 72: 99-109.

Stefanini, B. y A. Williams-Jones, 1996. Hydrothermal evolution in the Calabona porphyry copper systems (Sardinia, Italia): the path to an uneconomic deposit. *Economic Geology,* 91 (4): 774-791.

Stipanicic, P., F. Rodrigo, O. L. Baulies y C. G. Martínez, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 23 (2): 367-388. Buenos Aires.

Teruggi, M. E. 1980. Clasificación de las rocas ígneas según la subcomisión de Sistemática de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. *Ediciones Científicas Argentinas Librart.* Estudios N°1, 34p. Buenos Aires, Argentina.

Titley, S. R. 1978. Geologic history, hipogene features and processes of secondary sulfide enrichment at the Plesyumi copper prospect, New Britain, Papua New Guinea. *Economic Geology,* 73: 768-784.

Titley, S. R., 1982. The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems. American Southwest. In : *Advances in Geology of the porphyry copper deposits. SW de Northamerica. (Titley, S.R., Editor). Tucson.* Arizona.

Varela, R., W. Teixeira, C. Cingolani y L. Dalla Salda, 1994. Edad Rubidio-Estroncio de Granitoides de Aluminé-Rahue, Cordillera Nordpatagónica, Neuquén. Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1254-1258. Concepción.

Vilas, R. N. y D. Norton, 1977. Irreversible mass transfer between circulating hydrothermal fluids and the Mayflower Stock. *Economic Geology,* 72: 1471-1504.

Weaber, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *Universidad de Washington, Memoria,* 1: 1-469. Seatle.

Weisbrod, A. 1981. Fluid Inclusions in shallow intrusives. In: *Fluid inclusions, applications to petrology. Short Course Handbook.* (Hollister, L.S. and Crawford, M.L., Editors), 6: 241-271.

Whitney, J. A. 1989. Origin and evolution of silicic magmas. In: Ore deposition associated with magma. *Review in Economic Geology.* (Whitney, S.A and Naldret, A.J., Editors), 4: 183-201.

Yrigoyen, M. R. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A. F. (Ed.), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 345-364. Córdoba.

Rubinstein, N. y O. Morello, 1999. Manifestación uranífera Carrizal, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 819-820, Buenos Aires.



MANIFESTACIÓN URANÍFERA CARRIZAL, SAN JUAN

Nora A. Rubinstein[1] y Orquídea Morello[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La manifestación de uranio Carrizal se encuentra espacialmente asociada a la manifestación Carrizal (Rubinstein, 1999) a los 30º00' latitud sur y 69º10' longitud oeste en el noroeste de la provincia de San Juan. En el mapa de la página 782 se observa la distribución aproximada de las anomalías de U (Diez *et al.,* 1984).

Leyes

De acuerdo a Belluco *et al.* (1972) la mineralización de uranio se encuentra distribuida en tres sectores. En el sector Carrizal I los tenores oscilan entre 0,02 y 0,7% U_3O_8; en el sector Carrizal II entre 0,03 y 0,1% U_3O_8 y en el sector Quebrada de Los Jachalleros entre 0,04 y 0,07% U_3O_8. La exploración por sondeos demostró la continuidad de la mineralización hasta -30 metros.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Entre los años 1960 y 1986 la manifestación Carrizal fue explorada por uranio por la Comisión Nacional de Energía Atómica de cuyos trabajos, que incluyen levantamiento geológico, radimetría de superficie, destapes, una galería y un programa de perforaciones en las que se realizaron perfilajes radimétricos, surge un vasto conjunto de informes internos (Antonietti, 1966, 1969 y 1975; Navarra, 1977; Moreno Peral, 1986; etc.), en algunos de los cuales se sugiere (sobre la base de análisis químicos) la existencia de minerales de As, Ni y Co.

GEOLOGÍA REGIONAL

El depósito está ubicado en el ámbito de la Precordillera Occidental, dentro de un ambiente tectónico de arco. Se encuentra alojado en sedimentitas del Grupo Angualasto, de edad carbonífera inferior (Limarino y César, 1992) las cuales están intruídas por un conjunto de cuerpos subvolcánicos pertenecientes al Grupo Choiyoi (Rubinstein y Koukharsky, 1995).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El yacimiento se encuentra alojado en sedimentitas del Grupo Angualasto, integrado en el área por areniscas con intercalaciones de limolitas (Rubinstein, 1995).

Estructura

La estructura de la mineralización varía en los diferentes sectores (Belluco *et al.*, 1972). En el sector Carrizal I presenta hábito filoniano y se corresponde con una brecha de falla de dirección norte-sur; la mineralización de uranio aparece en pequeñas venillas en forma discontínua en corridas de hasta 100 m de largo. En el sector Carrizal II el depósito es de tipo sedimentario con amarillos de uranio que impregnan las areniscas portadoras en forma de lentes

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

[2] *Comisión Nacional de Energía Atómica.*

discontínuas; su desarrollo longitudinal no supera los 10 m y sus espesores varían entre 0,2 y 0,6 metros. En el sector Quebrada de los Jachalleros la mineralización es de tipo filoniana y está controlada por finas fisuras subverticales que se desarrollan sobre unos 200 m de longitud en una zona de cizalla de 8 m de espesor.

Alteración hidrotermal

Vinculados a la paragénesis previamente descripta sólo se han identificado procesos de carbonatización (dolomita) y silicificación que se dan tanto de forma penetrativa como en venas.

Mineralogía

La asociación hipogénica sólo fue reconocida en pocas muestras provenientes de un pique (Morello y Rubinstein, 1996) y está constituida principalmente por rammelsbergita, gersdorffita y pechblenda, y en menor proporción pirita, niquelina y bismutinita. Se observa además la presencia de anabergita, ya sea conformando zonas dentro de los minerales de mena o como contituyente de venas. Los minerales de níquel y cobalto constituyen una compleja zonación de arseniuros - sulfoarseniuros - arseniatos (anabergita). La pechblenda aparece por lo general espacialmente vinculada a los arseniuros con los que forma un particular diseño en cocarda. La secuencia se habría iniciado con la depositación de los sulfuros y luego un segundo estadío durante el cual se habrían depositado los arseniuros y sulfoarseniuros y la pechblenda. En un tercer estadío, el aumento de la fugacidad f_{O2} de las soluciones, habría determinado el reemplazo de un arseniuro o sulfoarseniuro primario por annabergita, permaneciendo estables los restantes minerales de la asociación (Morello y Rubinstein, 1996). La ganga está compuesta por carbonato y cuarzo.

La mineralización de uranio corresponde principalmente a secundarios amarillos a los que acompañan calcita, limonitas yeso y otros sulfatos (Moreno Peral, 1986). Entre los minerales secundarios de uranio se ha reconocido metautunita - sklodowskita (Diez *et al.*, 1984).

Geocronología

La presencia de esfarelita y calcosina que forman parte de la paragénesis vinculada al sistema del pórfiro cuprífero (Rubinstein, 1999) en grietas desarrolladas en los bordes de los cristales de sulfoarseniuros-arseniatos permite inferir que la asociación descripta es temporalmente anterior a la del pórfiro (Morello y Rubinstein, 1996). Por lo tanto se puede acotar la edad de la mineralización de As-Ni-Co-U-Bi entre el Carbonífero inferior, que es la edad de la caja sedimentaria (Limarino y Cesari, 1992) y el Triásico inferior, edad mínima propuesta para el pórfiro cuprífero (Rubinstein y Koukharsky, 1995).

MODELO GENÉTICO

La asociación de U-Ni-Co-Bi es de origen hidrotermal y no estaría genéticamente vinculada a las apófisis aflorantes en el área que dieron origen al sistema tipo pórfiro, ya que los contenidos de U y Th de las mismas entran dentro de los rangos normales para las rocas calcoalcalinas de similar composición (Rubinstein, 1995).

BIBLIOGRAFÍA

Antonietti, C., 1966. Manifestaciones uraniníferas del "Grupo Carrizal". Jáchal-San Juan. Plan de Sondeos del Afloramiento N° 1. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito, 934.

Antonietti, C., 1969. Yacimiento nuclear Carrizal. Rodeo-San Juan. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito, 958.

Antonietti, C. 1975. Yacimiento Carrizal Sectores V y VI. Provincia de San Juan. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito. 945.

Belluco, A., J. Diez y C. Antonietti, 1972. Los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan. *5° Congreso Geológico Argentino,* 2: 9-33.

Diez, J., V. Charadía, P. Navarra y J. Apesteguía, 1984. Geología y metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Parte 2: Depósitos vetiformes y similares. En: International Atomic Energy Agency (Ed.). *Geología y metalogénesis de los depósitos y manifestaciones uraníferos de Sudamérica:* 87-109.

Limarino, C. y S. Césari, 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Crabonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (6): 61-72.

Morello, O. y N. Rubinstein, 1996. Mineralización de As-Ni-Co-U-Bi de la manifestación nuclear Carrizal, provincia de San Juan, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52 (1): 41-46.

Moreno Peral, C., 1986. Resultado de la exploración por sondeos. Yacimiento Carrizal, Provincia San Juan. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito, 2612.

Navarra, P., 1977. Yacimiento "Carrizal" - Provincia de San Juan. Informe sobre el estado actual de los estudios geológicos. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito, 950.

Rubinstein, N., 1995. Petrología y metalogenia del magmatismo paleozoico superior-triásico del sector centro y sur de la sierra de Volcán, provincia de San Juan, Argentina. *Universidad de Buenos Aires, tésis doctoral,* inédita, 201 p.

Rubinstein, N., 1999. La manifestación Carrizal, provincia de San Juan. Esta publicación.

Rubinstein, N. y M. Koukharsky, 1995**.** Edades K/Ar del volcanismo Neopaleozoico en la Precordillera Noroccidental sanjuanina (Lat. 30°00'S; Long. 69°03'O). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 50: 270-272.

Wetten, A. F., 1999. Distrito minero Tocota, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 821-827, Buenos Aires.



DISTRITO MINERO TOCOTA, SAN JUAN

Aníbal F. Wetten[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito minero Tocota se sitúa en las estribaciones orientales de la Cordillera Frontal, en la localidad del mismo nombre, al sur del departamento Iglesia y a poco más de 200 km al noroeste de la ciudad de San Juan. En este distrito se destacaron antiguamente el grupo minero Krammer, las minas Colo-Colo y otras sobre la margen izquierda del arroyo Tocota. Ranqueles y Chimborazo en la quebrada Larga, en el norte del distrito. El grupo minero Krammer se ubica a 9 km al oeste de la Ruta Provincial 412, a 2.700 m s.n.m., mientras que la mina Colo-Colo se sitúa 2 km al noroeste del citado grupo minero, en la quebrada Colo-Colo y a 2.900 m sobre el nivel del mar.

Leyes, reservas y producción

En los sectores aludidos existen labores de tipo galería, de pequeña envergadura, indicativas de la explotación llevada a cabo durante el período 1943-1952 con el objeto de extraer mena de arsénico desde vetas. El mineral se extrajo con una ley que oscilaba entre 20 y 30 % de As (Kittl y Bellio, 1946).

Las antiguas labores de este distrito se encuentran con sus instalaciones abandonadas desde hace varios decenios. La presencia de asociaciones minerales secundarias (Cu-As-Co) y de lixiviación supergénica y el desarrollo vertical limitado de las labores de explotación son indicadores de la zona de oxidación como el principal o el único nivel de producción. El laboreo mencionado pone de manifiesto la geometría lenticular de las estructuras vetiformes. Sus corridas no superan los 20 m, aunque según Kittl y Bellio (1946) alcanzan una magnitud de 100 m con un desarrollo en sentido vertical de pocas decenas de metros. Sobre una estimación del potencial de mineral de arsénico de las principales vetas, se tendrían cubicadas, al menos, unas 37.500 t de reservas minables, equivalentes a 5.000 t de arsénico (Kittl y Bellio, 1946).

La producción total de arsénico registrada durante los años 1943 y 1944 fue de 1.050 y 850 t respectivamente (Angelelli, 1984).

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

En la zona de Tocota se han realizado faenas de extracción de minerales arsenicales desde comienzos de la década del ‘40, por la sobredemanda de los países que intervinieron en las acciones bélicas durante la Segunda Guerra Mundial. En esa época ya se contaba con las instalaciones para el tratamiento mineral en las minas, las que estuvieron en producción hasta el año 1952 aproximadamente. En esta zona, además, se explotó por cobre en forma contemporánea en la mina Dos Amigos, situada 2 km al oeste de la estancia Tocota.

Se cuenta con antecedentes de diversos trabajos de investigación científica, relevamiento minero y exploración. Entre ellos cabe citar a Kittl y Bellio (1946), quienes realizaron un mapeo litológico y un relevamiento de las labores mineras de la zona del arroyo Tocota, obteniendo resultados promisorios para una eventual explotación por minerales de arsénico. Seguí (1987) ejecutó un relevamiento y eva-

[1] *CONICET. Universidad Nacional de San Juan, INGEO.*

luación económica preliminar de la mina Krammer, y Lara *et al.* (1993) relacionaron al dique de brecha de Tocota o brecha Colo Colo con depósitos profundos de tipo pórfiro cuprífero. En el trabajo de Machuca *et al.* (1994) se comentaron los resultados que dió un programa de prospección geofísica mediante el método de Polarización Inducida (I.P.), en el que interpretaron la anomalía geofísica como vinculada a un pórfido mineralizado. La empresa minera BMG (subsidaria de Battle Mountain, EE. UU.), durante la temporada 1994/95 perforó 1.500 m mediante 8 pozos con el sistema de aire reverso, en el sector conocido como "Bajo de Tocota", al sur del arroyo homónimo. Estas tareas exploratorias incluyen además 5 km de mejoramiento de huellas y acceso a planchadas en el sector del arroyo Tocota y unos 8 km de reapertura de huellas, con trincheras de muestreo, en el sector de la quebrada Larga. Con posterioridad a lo expuesto cesó todo tipo de actividad exploratoria.

En 1995 Wetten publicó un trabajo sobre la geología y mineralización del distrito.

Propietarios

Existen unas pocas pertenencias mineras, mensuradas y que datan del año 1943.

La empresa Jacob S. R. L. posee dos manifestaciones de cateo, del año 1994, que cubren todo el distrito.

GEOLOGÍA REGIONAL

Este distrito se localiza en la Cordillera Frontal de San Juan conformada en este área por la Formación Cerros de Agua Negra de edad carbonífera superior-asseliana (Llambías y Sato, 1990) y las unidades ígneas del plutón Tocota de edad pérmica inferior.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

La Formación Cerros de Agua Negra es en Tocota la roca de caja más frecuente en la que se alojan las vetas mineralizadas. Predominan las areniscas cuarzosas (subarcosas-cuarcitas) y la estratificación es gruesa aunque existen intercalaciones de lutitas.

Se halla intruida por las unidades ígneas del Plutón Tocota, el que está representado en la zona por la Granodiorita Las Piedritas (Llambías y Sato, 1990), de edad pérmica inferior. La roca está constituida por plagioclasa, cuarzo, escaso feldespato potásico, biotita, hornblenda y piroxeno, con minerales opacos, apatita, titanita y pistacita como minerales accesorios. Presenta alteración propilítica leve. Los diques del Plutón Tocota tienen composiciones andesítica y dacítica. Estos afloramientos se hallan dispersos en ambas márgenes del arroyo Tocota y un poco más al norte, en el sector de la quebrada Larga. Comúnmente tienen composición andesítica; exhiben textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol, piroxeno y escaso cuarzo, accesorios constituidos por epidoto (pistacita), apatita y titanita, minerales opacos y escasa turmalina como producto de aporte hidrotermal, en una pasta holocristalina de grano fino con predominio de plagioclasas.

Cuerpos de brecha: se hallan distribuidos irregularmente en la Formación Cerros de Agua Negra y en contacto con las rocas graníticas; es probable que su emplazamiento se haya producido próximo al techo de la granodiorita. Sus dimensiones y geometría son variadas, tienen pocos metros de diámetro y constituyen cuerpos superficialmente inconexos. Los fragmentos son de cuarcitas, de mediana a baja esfericidad, subangulosos y con tamaños entre 3-15 centímetros. La matriz se compone de cuarzo y turmalina. El mayor de los afloramientos tiene forma tabular o de «dique de brecha», un marcado rumbo noroeste-sureste y posición vertical. Posee un espesor que varía entre 10 y más de 30 m en los sectores no cubiertos por derrubio. Se estima que el largo total supera los 1.000 metros. Este cuerpo en particular exhibe fragmentos esféricos a elipsoidales y subredondeados que frecuentemente están inyectados por delgadas venillas de cuarzo blanco y sílice coloidal.

La Formación Lomas Claras (Wetten, 1998b), se reconoce por sus intrusivos andesíticos en los cerros Bola y de Los Pozos, en un área de aproximadamente 25 kilómetros cuadrados. Estas rocas andesíticas, de tonalidades grises claras, presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasas y anfíbol (hornblenda) de grano medio a grueso. La pasta está conformada por tablillas de plagioclasas con textura fluidal. En el cerro Bola se obtuvo una muestra, cuya datación radimétrica potasio-argón arrojó una edad de 8,80 ± 0,3 millones de años. Según estos resultados, se propone asignar estas rocas al Mioceno superior-Tortoniano. El tectonismo de la fase Pehuenche (o su equivalente) se habría producido en ese lapso de tiempo y en el ámbito de la región de estudio, por lo que las rocas de la Formación Lomas Claras posiblemente hayan estado vinculadas a ese evento tectónico.

Los depósitos cuaternarios se hallan conformados por material de relleno aluvial muy poco consolidado y que corresponde a la llanura de inundación del arroyo Tocota y a sus cauces tributarios.

En la figura 1 se muestra un esquema de la geología y geoquímica del área en consideración.

Estructura y morfología

El rumbo predominante de las estructuras mineralizadas es este-oeste, con buzamiento alto a subvertical al norte, y subordinado noreste-suroeste y noroeste-sureste, ambos subverticales. La morfología es lenticular, con espesores ubicados en el rango de 0,05-0,60 m y un desarrollo vertical estimado en pocas decenas de metros, hasta un máximo de 50 metros.

El dique de brecha, de disposición noroeste-sureste y con más de 1.000 m de largo, expone en superficie una mineralogía acorde al nivel de la zona de oxidación.

Además se identificaron en superficie estructuras mineralizadas de poca potencia, las que se encuentran como

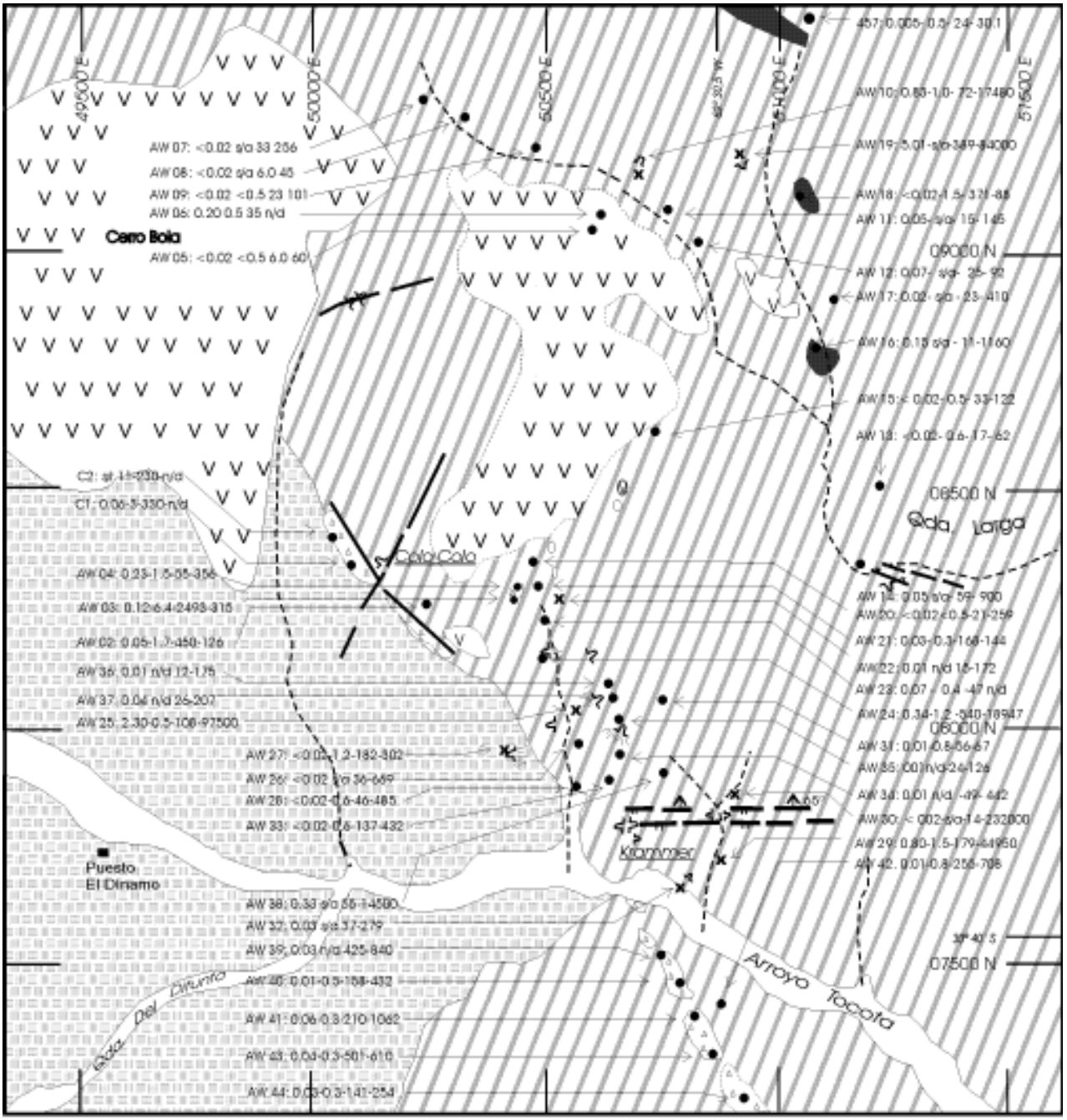


Figura 1. Geología y geoquímica en el distrito minero Tocota.

relleno de fisuras en la roca huésped sedimentaria y se evidencian por la presencia de cuarzo, limonita y escasos minerales secundarios de cobre, como así también brechas de falla con relleno de limonitas. Las estructuras mencionadas afloran en los alrededores de las minas Krammer y Colo-Colo y algo más al norte, en la quebrada Larga y sus afluentes. Es importante destacar que la roca de caja sedimentaria ha sido receptora de parte de la mineralización, especialmente pirita en masas jasperoides.

Alteracion hidrotermal

Un reconocimiento rápido del terreno permite establecer que la zona presenta, en general, una alteración hidrotermal de intensidad moderada a baja. Se observan anomalías de color en el dique de brecha y en particular en los afloramientos de cuarcitas de la quebrada Larga (sector norte del distrito), los que se caracterizan por una coloración ocre, producto de la acción de aguas meteóricas sobre los sulfuros de hierro presentes.

Mediante el estudio petrográfico de muestras de mano y sobre los resultados químicos anómalos, se identificaron asociaciones minerales típicas que permiten bosquejar una distribución orientativa de las zonas de alteración hidrotermal.

En la zona potásica la biotita generada como consecuencia de la alteración hidrotermal se presenta con aspecto de nódulos en los diques andesíticos, y como guías pre-brechamiento en zonas de falla en las cuarcitas. En ambos casos se destaca el sector de la quebrada Larga. Ortoclasa férrica con ocurrencia pervasiva, fue identificada en el dique de brecha, se detectó además otro feldespato (microclino), en las salbandas de vetas del grupo Krammer y, también, en la quebrada Larga. En diques subvolcánicos, del sector quebrada Larga, se ha comprobado la presencia de clorita como relleno intergranular. Esta textura, producida en una fase de alteración deutérica, refleja el exceso de agua existente luego de la formación de los minerales pirogénicos. Se desarrolla en cuerpos de filiación magmática reconocidos en sectores topográficamente bajos de la quebrada Larga y el arroyo Tocota (aproximadamente 2.700 m sobre el nivel del mar).

La zona fílica (zona de sericita) se presenta en algunas vetas y ha sido detectada en una importante labor del grupo minero Krammer, en la que se aprecia la asociación cuarzo-sericita que engolfa espacios vacíos redondeados y cubos de ex-pirita. Se distribuye con intensidad moderada en el dique de brecha (inmediaciones de la antigua planta de beneficio Colo-Colo) y con intensidad leve en diques subvolcánicos del sector quebrada Larga y en las cuarcitas de la margen izquierda del arroyo Tocota.

Es destacable la presencia de la zona argílica intermedia en la zona, aunque con carácter puntual. Se distingue en afloramientos tobáceos y magmáticos hidrotermales de la quebrada Colo-Colo y, según el estudio de secciones delgadas, tiene intensidad moderada a fuerte en el sector situado 400-500 m al sur del arroyo Tocota.

La zona propilítica se extiende de modo irregular, en las rocas de caja regionales, principalmente en la Formación Cerros de Agua Negra. Se ha reconocido la siguiente asociación mineral: clorita + epidoto + calcita + hematita (pirita), la cual reemplaza la mátrix de las sedimentitas y en menor extensión, los fenocristales de los diques subvolcánicos. La mineralización metalífera tiende a presentarse diseminada, como la pirita observada en afloramientos; las venillas son escasas.

Mineralogía

En las vetas han sido identificados al menos dos pulsos de mineralización metálica primarias a partir de las observaciones microscópicas; uno antiguo con pirita, calcopirita, arsenopirita cobaltífera, pirrotina, marcasita, casiterita (?), monacita, esfalerita clara, oro y una asociación de loellingita-arsenopirita (esta última descripta por Kittl y Bellio, 1946), y uno posterior con pirita, calcopirita y cuarzo. En la tabla 1 se muestran siete análisis químicos de arsenopirita. Los minerales secundarios descriptos son covelina, calcosina, digenita, arseniatos, jarosita-goethita-lecontita ? y escaso yeso. De los arseniatos, el más abundante es la escorodita, así como también es común la presencia de eritrina (Seguí, 1987). La jarosita tiene estructura celular esponjosa y una coloración amarilla pálida. La ganga es de cuarzo y turmalina.

El dique de brecha presenta un material intersticial compuesto mayoritariamente por cuarzo, turmalina y jarosita, con arsenopirita, óxidos de hierro, clorita, epidoto (pistacita), circón y rutilo en forma subordinada. Expone en superficie una mineralogía acorde al nivel de la zona de oxidación. En el sector de mayor cota (próximo a las minas Colo-Colo) se aprecia la asociación hematita - jarosita (comúnmente como pseudomorfa de pirita) y, al microscopio, se detectó presencia de oro en limonitas. La hematita tiene hábito fibroso y textura bandeada. Es probable que la hematita se produjera a partir de la oxidación y lixiviación de niveles enriquecidos en calcosina (Lindsay, 1995). En los sectores de menor cota se destaca la asociación pirita-arsenopirita-jarosita y minerales secundarios de cobre en forma subordinada. Se han reconocido tres pulsos mineralizantes; el primero, que depositó arsenopirita, pirita y rutilo en ganga de cuarzo y turmalina, el segundo: cuarzo finamente bandeado y el tercero: ortoclasa férrica. Cabe destacar, que además de la importancia paragenética del rutilo, éste es portador de escandio (0,05-1,14 Sc_2O_3), hierro (0,12-0,36 Fe_2O_3), cromo (0,06-0,50 Cr_2O_3) y wolframio (0,03-0,44 WO_3) (Rabbia *et al.*, 1996).

Inclusiones fluidas

Se realizaron descripciones petrográficas de las formas y tipos de inclusiones, como así también, mediciones

UNK N°	1	2	7	8	9	10	11	Mean	Sigma
Fe	34,571	34,684	33,420	34,265	34,740	34,973	35,138	34,542	0,568
As	45,414	44,644	45,392	45,598	44,382	45,291	45,135	45,122	0,445
S	19,628	20,063	19,630	19,935	19,937	19,883	20,056	19,876	0,181
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000
Bi	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000
Sb	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000
Co	0,227	0,369	0,245	0,123	0,094	0,174	0,106	0,191	0,098
Total	99,840	99,760	98,686	99,921	99,153	100,321	100,435	99,731	0,621

Tabla 1. Análisis de 7 muestras de arsenopirita (Microsonda GEA-Universidad de Concepción).

de temperatura de homogeneización en muestras provenientes de vetas del distrito Tocota.

El diámetro de las cavidades oscila entre 2,5 y 30 micrómetros. La mayoría es de tipo bifásico, líquido + vapor (L+V), y además se reconocieron algunas de tipo trifásico, líquido + vapor + sólido (L+V+S), con cristales cúbicos de halita. Las inclusiones bifásicas tienen un porcentaje de llenado <50%. En cuanto a su apariencia, escasas inclusiones primarias son móviles a temperatura ambiente.

La distribución de los valores de temperatura observados, correspondientes a cuarzo hidrotermal de las vetas muestreadas en el sector del arroyo Tocota (minas Krammer y Colo Colo), caracteriza una población cuyo rango se extiende entre 200°C y 300°C. El intervalo entre 258°C y 308°C expresa con mayor probabilidad el rango de temperaturas mínimas del principal pulso hidrotermal. Las temperaturas de decrepitación observadas superan los 400°C.

Las inclusiones observadas en dos muestras del sector de la quebrada Larga de Tocota (mina Ranqueles) son ricas en vapor (CO_2 ?) y tienen un predominio del tipo V+L. Las mediciones de temperatura definen un intervalo entre 312°C-385°C, con una media de 357°C.

Para estimar la profundidad de ebullición de los fluidos, se ha considerado que el modelo de yacimiento en cuestión es el de vetas próximas a la intrusión, en este caso se trata del emplazamiento del plutón Tocota, y en el que la salinidad de las soluciones circulantes es moderada, según el modelo propuesto por Lindsay (1995). De este modo, la profundidad mínima de formación de las vetas, bajo presión litostática, oscila alrededor de 500 m (Shepherd *et al.*, 1985), es decir, un nivel más alto que el considerado para el techo del citado plutón, teniendo en cuenta los parámetros obtenidos por Sato (en Llambías *et al.*, 1990) inmediatamente al norte del área de estudio (granodiorita de Chita), los que indican una profundidad de 1,3 km para el emplazamiento de los intrusivos.

Estudio isotópico de azufre

Se realizaron tres determinaciones de ^{34}S en el GEA de la Universidad de Concepción, Chile sobre muestras de pirita provenientes del distrito Tocota. (tabla 2).

Los resultados obtenidos sobre los sulfuros de Tocota, en el sector del arroyo homónimo, se hallan incluidos dentro del amplio rango de composición de las rocas graníticas: -10 a 15 ‰ (Coleman, en Rollinson, 1994), según puede observarse en la figura 2 y, por consiguiente, indican una filiación magmática hidrotermal para el origen de estos depósitos mineralizados.

Análisis geoquímicos

El muestreo litogeoquímico de semidetalle, realizado en un trabajo de investigación (Wetten, 1998-b) permitió caracterizar a este distrito minero con la asociación de elementos de As, Cu y Au subordinado, con Ag, Mo, Bi y Co levemente anómalos.

Para el caso del arsénico**,** se destaca una población de vetas con valores que oscilan entre 2-8 % y que ocasionalmente superan el 23 % de As; para este caso existe además una buena correlación positiva entre Au-As. En las rocas de caja los valores de fondo oscilan entre 100 y 1.000 ppm, con algunos valores erráticos que superan las 10.000 partes por millón. La distribución del contenido de As en las sedimentitas es aproximadamente simétrica respecto del rango de umbral, con una media de 1.141,60 ppm. La presencia común de As, ya sea como arsenopirita o arseniatos en la roca de caja sedimentaria y con la distribución de tenores establecida, constituye una cualidad distintiva del distrito minero. El cobre ha sido reconocido en todo el ámbito del distrito y en los diferentes tipos de roca. La media considerada para el conjunto poblacional es de 180 ppm y el aumento de su concentración es sensiblemente mayor en las rocas de caja sedimentarias donde al-

Muestra	$\delta^{34}S$
452	+3,2 ‰
453-a	+3,8 ‰
453-b	+3,8 ‰

Tabla 2. Relaciones isotópicas $^{34}S/^{32}S$.

canza 500 ppm. Según los resultados obtenidos por Grassi *et al.* (1994), en el "dique de brecha" situado en la porción sur del distrito, los contenidos superan el 0,1 % de Cu. Con este conjunto de datos se interpreta un relieve geoquímico bajo y más o menos homogéneo, con escasos valores anómalos en la roca de caja sedimentaria y en el citado dique. La presencia del oro es significativa en las estructuras mineralizadas, con un tenor máximo de 5 g/t, valor que se equipara con los registros de la antigua explotación (Kittl y Bellio, 1946). Con respecto a las rocas de caja sedimentarias, ígneas y al dique de brecha, su distribución es errática y alcanza un tenor máximo de 0,34 g/t en un afloramiento de brecha.

MODELO GENÉTICO

La mineralización corresponde al ciclo Gondwánico (Malvicini y Caminos,1994; Wetten, 1998b) Se emplazó *per ascensun* y su patrón de distribución está regido por:

1°) mayoritariamente relleno de estructuras de falla y diaclasas, 2°) brechas de falla y brechas magmáticas hidrotermales y 3°) cuerpos ígneos filonianos con asociaciones metalíferas simples. La mineralización en las rocas de caja comúnmente se manifiesta por relleno de juntas de baja frecuencia y espesores milimétricos, acompañada por diseminación metalífera y silicificación fuerte.

La génesis de las citadas estructuras responde al modelo de vetas relacionadas al proceso de intrusión, en este caso, del plutón Tocota y se localizan dentro o cerca de la intrusión. Las determinaciones termométricas realizadas en el área de Tocota han definido dos ambientes de depositación en este distrito: las vetas del arroyo Tocota (minas Krammer y Colo Colo), de tipo mesotermal con temperaturas bajas (200°-250° C) y las vetas de la quebrada Larga, también de tipo mesotermal pero con un rango de temperaturas más alto (350°-375° C). La instalación de este sistema de vetas (de Tocota) en la caja del plutón motivó que tales depósitos, por cierto cosanguíneos, hallan debido evolucionar no sólo hacia un nivel cortical superior sino también con una paragénesis sutilmente diferenciada, que caracteriza a un yacimiento mesotermal (Wetten, 1998a).

El dique de brecha, por la composición de los clastos y de la matriz y por la asociación metalífera determinada (Au-As y metales base), es una brecha magmática hidrotermal que también se halla vinculada genéticamente al ciclo Gondwánico.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Volumen I. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires*, pp 366.

Grassi, J. I., E. Machuca, N. Rossa, N. Mendoza, I. Belvideri, Manzanares, 1994. Estudio del Potencial Geológico-Minero del Area Mineralizada del Arroyo Tocota. Departamento Iglesia, San Juan, Argentina. *Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* inédito. CICITCA.

INGEO-UNSJ, 1993. Informe inédito del proyecto Prospección y exploración de las brechas mineralizadas de la provincia de San Juan. *Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.*

Kittl, E. y N. Bellio, 1946. Estudio geológico-económico de los yacimientos de arsénico de Tocota, departamento Iglesia, provincia de San Juan. *Revista Minera*, 17 (4): 73-104. San Juan.

Lara, R., J. I. Grassi, R. Martínez y C. Treo, 1993. Geología, alteraciones y potencial minero del dique de brecha y vetas asociadas en la región de la quebrada de Tocota, Cordillera Frontal, San Juan. *12º Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas,* 5: 150-158.

Lindsay, N., 1995. The Mineralogy of Hydrothermal Ore Deposits Associated with Magmatism with Special Reference to Andean Examples, *University of New Zealand. In Short Course: Strategies for Exploration, Section IB; marzo 23-24,* Santiago, Chile.

Llambías, E. J. y A. M. Sato, 1990. El batolito de Colangüil (29-31ºS), Cordillera Frontal de Argentina; estructura y marco tectónico. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Revista Geológica de Chile*, 17 (1): 89-108. Santiago.

Llambías, E. J., A. M. Sato y C. E. Castro, 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el Batolito de Colangüil. *11º Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas,* 1: 79-82.

Machuca, E., I. Grassi, P. Cruz, J. Rodríguez, M. Atencio y M. Ledesma, 1994. Evidencias de un pórfido mineralizado en el área de Tocota, departamento Iglesia, San Juan, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 843-847. Concepción.

Malvicini, L. y R. Caminos, 1994. La Epoca Metalogenética Gondwánica en la República Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 848-852. Concepción.

Rabbia, O., L. Hernández y A. Wetten, 1996. Rutilos portadores de Fe, Sc y W en el distrito minero Tocota. *3º Reunión de Rocas Máficas y Ultramáficas y 3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia:* 203-207. La Plata.

Rollinson, H., 1994. Using geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Capítulos 4-3, 7-5. *Longman Scientific & Technical,* pp: 133-142, 303-315.

Seguí, C., 1987. Estudio geológico minero y evaluación preliminar de la mina Kramer, distrito Tocota, departamento Iglesia, Provincia de San Juan. *Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, trabajo final de licenciatura,* inédito.

Shepherd, T. J., A. H. Rankin y D. H. Alderton, 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Capítulos 1, 2, 3, 4 y 7. *Blackie y Son Limited. Bishopbriggs.* Glasgow G64 2NZ.

Wetten, A. F., 1995. Distrito minero Tocota, San Juan, Argentina: aporte al conocimiento de su geología y mineralización. *5º Congreso Nacional de Geología Económica.* San Juan.

Wetten, A. F., 1998a. Los filones hidrotermales de Tocota, provincia de San Juan. Datos termométricos e isotópicos. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis:* 279-283. Bahía Blanca.

Wetten, A. F., 1998b. Aspectos metalogenéticos del área comprendida entre el distrito minero Tocota y los 30º50´S, provincia de San Juan, Argentina. *Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, trabajo de tesis doctoral,* inédito.

Etcheverry, R., 1999. Yacimiento de wolframio Josefina, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 829-834, Buenos Aires.



YACIMIENTO DE WOLFRAMIO JOSEFINA, MENDOZA

Ricardo Etcheverry[1]

INTRODUCCIÓN

Este depósito de wolframita es el único que se conoce en el ámbito de la Cordillera Frontal mendocina, y está compuesto por varias vetas de cuarzo portadoras de minerales de tungsteno y escasos sulfuros. Estas consisten esencialmente en seis cuerpos, distribuidos en las proximidades del arroyo de las Minas, que se denominan Primera, Marchant, Rica, Josefina, Blanca y Sur.

Ubicación

Este yacimiento se localiza a los 33°29' de latitud sur y 69°29' de longitud oeste, en la vertiente oriental del cordón del Portillo y a 48 km al oeste de la ciudad de Tunuyán.

Leyes, reservas y producción

Smith y González Stegmann (1947) estimaron una ley media de 0,5 a 1% WO_3, aunque citaron bolsones con leyes de más de 10% de WO_3 pero cuya extensión no supera los 5 m de longitud. Las reservas (indicadas e inferidas) totalizaban 25.000 t, de las cuales la veta Josefina representaba el 80% de este mineral. La producción se inicia en 1938 de manera rudimentaria y es a partir de la instalación de una planta gravitacional (1942, capacidad 50 t por día) que se logra un continuado ritmo de trabajo, alcanzándose 238 t de concentrados con leyes superiores a 65% WO_3 en el período 1938-1953.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La mina Josefina o San Pablo fue descubierta en 1937 y al año siguiente la Compañía Minera de San Pablo inicia las operaciones, las cuales concluyen durante el transcurso de 1953.

Diversos y numerosos son los laboreos realizados en este grupo minero. La veta Josefina presenta 10 niveles a escasa distancia uno de otro, algunos de hasta 150 m de longitud; por encima existen varios socavones menores (15) y rajos a cielo abierto (8). En la veta Rica se hallan 2 socavones: este y oeste, de 50 y 60 m de largo respectivamente, así como galerías y una chimenea inaccesibles. En la estructura sur existen 5 niveles de hasta 100 m de desarrollo y otras labores superficiales. Con la finalidad de explorar y posteriormente explotar este conjunto de vetas se efectuó un túnel de rumbo norte-sur y 500 m de extensión que cortó en profundidad a los filones Primera, Rica, Josefina y Blanca (Angelelli, 1950).

GEOLOGÍA REGIONAL

El área en consideración se emplaza en la unidad morfoestructural Cordillera Frontal. De acuerdo a Méndez y Zappettini (1990) se localiza en la Faja de Sobrecorrimiento del Orógeno Paleoídico, la cual está compuesta por cordones con estructura de imbricación. El magmatismo asociado involucra granitoides sin y poscolisionales y volcanitas relacionadas con la subducción del borde pacífico, característica de un ambiente de retroarco. Esta cuenca presenta una forma elongada en dirección norte-sur y una extensión de 130 km aproximadamente y está rellena por sedimentitas devónicas y carboníferas. La fase Diastrófica

[1] *CONICET, Universidad Nacional de La Plata.*

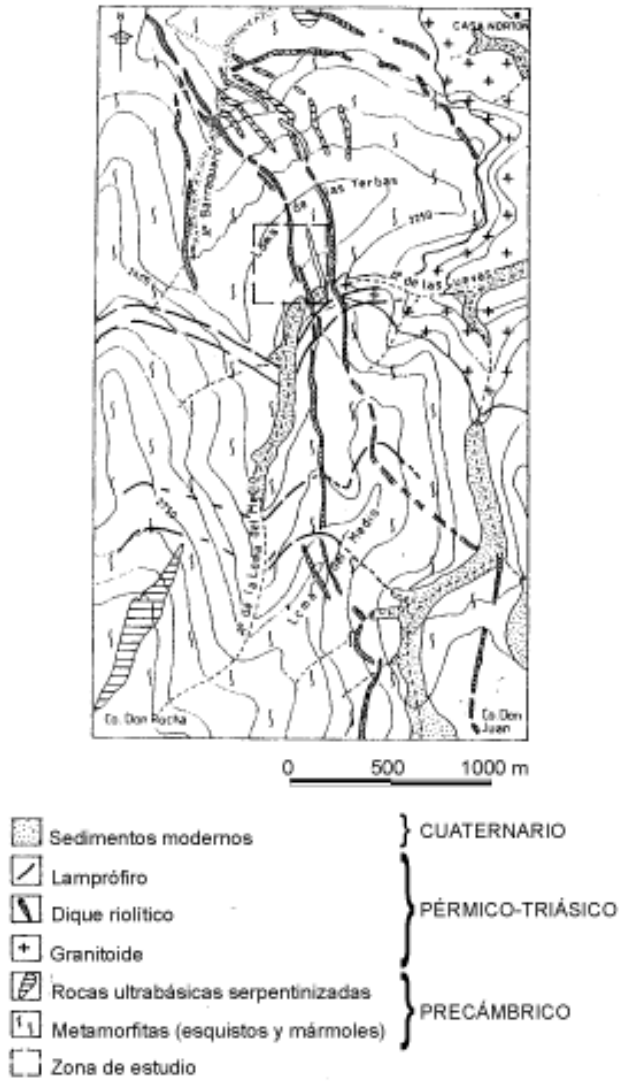


Figura 1a. Geología del área del yacimiento Josefina.

San Rafael, acaecida en el Pérmico inferior, produce el plegamiento y corrimiento de los sedimentos. En el Pérmico superior se implanta un régimen extensional, prevaleciendo condiciones de *rifting* y una manifiesta actividad plutónica y volcánica. Estas rocas ígneas fueron incluidas por Polanski (1966) en las Asociaciones Meso y Tardiovaríscica Plutónica-Volcánica del Batolito Compuesto de Cordillera Frontal. Más recientemente Llambías *et al.* (1991) sugirieron la denominación de Batolito del Portillo, por ser donde se presenta mejor expuesta. Según Malvicini y Caminos (1994) la composición de los plutones es principalmente granítica-granodiorítica-tonalítica, calcoalcalina, metaaluminosa a ligeramente peraluminosa y potásica. Los *stocks* más jóvenes y diferenciados se habrían producido por fusión de corteza o del manto con una progresiva contaminación cortical. El Grupo Choiyoi, volcanismo asociado de 280 Ma de antigüedad, consiste en cuerpos subvolcánicos, diques, lavas y piroclastitas de composición andesítica, dacítica y riolítica. Petford y Gregori (1994) postularon que el Batolito Compuesto de Cordillera Frontal se desarrolló en el lapso comprendido entre 348 y 209 millones de años.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La unidad más antigua del área está compuesta por esquistos, gneises y mármoles que conforman el basamento y que integran el denominado Complejo Metamórfico (figura 1a). Los esquistos han sido clasificados como micáceos, cuarzosos, cloríticos, anfibólicos, almandínicos y grafíticos. Los micáceos presentan, a veces, una inyección de cuarzo blanco lechoso, coetánea con la deformación.

Asimismo se reconocen fajas concordantes de rocas ultrabásicas serpentinizadas, en contacto con los mármoles. Fundamentalmente afloran en el faldeo norte de Loma de las Yerbas y en el sector noreste del cerro Don Rocha, consisten en cuerpos tabulares a lenticulares de peridotita-dunita, serpentinizados, que hacia los márgenes suelen presentar lentejones de materiales talcosos y asbestos.

Según Bjerg *et al.* (1990) la asociación paragenética presente en esta comarca responde a un metamorfismo retrógrado de bajo grado, originado posiblemente a partir de rocas sedimentarias; por otra parte estos autores postularon una edad precámbrica alta-cámbrica inferior (500±50 Ma) para las rocas que integran el basamento.

En el sector oriental de la región se emplaza el *stock* de Las Cuevas, integrado fundamentalmente por una roca granítica de coloración rosada a gris blanquecina, textura hipidiomorfa y compuesta por cuarzo, feldespato y biotita como minerales esenciales, y epidoto y esfena como accesorios (Etcheverry *et al.*, 1996). En el contacto con las metamorfitas (por ejemplo en los saltos de la quebrada del Agua) la misma observa una granulometría más fina y homogénea; es portadora de granate y representaría una facies de borde. En el contacto se desarrolla una aureola de 30 a 40 m de ancho, compuesta por hornfels y micacitas silicificadas.

En las proximidades del casco de la estancia San Pablo se reconoce otra variedad granítica; se trata de una roca porfírica alterada, con fenocristales de feldespato mayores de 10 milímetros.

El *stock* de Las Cuevas es geoquímicamente calcoalcalino, potásico (4,5–5% K_2O) y con alto contenido en sílice (74-76,5% Si_2O).

También se reconocen en el área la presencia de cuerpos aplo-pegmatíticos y diques de pórfiros riolíticos y lamprofíricos (clasificados como espessartíticos).

Macambira *et al.* (1997) realizaron dataciones por el método Rb/Sr sobre roca total y obtuvieron una edad de 207± 6 Ma (relación inicial -IR- =0,71917 ± 0,00049) para

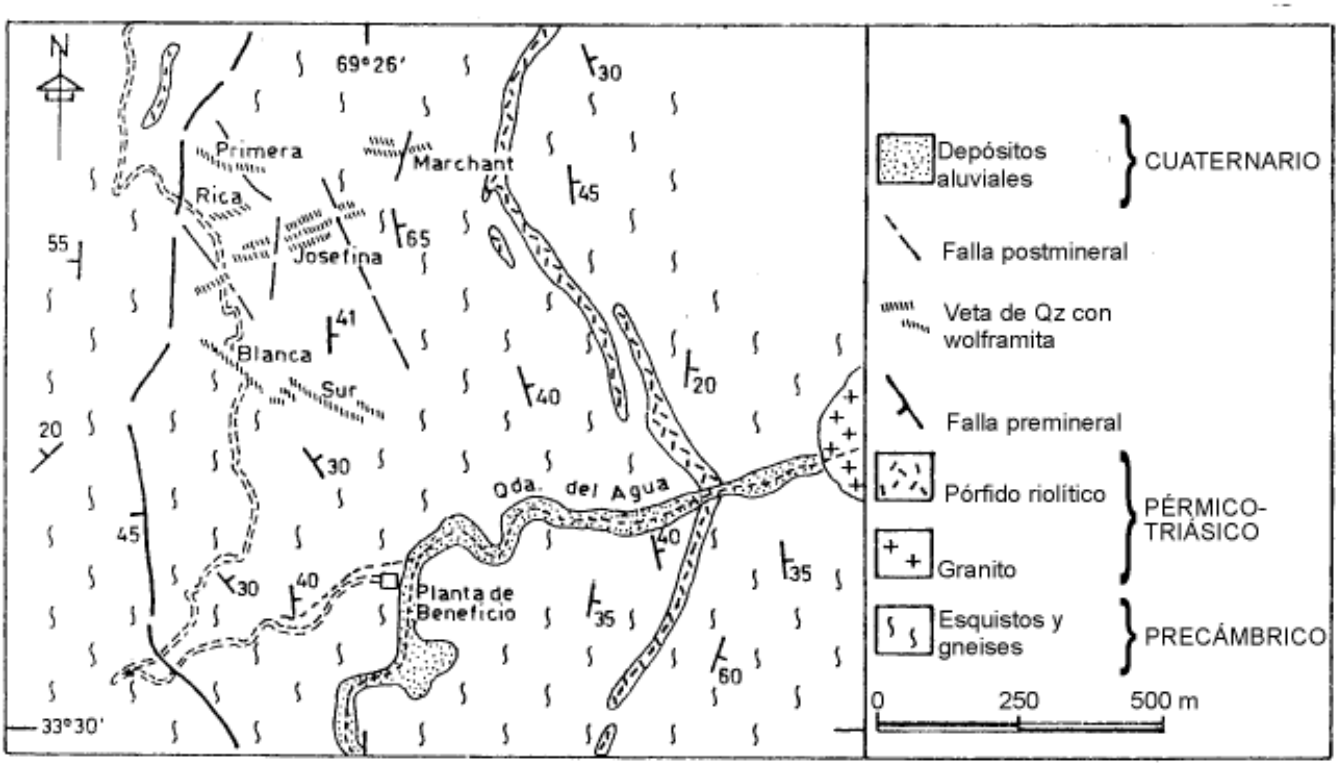


Figura 1b. Distribución de las vetas del yacimiento Josefina.

el *stock* de las Cuevas. El elevado valor de IR sugiere una importante contribución crustal para estas rocas. La edad calculada se asigna al Triásico y se correspondería con las fases finales del plutonismo Varíscico de la región. El dato geocronológico obtenido es consistente con los presentados por Dessanti y Caminos (1967) y Sato y Llambías (1993) para las áreas del cordón del Plata y batolito de Colangüil, respectivamente.

Finalmente la estratigrafía de la comarca se completa con sedimentos clásticos cuaternarios.

Estructura

Este sector se encuentra afectado por dos fracturas meridionales, una pre y otra posmineralización, que definen bloques; en el oriental se alojan las vetas principales.

Las metamorfitas presentan un rumbo general submeridional e inclinan al noroeste en el sector occidental mientras que en la porción oriental buzan al este. Esta variación es debida a la falla premineralización de dirección norte-sur e inclinación 45°al oeste que afecta el área (Smith y González Stegmann, 1947).

De acuerdo a las observaciones de campo y los estudios microscópicos y geoquímicos realizados por Etcheverry *et al.* (1996), en el plutón de Las Cuevas se puede pensar que es un cuerpo epizonal y postectónico; se trataría de una intrusión fría en niveles altos de la corteza.

Los diques riolíticos conforman resaltos en el paisaje, destacándose a modo de crestones discordantes que interesan tanto a los esquistos como a las plutonitas; son de dirección aproximadamente meridional y potencias variables (1,5 a 14 m). Los lamprófiros afloran en cortos trayectos; su rumbo general es N80°E/70°S y al occidente del *stock* de Las Cuevas estas rocas básicas cortan a diques ácidos.

Dentro del grupo minero Josefina se diferencian dos direcciones principales para las estructuras mineralizadas (relleno de fisuras): N65°O/55°NE o suroeste (vetas Blanca, Sur, Marchant y Primera) y este-oeste /60°S (vetas Josefina y Rica). Estos filones se presentan desplazados por fallas de dirección N25°O y N10°E / verticales hasta 45° al este y oeste de inclinación.

Morfología

Las vetas que constituyen este grupo minero se distribuyen en un área de aproximadamente 0,25 km^2 (figura 1b). Se trata de filones sinuosos de dirección noroeste y este-oeste, cuyas longitudes (hasta 230 m) y potencias son variables (desde 20 cm hasta 2 m). Están alojados en metamorfitas y presentan en general una estructura masiva donde se disponen irregularmente los minerales de mena.

La veta Josefina, la más explotada del sector, fue reconocida por un socavón inferior hasta una profundidad de 70 metros. Su rumbo e inclinación son N80°O/60°S, mientras que la longitud aflorante es de 220 m y la potencia media 50 centímetros. Está dividida en segmentos por fallas de dirección N25°O que la desplazan horizontalmente

entre 40 y 50 metros. Existen ocho pequeñas vetas subparalelas a la principal.

La veta Rica se sitúa 90 m al norte de la anterior; su dirección general es este-noreste y su potencia media 30 centímetros. La estructura Primera se localiza a 180 m al norte de Josefina; su arrumbamiento es N70°O/65°S, de corto recorrido (70 m) y con espesores de 15 a 50 centímetros. El filón Blanca se emplaza a 130 m al sur de Josefina; su longitud aflorante es de 200 m, con interrupciones y se orienta N60°O/50°NE mientras que su potencia es de algunas decenas de centímetros. La Sur dista 230 m al sureste de Josefina; registra una dirección N65°O/60°NE, y una potencia que no excede los 20 centímetros. Finalmente la veta Marchant se halla a 350 m al noreste de la estructura principal; su rumbo es N70°O/50°S y observa unos 60 m de longitud y 10 cm de espesor medio. Además de las vetas citadas, se registran otras estructuras menores en la zona, generalmente portadoras de tungsteno en ganga de cuarzo, aunque también se han reconocido filones con galena y pirita asociados a cuarzo, baritina y escasa fluorita.

En la Loma del Medio Polanski (1949) describió una vetilla de dirección N80°E/60°N y de 20 cm de espesor. En este relleno de falla se disponen sulfuros de Pb y Zn en ganga de cuarzo, calcita, fluorita y baritina. Análisis efectuados por este autor arrojaron valores de hasta 12% Pb, 26% Zn, 160 ppm Ag y 8 ppm Au.

Alteración hidrotermal

Las metamorfitas encajantes presentan, próximas a las vetas y fallas, distintas alteraciones que no se manifiestan más allá de 5 m de dichas estructuras. Estas son: cloritización, biotitización y turmalinización.

Mineralogía

Se trata de una paragénesis mineral simple, compuesta principalmente por wolframita y en menor proporción sulfuros de hierro, molibdeno y metales de base en ganga de cuarzo. La misma puede ser caracterizada como hipotermal.

La wolframita se presenta en cristales prismático-tabulares, a veces en nidos o bolsones y otras diseminados en la ganga silícea, también en individuos dispuestos perpendicularmente al contacto veta-roca de caja. Sus dimensiones son variables, alcanzando los mayores 4,5 cm por 4 mm (largo x ancho) de tamaño. La scheelita es poco abundante y sólo se reconoce en la veta Blanca.

Los sulfuros asociados son molibdenita, pirrotina, esfalerita, calcopirita, pirita y marcasita. Angelelli (1950) citó además la presencia de berilo y casiterita, como rarezas mineralógicas.

Los minerales secundarios son covelina que reemplaza a calcopirita, anglesita-cerusita (?), hidróxidos de hierro y granos de oxidados de bismuto.

El cuarzo, principal mineral de ganga, representa aproximadamente el 90% del volumen de una veta. Diminutas escamas de moscovita a modo de una cinta discontinua se observa hacia las salbandas de los filones. Además se determinó la presencia de feldespato, fluorita y muy escasa biotita.

Estudios isotópicos, geogronología y geoquímica

La turmalinización de las cajas, a modo de una faja de unos pocos centímetros de espesor, se puede vincular al accionar de volátiles (boro) escapados del intrusivo en enfriamiento. Este proceso ocurre a temperaturas próximas a 570°C.

La asociación wolframita-molibdenita-pirrotina está indicando un rango de temperatura superior a 450°C. Microanálisis realizados en esta especie indican que se trata de una wolframita rica en hierro (tenores en peso: 74,63% WO_3-20,31% FeO-5,06% MnO), variedad que también indicaría temperaturas elevadas. La precipitación de marcasita ocurre a 300°C, mientras que los sulfuros de metales de base se depositarían en rangos un poco superiores de temperatura y presión.

Malvicini y Caminos (1994) vincularon la compleja metalogenia de la Cordillera Frontal al Ciclo Magmático Carbonífero-Pérmico/Triásico. Este se asocia a regímenes extensionales ocurridos en la zona de convergencia de placas, en el margen occidental del Gondwana. Dentro de este complejo ígneo reconocen plutones más antiguos (tipo I) y otros más jóvenes (tipo S). Los depósitos de tungsteno, a nivel mundial, se asocian a estas últimas rocas graníticas.

La edad Rb/Sr obtenida para el *stock* de Las Cuevas lo sitúa en el Triásico y correspondería a las fases finales del plutonismo Varíscico de la región; se trataría de un plutón con importantes aportes corticales dadas las relaciones iniciales calculadas (Macambira *et al.*, 1997).

Los depósitos de W de mina Josefina se relacionan espacial y temporalmente a esta cúpula granítica, que representa seguramente una digitación de una cámara magmática más profunda.

MODELO GENÉTICO

La mina Josefina constituye un depósito tipo "filón de cuarzo con wolframita", periplutónico y vinculado genéticamente al *stock* de Las Cuevas. Los fluidos ascienden desde la cúpula granítica y circulan por zonas de debilidad (fracturas y diaclasas) produciendo la alteración de las rocas de caja y posteriormente la precipitación de cuarzo, wolframita, pirrotina y molibdenita. Luego ocurre la depositación de los otros sulfuros, en condiciones de menor temperatura y presión, a los que se asocian una nueva generación de cuarzo y minerales como fluorita y baritina.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I- Yacimientos Metalíferos. *Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia.*

Bjerg, E., D. Gregori, A. Losada Calderón y C. Labudía, 1990. Las metamorfitas del faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaraz, Cordillera Frontal, provincia de mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 45 (3-4): 234-245.

Dessanti, R. y R. Caminos, 1967. Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamorfitas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierra de San Rafael (Mendoza). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 22 (2): 135-162.

Etcheverry, R., R. Fernández, H. Echeveste y R. de Barrio, 1996. Geología y Metalogénesis de la mina Josefina (W), provincia de Mendoza. *Universidad Nacional de La Plata, INREMI, 3º Reunión de Mineralogía y Metalogenía y 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas Máficas y Ultramáficas, Actas,* 5: 105-111.

Llambías, E., R. Caminos y C. Rapela, 1991. Magmatismo. En Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. *12º Congreso Internacioanl de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico.*

Macambira, M., M. Del Blanco, R. de Barrio y R. Etcheverry, 1997. Geochronological data from granitic stock of Las Cuevas, Cordillera Frontal, Mendoza, República Argentina. En *South American Symposium on Isotope Geology (Brasil),* 183-185.

Malvicini, L. y R. Caminos, 1994. La época metalogenética Gondwánica en la República Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas,* 2: 848-852.

Méndez, V. y E. Zappettini, 1990. Depósitos minerales y ambiente geotectónico de emplazamiento en el Orógeno Andino Central, provincias de San Juan, Mendoza, y Neuquén, Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación especial,* 107-119.

Petford, N. y D. Gregori, 1994. Geological and Geochemical comparison between the Coastal Batholith (Perú) and the Frontal Cordillera Composite Batholith (Argentina). *7º Congreso Chileno de Geología (Concepción), Actas,* 2: 1428-1432.

Polanski, J., 1949. Descripción Geológica del Grupo Minero San Pablo (Provincia de Mendoza). *Dirección General de Minería de Mendoza,* informe inédito.

Polanski, J., 1966. Edades de eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrofismo Varíscico. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 21: 5-19.

Sato, A. y E. Llambías, 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colanguil. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 156-165.

Smith, C. y E. González Stegmann, 1947. Tungsten investigations in the Republic of Argentina 1942-1943. *Unites States Geological Survey, Bulletin,* 954-A: 12-26.

Malvicini, L., 1999. El yacimiento polimetálico San Francisco de los Andes, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 835-837, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO POLIMETÁLICO SAN FRANCISCO DE LOS ANDES, SAN JUAN

Lidia Malvicini†

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La mina San Francisco de los Andes se localiza 7 km al norte del río Castaño, en el departamento Iglesias al sureste de la región de Tocota en el ámbito de la Cordillera Frontal al sur del cerro Negro de La Cortadera y a 29 km al noroeste de la localidad de Villanueva.

Es el depósito más importante portador de una mineralización de Cu-Bi que constituye un distrito que incluye en el mismo ámbito de la Cordillera a las minas Flor de los Andes, Tres Magos, Amancay, La Fortuna, Mikrokleia, Rodophis y San Juan.

Leyes, reservas

En 1941 el yacimiento fue explotado parcialmente a cielo abierto con recuperación de concentrados de bismuto y oro. Se produjeron 38 t de concentrados. Entre 1947 y 1948 se efectuaron trabajos de exploración en profundidad y la producción desde 1941 hasta 1980 alcanzó a 112 t de mineral seleccionado y concentrados de bismuto y 2.420 t de mineral con 3 a 6% de Cu y 1,2 a 4,5 % de bismuto. La cubicación mediante laboreo y perforaciones, que no cortaron el límite inferior de la mineralización, permitió determinar 150.000 t con Cu: 5%, Bi: 1,2% y Ag: 200 g/t para el sector oxidado, en tanto en el sector de mineralización hipogénica, las leyes arrojaron Cu: 0,8%, Bi: 0,6%, Ag: 80 g/t y Au: 4 g por tonelada.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

El yacimiento fue explotado intermitentemente entre la década del ’40 y la del ’80. Hay una pequeña planta de concentración que utilizaba el sistema de lixiviación en pilas con ácido sulfúrico y clorhídrico en etapas sucesivas. Se trataron las colas por Au y Ag.

En cuanto a los estudios sobre la mineralización el primer trabajo se debe a Angelelli (1943). Siguieron los estudios de Bonolli Cipolleti (1950) quien efectuó el mapeo de la brecha y sus alrededores, de Aristarian y Somaruga (1957) y Bedlivy y Llambías (1969). Llambías y Malvicini (1969) efectuaron un detallado estudio geológico y metalogenético del yacimiento, del cual se sintetizan en este capítulo los principales aspectos.

Labores mineras

El yacimiento fue explotado mediante dos *open pits* de 25 m de diámetro y labores subterráneas (chimeneas y galerías), habiendo sido explorada hasta los -80 metros.

GEOLOGÍA REGIONAL

La estratigrafía de la región fue descripta por Rodríguez Fernández *et al.* (1997) comprende rocas sedimentarias y magmáticas del Paleozoico superior. La unidad más antigua reconocida corresponde a la Formación Agua Negra, constituida por dos conjuntos, uno inferior, compuesto por lutitas verdosas y negras, areniscas (arcosas y liticas) y esporádicos niveles de gravas, y un conjunto superior integrado por areniscas, calizas y lutitas con intercalaciones, en menor proporción, de cineritas y areniscas con participación volcánica.

Sigue un conjunto ígneo, representado por un plutón plurifacial y pluri-intrusivo, designado Plutón Tocota (Rodríguez Fernández *et al.*, 1997) constituido por tres pulsos: la Tonalita del Leoncito, constituida por tonalitas y grano-

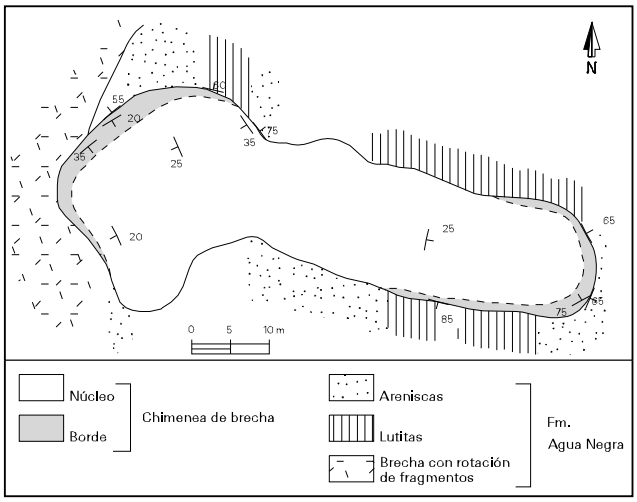


Figura 1. Distribución del cuerpo mineralizado en planta.

dioritas, la Granodiorita de la Fraguita, que intruye a la anterior, y está constituida por una granodiorita homogénea, con enclaves y escasas diferenciaciones graníticas y Granitos Rosados, conjunto de cuerpos lacolíticos decamétricos a kilométricos, de composición leucogranítica a leucogranodiorítica. Con estos granitoides se asocian diques de orientación principal submeridiana y orientaciones noroeste-sureste y estenoreste-oestesuroeste subordinadas, con los que se vinculan filones hidrotermales, chimeneas de brecha y fajas de greissen. La edad del Plutón de Tocota ha sido determinada en 283 ± 15 millones de años.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y morfología

La chimenea de brecha se emplaza en una secuencia de areniscas cuarcíticas y lutitas dispuestas en bancos de 0,5 a 1 m de espesor. El rumbo general de los estratos es norte-sur con inclinación vertical a 45°E.

El cuerpo constituye una columna vertical de diseño elíptico y un estrangulamiento parcial en su parte media (figura 1), cuyo diámetro máximo es de 70 m y el menor de 15 a 30 metros. Su orientación noroeste-sureste coincide con un sistema mayor de fracturación que controla el emplazamiento de otros cuerpos similares y de vetas de cuarzo-turmalina-epidoto.

La roca de caja se encuentra turmalinizada. El contacto entre ésta y la chimenea de brecha es neto y corresponde a un plano de falla que sigue el contorno del cuerpo mineralizado. El plano de falla inclina 55° hacia fuera cerca de la superficie y se hace vertical en profundidad.

La composición de los fragmentos de la brecha es exclusivamente la de la roca de caja. Los fragmentos son angulosos y se disponen en dos zonas bien definidas: una corona en la parte externa, discontinua de hasta 3 m de espesor, con fragmentos de pocos centímetros hasta bloques de 1 metro, orientados paralelos a los contactos. En el núcleo del cuerpo, el tamaño de los fragmentos es menos variable, con dimensiones entre pocos milímetros y 50 cm y se disponen prácticamente horizontales, excepto en el contacto con la roca de caja, donde inclinan 45° hacia el centro.

Alteración hidrotermal

La roca de caja de la brecha hidrotermal se encuentra turmalinizada. Hay asimismo alteración potásica consistente en feldepato potásico de origen metasomático y biotita que se dispone en *clusters* y venillas.

Mineralogía

La mineralización se concentra en los bordes sureste y noroeste de la chimenea de brecha y está representada por arsenopirita, pirita, casiterita, bismutinita, emplectita, cosalita, calcopirita, bornita, digenita, tetraedrita, esfalerita, calcosina, luzonita, covelina, rooseveltita, bismutita, beudantita, luzonita, oro, bismuto nativo, olivenita, conicalcita, clinoclasa, escorodita, cuprita, tenorita, goethita, lepidocrocita, hematita y crisocola.

El cuarzo es el principal mineral de ganga que acompaña a la mineralización de bismuto y cobre. La turmalina está asociada al cuarzo, casiterita y arsenopirita. La distribución típica de la turmalina es como mineral de origen metasomático, de grano fino, que reeemplaza fragmentos de roca; asimismo se presenta como agujas que reemplazan a pirita, arsenopirita, bismutinita y calcopirita.

La bismutinita es el mineral más importante de la mena. Se presenta diseminada erráticamente en la zona de borde de la brecha. Se asocia a arsenopirta , reemplaza a pirita a través de fina fracturas. Su textura es fibrosa y radial y raramente contiene inclusiones de bismuto nativo y oro.

La mena presenta una textura característica denominada tipo *cocarda*. En una primera etapa los espacios entre los fragmentos de roca se rellenan con cuarzo, turmalina y pirita. Un intercrecimiento de cuarzo y turmalina forma una banda angosta de hasta 2 mm alrededor de los fragmentos; el contacto entre los fragmentos y estos minerales es generalmente neto. La textura en cocarda resulta de un reemplazo preferencial de esta banda por arsenopirita, que comunmente contiene metacristales de bismutinita y masas y venillas de minerales de cobre.

Se reconocen tres estadios de mineralización: el primero de alteración antecede a la formación de la chimenea de brecha, afecta mediante metasomatismo a la roca de caja y en la brecha corresponde arsenopirita, turmalina, apatita y casiterita que reemplazan a los fragmentos en sus planos de estratificación.

Sigue un estadio de relleno donde los fragmentos de la roca de caja fueron cementados por cuarzo, turmalina y pirita acompañada por escasa casiterita y oro. Los metacristales de casiterita y oro fino se encuentran incluidos en

turmalina y cuarzo. El material cementante es más abundante en el borde de la brecha que en el núcleo.

El último estadio, de reemplazo, comprende arsenopirita y turmalina seguidos por bismutinita, emplectita, calcopirita, bornita, digenita, tetraedrita, esfalerita, calcocina, luzonita y covelina. La paragénesis es compleja y con traslapamiento, especialmente con los minerales de cobre que está acompañados por clorita y escaso cuarzo. La bismutinita está asociada con emplectita. La cosalita está incluida en bismutinita. La bornita y esfalerita son escasas y reemplazadas por minerales de cobre. Luzonita, calcosina y digenita muestran texturas coloformes y se formaron por solución y redepositación de cobre, arsénico y minerales de antimonio.

La profundidad de la alteración es variable y depende de la distribución de la mena en la chimenea de brecha. En el núcleo la oxidación llega hasta los 35 m bajo la superficie. En el borde donde se emplazó el cuerpo de mena la oxidación se produce de manera gradual con los minerales hipogénicos hasta 15 m bajo la superficie. Entre los minerales de oxidación hay crisocola, limonitas y jarosita.

MODELO GENÉTICO

Es un depósito de carácter hidrotermal (xenotermal) (Llambías y Malvicini,1969) en el que la formación de la chimenea de brecha, de carácter explosivo, se debió a la concentración de volátiles en un lugar favorable, estando los fluidos mineralizantes vinculados con un magma hidratado.

La depositación de la mena tuvo lugar a bajas presiones, en dos etapas, una de relleno y otra posterior de reemplazo.

Luego de la explosión, el colapso de las rocas fragmentadas en la chimenea de brecha dio lugar a la geometría de los fragmentos, horizontal en el centro e inclinada en los bordes.

El relleno corresponde a la etapa de cementación con cuarzo, turmalina, pirita, y escasos apatita, casiterita y oro.

La etapa de reemplazo corresponde al reemplazo del cemento por los minerales de mena.

En cuanto a la temperatura de formación, los minerales de la primera etapa son de alta temperatura. La depositación de los minerales cobre y metales de base indican una disminución de la temperatura hasta el rango mesotermal.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1943. El depósito auri-argentífero-bismutífero de la Sierra de la Cortadera, mina San Francisco de los Andes, Departamento Calingasta, San Juan. *Revista Minera,* 14 (4): 110-124. Buenos Aires.

Aristarain, L. y J. B. Somaruga, 1957. San Francisco de los Andes, Los Tres Magos, Departamento Calingasta, San Juan. *Banco Industrial de la República Argentina,* informe 840, inédito. Buenos Aires.

Bedlivy, D. y E. J. Llambías, 1969. Arseniatos de Cu, de Fe y de Pb de San Francisco de los Andes, San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (1): 29-40. Buenos Aires.

Bonolli Cipolletti, F., 1950. Informe sobre la mina San Francisco de los Andes, Departamento calingasta, Provincia de San Juan. *Instituto de Ciencias Natuales, Museo Bernardino Rivadavia,* informe inédito. Buenos Aires.

Llambías E. J. y L. Malvicini, 1969. The Geology and Genesis of the Bi-Cu Mineralized Breccia-Pipe, San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina. *Economic Geology,* 64 (3): 271-286. Lancaster.

Rodríguez Fernández, L., N. Heredia, G. Gallastegui, C. Quesada, A. Robador, G. Marín y D. Cardó, 1997. Texto explicativo de la Carta Geológica a escala 1:100.000 N° 3169-14, Paraje de Castaño Viejo, San Juan. *Instituto de Geología y Recursos Minerales*, informe inédito, Buenos Aires.

Fusari, C., 1999. Vermiculita de mina Don Alberto, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 839-841, Buenos Aires.



VERMICULITA DE MINA DON ALBERTO, MENDOZA

Cayetano Fusari[1]

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de vermiculita Don Alberto es el único registrado en la provincia de Mendoza. Los yacimientos en el país se encuentran distribuidos en las provincias de San Juan, San Luis y Córdoba.

La provincia de Mendoza no registra producciones y a nivel país la producción es muy fluctuante, no alcanzando a consolidar las necesidades de la industria, especialmente de la construcción, cuya demanda será creciente en el futuro.

UBICACIÓN

El yacimiento se encuentra ubicado en las inmediaciones del paraje denominado Pampa Casa de Piedra, carta topográfica Potrerillos.

El acceso al yacimiento se realiza desde la ciudad de Mendoza, en sentido noroeste, por camino de tierra a través de la Ruta Provincial 13, pasando por punta Las Lajas, Puesto La Chilca y estancia Casa de Piedra, totalizando aproximadamente 45 km, desde Mendoza.

LEYES, RESERVAS

Las estimaciones para fijar porcentaje del mineral vermiculuta en la mena, fue realizada en base a las cartillas de estimación visual de Ingram (1965). Estas observaciones se realizaron sobre afloramiento y labores mineras (calicatas). En todos los casos se tomó como ley media, el cociente entre la sumatoria de los porcentajes estimados y el número de observaciones para cada lugar de muestreo, estimándose entre 50 y 65 según del sector que se trate.

Las reservas calculadas alcanzan a los 126.000 t de mena, con un porcentaje promedio de 50% de mineral de vermiculita.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO

Se conoce la existencia de este yacimiento a partir del año 1962, en que la empresa Atersonite S.R.L., realiza la manifestación de descubrimiento y lo tramita por expediente N° 460/63.

TAREAS DE EXPLORACIÓN

Esencialmente las tareas de exploración realizadas en este yacimiento, consistieron en relevamientos topográficos geológicos a distintas escalas en una superficie de 125 ha, apertura de 43 destapes entre calicatas y trincheras, análisis químicos y ensayos físicos, tanto de la mena como de la roca de caja.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área en que se emplaza el yacimiento pertenece a la unidad morfoestrutural de Precordillera, geológicamente afloran terrenos de edades comprendidas entre el Cámbrico superior y el Terciario superior.

En el Cámbrico superior afloran calizas y dolomias a escasos kilómetros al oeste, las mismas fueron estudiadas en detalle por Keidel (1939), se disponen en capas y bancos

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Mendoza.*

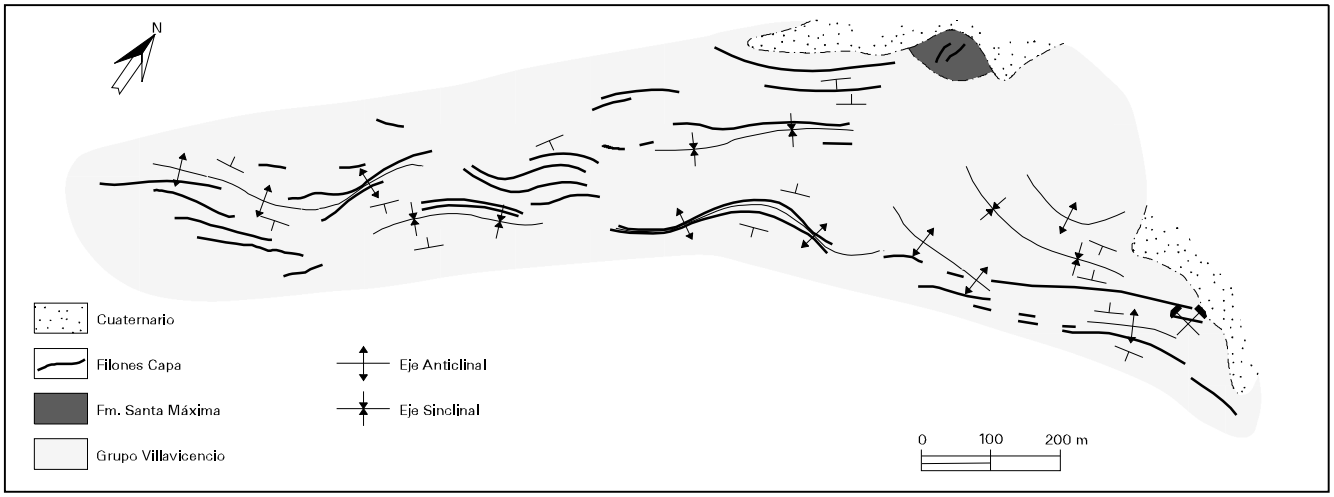


Figura 1. Distribución de los filones capa de la mina Don Alberto.

fuertemente plegados y deformados hasta transformarlos en masas calcíticas por recristalización, alcanzando en algunos sectores texturas sacaroide. La presencia de fósiles de los géneros *Rasettia, Hungaia, Parabolinella* y otros permiten ubicar estos aforamientos en el Cámbrico alto (Borello 1971).

El Devónico superior se presenta como un conjunto de rocas de coloración general verde oscuro a azulado, en cuya constitución alternan areniscas, esquistos y pizarras, presentando su estructura los efectos de fuertes presiones representadas por pliegues y fallas que hacen complicada su tectónica interna. Según Harrington (1962) estos sedimentos corresponden al Grupo Villavicencio.

El Carbonífero superior está constituido por una faja angosta de conglomerados y areniscas cuarcíticas con intercalaciones de esquistos arcillosos, bituminosos u carbonosos, de rumbo noreste e inclinación este, en contacto por fallas inversas con el Devónico y el Cámbrico superior.

El Permo-Triásico (serie porfirítica) aflora al este del yacimiento, está formada por riolitas, andesitas, aglomerados andesíticos y tobas, de tonalidades rojizas para las primeras y amarillo blanquecinas para las tobas.

El Triásico inferior está constituido por conglomerados de colores claros, arenitas limosas, limonitas, tobas, calizas arenosas y calizas de color gris claro, que yacen en forma discordante sobre sedimentos paleozoicos.

El Terciario superior asoma al noreste del yacimiento siendo su mejor exponente el cerro El Diablo. Está constituido por una andesita de color gris claro, con aspecto porfirítico, con cristales bien desarrollado de feldespatos, presentando en algunos sectores disyunción columnar.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las rocas de caja de los cuerpos mineralizados pertenecen al Grupo Villavicencio. Localmente consiste en una potente sucesión de metagrauvacas y metacuarcitas, pizarras y filitas de color azul oscuro a verdoso oscuro que alternan repetidas veces.

Las rocas psamíticas se disponen en bancos gruesos y macizos, son por lo general de grano fino y muy tenaces. Se meteorizan con tonos verdosos y verde-amarillentos.

Las pizarras, pizarras filíticas y filitas son por lo común de color azul, con lustre sedoso o satinado y a menudo presentan finas corrugaciones tectónicas que simulan ondulitas.

El rumbo del plegamiento es aproximadamente N30°E, pero con frecuentes desviaciones a N45ºE. El metamorfismo de las rocas es sumamente dinámico y está relacionado con el plegamiento intenso. El grado de metamorfismo de los sedimentos pelíticos y semipelíticos no sobrepasa la subfase de clorita-sericita, mostrando las rocas la condición textural de pizarras y filitas.

Estructura

El área mineralizada está distribuida en un ancho de 300 m por 2.100 m de desarrollo en el sentido del rumbo, siendo su posición estratigráfica intraformacional con el Grupo Villavicencio (figura 1). Consta de cinco vetas mayores y otras menores. Las primeras han sido reconocidas en corridas individuales discontinuas de mas de 200 m, estando desplazadas por fallas transversales a lo largo de las corridas.

El rumbo general de los afloramientos es paralelo al rumbo de la roca de caja. Los buzamientos son subverticales, tendiendo a horizontalizarse en algunos sectores, con inclinaciones al sureste y noroeste según las vetas de que se trate.

La variación del buzamiento se debe a la tectónica post-mineralización, que afecta al paquete sedimentario. En algunos sectores se observaron vetas paralelas con buzamientos contrarios, siendo en realidad el mismo filón capa que ocupa los flancos de anticlinales o sinclinales. La po-

tencia de estos cuerpos es sumamente variable, encontrándose espesores desde 0,8 m a 8,5 metros.

MINERALOGÍA

Según Gervilla (1994) la composición mineralógica de la mena está constituida por porfidoblastos de flogopita, clinopiroxeno y olivino (en este orden de abundancia), los que muestran hábitos euhédricos, en una matriz compuesta por nefelina, flogopita, carbonatos, magnetita y escasa ilmenita y apatita. Asimismo se observan agregados de cristales de carbonatos rellenando huecos, los cuales presentan sus paredes tapizadas por sodalita, ceolitas y/o nefelina (Gervilla, 1994). La descripción mineralógica de esta roca permite clasificarla dentro de los lamprofidos ultramáficos como una ouachitita

MODELO GENÉTICO

Se supone que existe la intrusión de un cuerpo de naturaleza ultrabásica en profundidad, no aflorante, de edad post-devónica pre-pérmica, cuyas apófisis constituyen los filones capas hoy aflorantes, puestos de manifiesto por procesos de erosión. Gervilla (1994) infiere que estudios detallados podrían poner de manifiesto tendencias de evolución composicional, que sugieren variaciones en la composición de las rocas, bien hacia términos mas ultramáficos (kimberlitas), bien hacia composiciones propias de carbonatitas.

BIBLIOGRAFÍA

Borrello, A. V., 1971. The Cambrian of the South America. En C. H. Holland (Ed.), Cambrian of the New World. Lower Paleozoic rocks of the world, 1: 385-438. *Wiley Interscience.* New York.

Fusari, C., 1977. Yacimiento «Don Alberto», Vermiculita, Estudio Geológico, 1° etapa, *Atersonite S.R.L.,* Mendoza.

Harrington, H. J., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País. *Dirección de Minería y Geología, Boletín,* 49. Buenos Aires.

Gervilla, F. y R. D. Acevedo. 1994. Observaciones Geológicas sobre la mina Salamanca y el área de Los Gateados. Comunicación epistolar.

Harrington, H. J., 1962. Paleogeographic Development of South America. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,* 46: 10. Tulsa.

Ingram, R. L., 1965. Cartillas de estimación visual. *Museo de La Plata.* La Plata.

Rolleri, E. O., 1950. *Relevamiento geológico de la hoja 23 C. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Gerencia de Exploración*, informe inédito. Buenos Aires.



PÉRMICO-TRIÁSICO (-JURÁSICO)
Plateau riolítico y granitoides post-colisionales

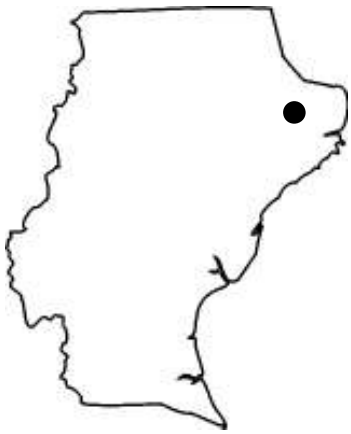
Depósitos tipo pórfiro
Las mineralizaciones cupro-molibdeníferas del Bajo de la Leona, Santa Cruz

Depósitos asociados a granitoides
El yacimiento de wolframio San Martín, Río Negro

Depósitos metasomáticos, epitermales y de transición
Distrito polimetálico Castaño Viejo, San Juan
Mineralizaciones metalíferas en la Sierra de la Huerta, San Juan
El yacimiento polimetálico Río Diamante, Mendoza
Yacimientos de fluorita del Bloque de San Rafael, Mendoza
Mineralización aurífera en el distrito Los Menucos, Río Negro

Depósitos asociados a volcanismo subaéreo
Yacimiento Doctor Baulíes y otro depósitos del distrito uranífero Sierra Pintada, Mendoza

Márquez, M. y M. Godeas, 1999. Las mineralizaciones cupro-molibdeníferas del Bajo de La Leona, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 845-850, Buenos Aires.



LAS MINERALIZACIONES CUPRO-MOLIBDENÍFERAS DEL BAJO DE LA LEONA, SANTA CRUZ

Marcelo Márquez[1] y Marta C. Godeas[2]

INTRODUCCIÓN

La existencia de mineralizaciones cupríferas en el área del Macizo del Deseado se conoce desde antes de mediados de siglo; desde esa época, las mismas fueron objeto de varios intentos de exploración-explotación y motivo de numerosas investigaciones geológicas. La mayoría de las manifestaciones minerales conocidas se localizan en el Bajo de La Leona. Las concentraciones mayores de Cu-Mo se presentan en el depósito conocido como La Leona.

Ubicación y acceso

El depósito La Leona se ubica al noreste de la provincia de Santa Cruz (figura 1) a unos 30 km en línea recta de la costa atlántica a la latitud de Bahía Laura, en el departamento Deseado; y dista 180 km de las localidades de Puerto San Julián y Puerto Deseado.

Se accede al área desde Comodoro Rivadavia, por la Ruta Nacional 3 hacia el sur hasta el paraje de Tres Cerros distante 285 kilómetros. Desde allí se toma hacia el este por la Ruta Provincial 282 a lo largo de 21 km, punto en el cual se encuentra la entrada a los establecimientos ganaderos La Golondrina y La Leona, ambos dentro del área de interés.

Las coordenadas del depósito son 48º04'30" de latitud sur y 67º18'30' de longitud oeste.

Leyes, reservas

En superficie se distinguen dos sectores en el depósito La Leona, divididos por una pequeña laguna que corta la veta: uno noroeste con escasa mineralización y el otro sureste de mayor dimensión y significación económica, que es el que será descripto.

Sobre el sector sureste (figura 2) se han practicado veintidos labores a modo de trincheras sobre veta, que están separadas entre sí de 3 a 30 metros. Para efectuar su evaluación económica Valania (1966) muestreó 14 labores mediante canaleta, descartando las restantes por su escasa importancia. Obtuvo un total de 43 muestras en superficie y 103 en el pique, cuyos resultados sumados a las observaciones le permiten al mencionado autor presentar el cálculo de leyes de la tabla 1.

La fluctuación de potencias y leyes subraya la variabilidad de este yacimiento tanto en su desarrollo vertical como horizontal. En estos cálculos no se ha tenido en cuenta la presencia de oro, ya que los sistemas analíticos de la época sólo lo registraban como vestigios. No obstante ello, debe mencionarse que algunos análisis de la compañía Ferrocarrilera del Petróleo tenían valores anómalos de oro, los que han sido corroborados en las investigaciones efectuadas posteriormente por la actual Subsecretaría de Minería (Márquez, 1985). Los valores más frecuentes son del orden de 1 ppm, aunque esporádicamente hay registros de hasta 5 partes por millón.

Para el cálculo de reservas, Valania (1966) tuvo en cuenta los parámetros presentados en la tabla 2.

Estas reservas pueden considerarse como mineral probable, en base a la información obtenida en superficie, en el pique y parcialmente sobre las galerías.

En opinión de los autores de este trabajo, se puede incluir un volumen similar como recursos, que consisten en

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Patagonia.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

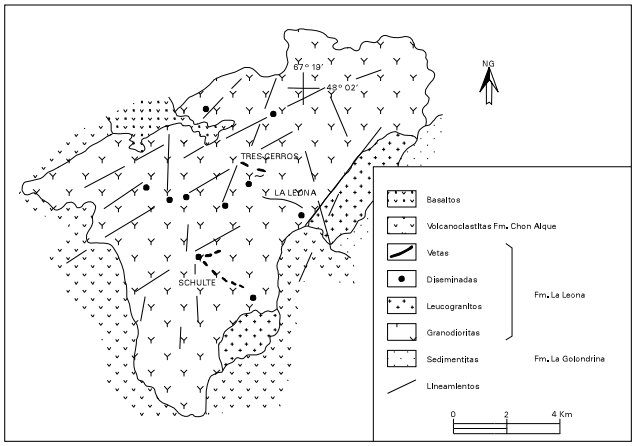


Figura 1. Mapa geológico y mineralizaciones del área del depósito de La Leona.

un bloque ubicado inmediatamente por debajo del nivel -30 y que alcanzaría en su porción inferior el nivel -60.

Sistema de explotación

El volumen de mineral extraído del depósito La Leona fue muy reducido, ya que la mayoría de los laboreos son de exploración y de pequeñas dimensiones y la mayor parte del material aún se encuentra en las escombreras y pilas de mineral oxidado.

La ubicación del depósito en una zona plana y su carácter vetiforme delgado en posición vertical condicionan el desarrollo de laboreo subterráneo en una posible explotación.

Descubrimiento y tareas de exploración

Para Valania (1966), el conocimiento de manifestaciones cupríferas se remonta a fines del siglo pasado, cuando los inmigrantes que poblaban los campos de la región, que conocían prácticamente los minerales, realizaron los primeros intentos de extracción.

La máxima actividad en el depósito tuvo lugar durante la Segunda Guerra Mundial; fue desarrollada por la Compañía Ferrocarrilera de Petróleo, a través de un acuerdo que firmó con la Compañía Minera Patagónica (propietaria de las pertenencias mineras). Por este convenio, la Compañía Ferrocarrilera de Petróleo llevaría a cabo labores de exploración en la veta La Leona. Se destaca entre los laboreos ejecutados un pique de 30 m de profundidad, con cortas galerías sobre veta y algunos cortavetas en ese nivel, excavados durante el año1942, pero el año siguiente se paralizaron los trabajos. La información obtenida durante la exploración fundamenta el trabajo de Sgrosso (1944). Casi simultáneamente, Angelelli (1942) relevó y caracterizó la mina Tres Cerros, al igual que Catalano en 1943.

Pagés (1951) y la Overseas Tecnical Cooperation Agency of Japan (1964) hicieron reconocimientos y muestreos superficiales además de evaluar la potencialidad del área. Quiroga (1965) trabajó durante el intento de la Compañía Ferrocarrilera de Petróleo de reactivar de la mina y en 1966 Valania realizó el análisis más detallado y concluyente del depósito. Kejner (1970) y Genini *et al.* (1973) efectuaron planes piloto de prospección geoquímica, y con posterioridad Márquez (1985) concretó un programa de prospección geoquímica sistemática de la zona y otro de prospección geofísica electromagnético (Slingran) sobre las mineralizaciones mayores.

	Potencia m	Ley media Cu %	Ag g/t
Pique flanco noroeste	1,21	1,98	37,7
Pique flanco sureste	1,11	1,51	24,1
Trincheras	1,53	1,66	17,4
Promedio del depósito	1,28	1,71	26,1

Tabla 1. Leyes calculadas por los autores.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los granitoides que representan al magmatismo vinculado genéticamente con las mineralizaciones investigadas afloran en forma restringida como stocks y batolitos pequeños en el Macizo del Deseado.

Esta unidad morfoestructural se caracteriza por una secuencia estratigráfica que comienza con rocas metamórficas e ígneas del Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976), de edad precámbrica-eopaleozoica?. Están cubiertas discordantemente por las sedimentitas continentales pérmicas del Grupo Tres Cerros (Jalfin, 1987), constituido por

Corrida de vetas sector sureste	500	m
Potencia media entre vetas	1,28	m
Profundidad comprobada	30	m
Peso específico del mineral	2,8	
Cu ley media del depósito	1,71	%
Ag ley media del depósito	26,1	g/t
Au	Vestigios	
Cubicación:		
Superficie aflorante (500 m x 1,28 m)	640	m^2
Volumen del bloque (640 m2 x 30 m)	19.200	m^3
Reservas calculadas (19.200 m3 x 2,8)	53.760	t

Tabla 2. Cálculo de reservas efectuado por Valonia (1966).

las Formaciones La Golondrina (Archangelsky, 1958) y La Juanita (Arrondo, 1972), y por sedimentitas y piroclastitas triásicas de la Formación El Tranquilo (Herbst, 1965). El conjunto se halla intruido por las plutonitas de la Formación La Leona (Arrondo, 1972), que producen una aureola de metamorfismo de contacto en las rocas de caja.

Durante el Jurásico medio se desarrolla un intenso volcanismo inicialmente mesosilícico a básico, representado por la Formación Bajo Pobre, que con posterioridad se acidifica e intensifica dando lugar a la Formación Chon Aike del Grupo Bahía Laura (Stipanicic, 1957). Esta última unidad se extiende cubriendo grandes sectores de la región extrandina de la Patagonia.

Cierran la columna unidades del Cenozoico, compuestas por sedimentitas continentales y marinas, basaltos y depósitos aluvionales.

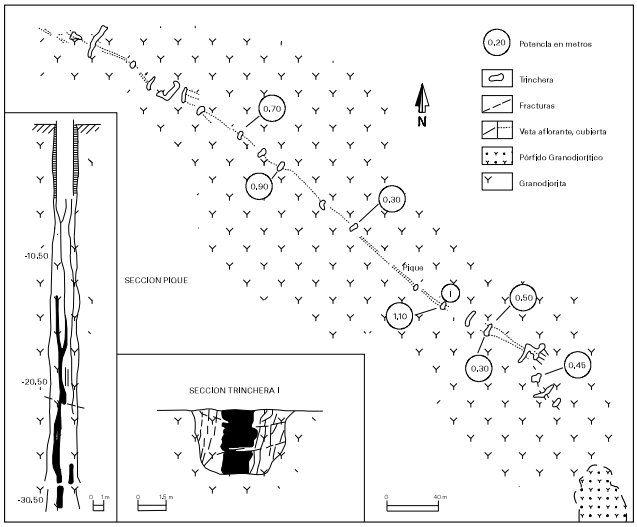


Figura 2. Mapa y secciones en el sector sudeste del Bajo de La Leona.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Resulta necesario tratar con mayor énfasis la relación espacial entre los granitoides y las mineralizaciones, ya que los procesos hidrotermales se vinculan a fases particulares en el proceso de emplazamiento y enfriamiento de los intrusivos.

El magmatismo plutónico jurásico, representado por las intrusiones múltiples de la Formación La Leona (figura 3), tiene una primera fase (I) constituida por gabros, que afloran en las estancias La Juanita y La Calandria, a 65 km al nornoreste del área de trabajo. Son stocks de rocas notoriamente melanocráticas constituidas por plagioclasa y piroxeno, en forma puntual con textura fluidal. La fase II es la más abundante y está integrada por los cuerpos mayores, stocks y pequeños batolitos de composición granodiorítica y tonalítica. Estas rocas contienen enclaves básicos de dimensiones entre centímetros y cien metros de diámetro; muestran grano grueso y textura holocristalina alotriomorfa, rasgos que sugieren cristalización y enfriamiento a profundidades intermedias.

Ambas fases son intruidas por stocks de leucogranitos (fase III), con escasa mica, grano grueso y contactos difusos, indicando que la roca encajonante todavía poseía temperatura al momento de la intrusión. Posteriormente, dentro de esta misma fase aparece un importante cortejo de aplopegmatitas que rellenan fracturas de los granitoides previos, con bordes de grano fino y mayor desarrollo de cristales hacia el centro de los cuerpos, sugiriendo que las rocas encajantes estaban más frías y en el campo frágil. Localmente estos intrusivos muestran escasa mineralización de molibdenita, calcopirita y calcosina.

El evento magmático continúa con cuerpos de pórfiro granodiorítico (fase IV), de dimensiones reducidas, que intruyen a las granodioritas, leucogranitos y aplitas; estos cuerpos concentran en sus proximidades pequeños sistemas hidrotermales, cuyo resultado son las alteraciones y mineralizaciones presentes en el área. Este magmatismo culminaría con el emplazamiento de intrusivos diqueiformes, en dos episodios: el primero tonalítico y el último fenodacítico. Las relaciones de estos intrusivos con el resto de los plutones sólo se conoce parcialmente.

Morfología, mineralogía y alteración hidrotermal

Las mineralizaciones se disponen como estructuras vetiformes y áreas con diseminación. Las vetas son filones relleno de fisura con potencias entre centímetros y 3 m, y corridas que alcanzan los 1.500 metros, siendo las mayores La Leona, Tres Cerros y Schulte. Muestran un relleno bandeado con sulfuros en ganga de cuarzo y carbonatos, y localmente presentan un diseño definido por guías angostas y paralelas ocupando diaclasas en una franja no mayor a 2 m (figura 2).

La mineralogía está compuesta por: calcosina, pirita, calcopirita, bornita, tennantita, enargita, tetraedrita, betechthinita, electrum, sulfosales de bismuto, galena, blenda, molibdenita y especularita (Honnorez-Guerstein, 1971; Segal de Svetliza, 1981). Los sulfuros se encuentran como bochones (agregados masivos) o diseminados en el cuarzo translúcido con escasa calcita y ankerita, constituyendo la primera generación de minerales. Se observa una generación de cuarzo estéril más joven que es a su vez cortada por venas de calcita, lo que define un depósito polipulsatorio de relleno de espacio abierto, con sucesivas reactivaciones. Este carácter queda expresado, en forma puntual, por el bandeamiento simétrico por costrificación de las vetas.

El avanzado estado de oxidación y lixiviación de los minerales primarios en superfice se manifiesta por la presencia de limonitas, malaquita, azurita, delafossita, cuprita, tenorita y esponjas celulares. También aparecen calcosina secundaria, covelina y digenita señalando un débil proceso de enriquecimiento supergénico. Esta paragénesis mineral continúa hasta una profundidad estimada en 25 m,

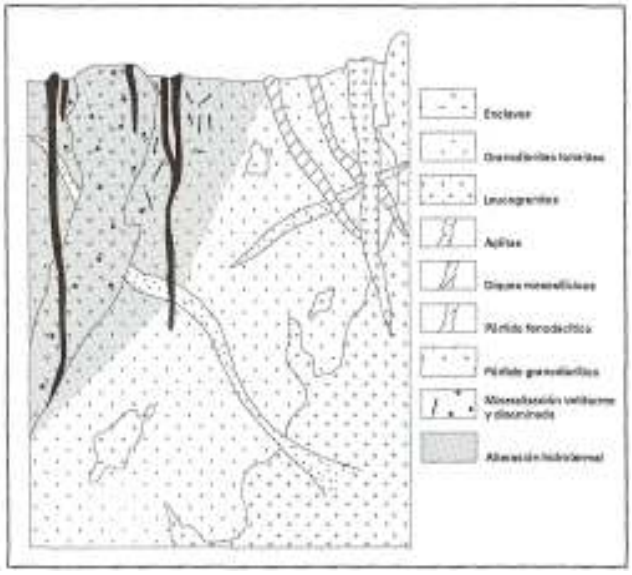


Figura 3. Secuencia de intrusivos múltiples en la Formación La Leona.

porque en el fondo del pique (30,50 m) ya aparecen sulfuros frescos con pocas evidencias de oxidación y con menor contenido de cobre.

La roca hospedante granodiorítica en el borde de las vetas está alterada a delgadas franjas (menos de 1 m) simétricas, paralelas a las estructuras, con asociaciones cuarzo-sericítica, arcillosa y propilítica.

Las cinco vetas de la mina Tres Cerros son de menores dimensiones, y se localizan a 2.300 m al noroeste del depósito La Leona en la misma roca hospedante. La estructura más importante tiene una potencia media de 0,10 m; su corrida es menor de 100 m y está integrada por calcosina, calcopirita, bornita y tetraedrita en ganga de cuarzo (Angelelli, 1942). La veta Schulte está 3.000 m al sur del depósito La Leona y consiste en dos vetas, de rumbo 50º a 60º oeste, con una potencia máxima de 1,30 m y 500 m de corrida individual. Muestran cuarzo lechoso con escasos sulfuros y minerales oxidados de cobre (Panza *et al.*, 1994). Las alteraciones metasomáticas asociadas a estas vetas son similares a las que se observan en La Leona, y su respuesta geoquímica se ubica en el mismo rango.

Las áreas con diseminación afectan a unos diez cuerpos intrusivos groseramente redondeados de 100 m o menos de diámetro, de textura porfírica y composición fenogranodiorítica a fenodacítica, que muestran diferencias morfológicas, texturales y colorométricas con las granodioritas. Los fenocristales de feldespato magmático están reemplazados por feldespato potásico secundario; la pasta muestra una transformación parcial a total a un agregado secundario de grano fino de cuarzo-feldespato alcalino y menor proporción de biotita. Esta asociación define una alteración hidrotermal potásica fuerte, con mayor desarrollo de la fase feldespática (Godeas y Fernández, 1982-1985). Se le asocian, parcialmente sobrepuestas y con distribución irregular, alteraciones cuarzo-sericítica, arcillosa y propilítica.

Los fenocristales de minerales máficos están rodeados o reemplazados selectivamente por pirita, calcopirita, calcosina y magnetita en una proporción inferior al 1%; los sulfuros también se dispersan finamente en la pasta. Los análisis de muestras litoquímicas de los cuerpos arrojan valores máximos de 1,13% de cobre y 750 ppm de molibdeno, con anomalías de Pb y Zn. Los intrusivos concentran a su alrededor las alteraciones y mineralizaciones y se emplazan en forma persistente en la proximidad de las vetas. Estas características se repiten al menos en forma parcial en las estancias La Juanita y La Calandria y potencialmente en la estancia El Laurel, localizadas a 55 km al norte noreste de la zona de trabajo.

Es posible establecer una vinculación genética entre las mineralizaciones cupromolibdeníferas y las fases finales del plutonismo jurásico (Formación La Leona), dadas la asociación espacial y temporal y la coincidencia en las condiciones del ambiente de formación. Este hecho está reforzado por la aparición de minerales de cobre y molibdeno en la fase pegmatoidea, lo que lleva a considerarlas como rocas ígneas con un contenido alto anómalo en los cationes Cu y Mo.

Existe turmalinización escasa en los leucogranitos de grano grueso.

GEOCRONOLOGÍA Y MODELO GENÉTICO

La existencia de mineralizaciones de cobre y molibdeno vetiformes y diseminadas, asociadas con alteraciones hidrotermales de temperatura mediana a alta en el entorno de cuerpos porfíricos hipabisales, permiten afirmar que se trata de depósitos de tipo cobre porfídico de pequeña magnitud que responderían a un nivel alto de erosión en un esquema clásico.

Desde la óptica geoquímica los plutones jurásicos corresponden a una suite calcoalcalina, que se inicia con características metaluminonas y evolucionan hacia términos peraluminosos (Godeas, 1985, 1993; Márquez, 1994a). Para Rapela y Pankhurst (1996) estos intrusivos son monzoníticos y se diferencian claramente de los granitoides del borde activo pacífico.

Aunque no hay determinaciones radiométricas sobre las mineralizaciones, se poseen numerosos datos geocronológicos de los granitoides asociados, que permiten establecer una edad máxima para las mineralizaciones de 202±2 millones de años. Este dato corresponde a una isocrona Rb/Sr roca total sobre 24 muestras elaborada por Pankhurst *et al.* (1993a) y es coincidente con la mayoría de los fechados efectuados sobre estas rocas. La edad mínima puede fijarse a partir de las relaciones geológicas, que muestran a los granitoides y las mineralizaciones asociadas cubiertas discordantemente por las rocas volcaniclásticas ácidas de la Formación Chon Aike, que tienen fechados radiométricos mediante isocrona Rb/Sr sobre roca total de 168±2 Ma (Pankhurst *et al.*, 1993 b).

Las consideraciones efectuadas sobre las edades de las rocas limitan el período de formación de los depósitos al lapso comprendido entre 202 y 168 Ma, el que se acota mejor si se acepta la vinculación genética propuesta entre la mineralización cupromolibdenífera y los cuerpos hipabisales porfíricos.

Los procesos hidrotermales vinculados a intrusivos de tamaño relativamente pequeño, como este caso, duran algunas decenas de miles años, aproximándose a un millón de años; según los cálculos en las condiciones más favorables, como han planteado Cathles *et al.* (1997), se puede establecer el momento de la mineralización en el entorno de 200 Ma en el Liásico (Sinemuriano).

De acuerdo con la propuesta de Giacosa *et al.* (1988), basada en los trabajos metalogénicos de Michel *et al.* (1969) y Sureda *et al.* (1986), las manifestaciones cupromolibdeníferas del Bajo de La Leona forman el Campo Metalogénico Tres Cerros que junto con el Campo La Juanita, constituyen el Distrito Metalogénico La Leona de carácter monoparagenético, que es parte unidad poliparagenética denominada Subprovincia Metalogénica Deseado.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1942. El yacimiento cuprífero de Tres Cerros. Departamento Deseado, Territorio de Santa Cruz. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta* 34. Inédito. Buenos Aires.

Archangelsky, S., 1958. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona Santa Cruz. *Acta Geológica Lilloana,* 2: 5-133. San Miguel de Tucumán.

Arrondo, O. G., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Museo La Plata, Revista, (Nueva Serie), Paleontología,* 43 (7): 1-194. La Plata.

Catalano, L., 1943. Yacimientos de Cu y Mo de Deseado, Territorio Nacional deSanta Cruz. Minerales cupríferos de Tres Cerros. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* Carpeta 41, inédito. Buenos Aires.

Cathles, L. M., A. H. J. Erendi y T. Barrie, 1997. How long can an hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?. *Society of Economic Geologists, Bulletin,* 92 (7-8): 766-771.

Genini, A., R. L. M. Viera y R. Gallucci, 1973. Informe del Plan Piloto La Leona. *Subsecretaría de Minería, Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Giacosa, R., M. J. Márquez y H. Pezzuchi, 1988. Actualización metalogénica de la región patagónica al sur del paralelo de 42º sur. República Argentina. *3º Congreso Nacional Geología Económica, Actas,* 3 (A):1-20. Olavarría.

Godeas, M. C., 1985. Geología en el bajo de La Leona y su mineralización asociada, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (3-4): 262-278. Buenos Aires.

Godeas, M. C., 1993. Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), Provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (3): 333-341. Buenos Aires.

Godeas, M. C. y M. I. Fernández, 1982-1985. Descripciones petrográficas del Proyecto 19 NK La Leona, Provincia de Santa Cruz. *Dirección Nacional de Minería, Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Herbst, R., 1965. La flora de la Formación Roca Blanca, provincia de Santa Cruz,. Patagonia. Con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana,* 12: 7-101. San Miguel de Tucumán.

Honnorez-Guerstein, B. M., 1971. Betekhtinite and Bi-Sulphosalts from the Copper Mine of "La Leona" (Argentina). *Mineralium Deposita,* 6: 111-121.

Jalfin, G. A., 1987. Estratigrafía y paleogeografía de las Formaciones La Golondrina y La Juanita, Pérmico de la provincia de Santa Cruz y su relación con rocas de similar edad en las Islas Malvinas. *Tesis doctoral*, inédito. Tucumán.

Kejner, M., 1970. Prospección geoquímica táctica realizada en el paraje denominado Bajo de La Leona. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 1040, inédito. Buenos Aires.

Márquez, M. J., 1985. Estudio preliminar. Proyecto 19 NK - La Leona. Provincia de Santa Cruz. *Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Márquez, M. J.,1992. El metalotecto vinculado al magmatismo mesozoico, Formación La Leona, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *6º Congreso de Geología Económica, Actas,* 597-599.

Márquez, M. J., 1994a. El plutonismo mesozoico en el Macizo del Deseado y su vinculación con mineralización de tipo cobre diseminado, provincia de Santa Cruz, Argentina, América del Sur. *Coloquio de Geociencias Latinoamericano, Actas,* 1:111-132. Munster.

Márquez, M. J., 1994b. Mineralizaciones de tipo cobre porfídico de la Patagonia argentina. *12º Congreso Geológico Chileno.* Concepción.

Michel, H., H. Pellisonier, F. Permingeat y P. Ruthier, 1969. Proppositions concernant la définition des unités metalliferés. *Recherches Minerales,* 1: 1.

Overseas Technical Cooperation Agency, 1964. Report on the investigation of ore deposits in Argentina. Japón.

Pagés, C. S., 1951. Estudios de yacimientos diversos de la Patagonia. *Dirección de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

Pankhurst, R. J., C. W. Rapela y M. J. Márquez, 1993a. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 134-141.

Pankhurst, R. J., C. W. Rapela y P. Sruoga, 1993b. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47º 30' de latitud sur. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 171-178.

Panza, J. L., M. Márquez y M. Godeas, 1994. Hoja Geológica 4966-I y II. Bahía Laura Provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Minería de la Nación, Boletín,* 214. Buenos Aires.

Quiroga, P., 1965. Informe geológico-económico expeditivo sobre la mina "La Leona" (Cobre), provincia de Santa Cruz, con detalle de la zona del pique. *Instituto Nacional Geología y Minería,* Carpeta 1030, inédito. Buenos Aires.

Rapela, C. W. y R. J. Pankhurst, 1996. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences,* 87: 193-203.

Segal de Svetliza, S., 1981. Informe calcográfico de muestras del Bajo de La Leona. *Subsecretaría de Minería,* inédito. Buenos Aires.

Sgrosso, P., 1944. Informe sobre la Mina de Cobre La Leona. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

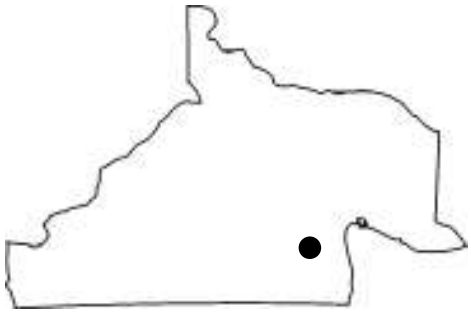
Stipanicic, P. N., 1957. El sistema Triásico en Argentina. *20º Congreso Geológico Internacional, Sección* 2: 73-112. México.

Sureda, R. J., M. A. Galliski, P. Argañaráz y J. Doroca, 1986. Aspectos metalogénicos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Revista Capricornio,* 1 (1): 39-95. Salta.

Valania, J., 1966. Yacimiento cuprífero "La Leona" y su zona de influencia. Provincia de Santa Cruz. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 1052, inédito. Buenos Aires.

Viera, R. L. M. y H. D. Pezzuchi, 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo Metamórfico" de la Patagonia Extrandina, Estancia Dos Hermanos, Provincia de Santa Cruz. Nota breve. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 31 (4): 281-283.

Gómez, M. C. y G. Aliotta, 1999. El yacimiento de wolframio San Martín, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 851-856, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE WOLFRAMIO SAN MARTÍN, RÍO NEGRO

M. Cristina Gómez[1] y Guida Aliotta[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Está ubicado a 25 km al nornoreste de la ciudad de Valcheta, Departamento de Valcheta. Sus coordenadas geográficas son 40° de latitud sur y 66° de longitud oeste.

Leyes, reservas y producción

Los datos de De Ferran (1983) indican la existencia de 600.000 t de mineral con una ley media de 0,7 % de WO_3 para un ancho mínimo de veta de 0,90 metros. Fueron extraídas cerca de 50.000 t de mineral y, considerando una explotación sobre las vetas hasta los 100 m, se podrían estimar los recursos en 500.000 toneladas.

Sistema de explotación

La mina consta de numerosas labores superficiales, explotandose las vetas a través de trincheras y destapes hasta 10-15 metros. Posee dos piques a unos 530 m uno de otro, conectados por una galería a una profundidad de -30 metros. En algunos sectores se desarrollaron los niveles a -60 y -90 m, constatándose que la mineralización continúa en profundidad. Se explotó por el método de tajeo de arriba a abajo (*shrinkage stopping*). En tiempos en que el yacimiento fue explotado, contaba con una planta de concentración por gravedad y dos pequeñas celdas de flotación.

[1] *Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología.*

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La primera información sobre la manifestación de wolframio se debe a Croce (1951). Posteriormente Navarro (1960) bosquejó la geología regional y relevó con mayor detalle el plutón San Martín y los depósitos minerales asociados a este cuerpo.

En 1954 la Compañía Minera Aluminé comenzó a explotar el depósito a cielo abierto y en 1959 desarrolló un plan de exploración subterránea a partir de dos piques conectados por una galería a -30 m y el yacimiento se siguió explotando hasta 1979, a pesar de haber sufrido varios períodos de inactividad. En el año 1981 La Dirección de Minería de Río Negro elaboró un plan de exploración que fue ampliado posteriormente y conjuntamente con el Plan Patagonia-Comahue se inició en el año 1984 un estudio integral del stock.

Brodtkorb y Brodtkorb (1969) estudiaron la paragénesis y asignaron la mineralización a la secuencia hidrotermal subvolcánica, según la clasificación de Ramdohr (1969). Nuñez (1975) hizo una reseña de la mina en la descripción geológica de la hoja 39i, Valcheta. Estableció que el yacimiento es de tipo vetiforme encajado en una alaskita y lo clasificó genéticamente como de tipo hidrotermal-hipotermal.

Vallés (1978) consideró que los depósitos wolframíferos y principalmente, mina Guillermito, tienen un origen hipotermal, con recurrencia de la mineralización bajo condiciones epitermales asociados a la actividad magmática póstuma de la intrusión granítica. Gómez y Aliotta (1993, 1994, 1996) estudiaron la petrología y geoquímica del stock, la alteración hidrotermal, mineralización, inclusiones fluidas del yacimiento y establecieron las bases de un modelo

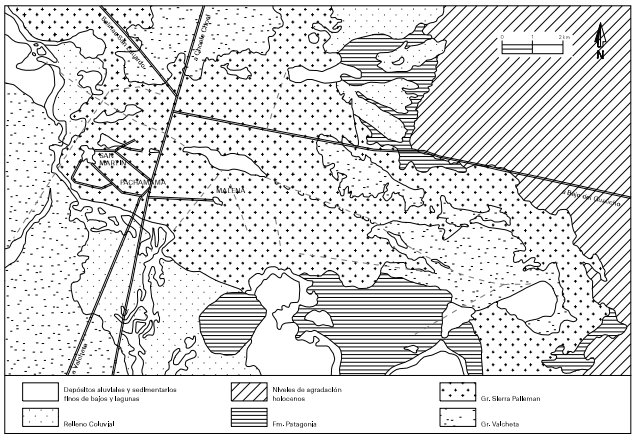


Figura 1. Geología del stock San Martín.

genético. Asignaron una edad permotríasica al cuerpo intrusivo y vincularon la mineralización al ciclo gondwánico.

PROPIETARIOS

Minera Alúmine, fue la primer compañía propietaria, vendió el yacimiento a Geotécnica S.A. y posteriomente la explotación pasó mediante la financiación del Banco de Desarrollo a los hermanos Briant, cerrando definitivamente el yacimiento en 1985.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento cristalino presilúrico denominado Grupo Valcheta (Nuñez, 1975) está compuesto por unidades metamórficas de grado bajo a muy bajo (Formaciones Nahuel Niyeu y Jagüelito) y de grado medio a alto (Complejos Yaminue y Mina Gonzalito). En el sector del yacimiento afloran filitas de grano fino y color verdoso, con esquistosidad marcada y recristalización correspondientes a la Formación Nahuel Niyeu, (Caminos, 1983). El stock granítico ha producido metamorfismo de contacto transformando a las filitas en cornubianitas o en esquistos biotíticos de grano muy fino.

Cerca de la mina, los esquistos y filitas están atravesados por venillas de cuarzo o cuarzo feldespáticas oblicuas a la esquistosidad, evidenciando un aporte magmático. La esquistosidad varía de nor-noroeste a este-oeste. La Formación Nahuel Niyeu es atribuida al Proterozoico superior por Caminos y Chernicoff (1994) a partir de la datación de ésta por el método Rb-Sr (600 ± 25 Ma).

Las rocas plutónicas, integradas por granitos, granodioritas, tonalitas, aplitas y pegmatitas son denominadas Granitos de la Sierra de Paileman y pertenecen al ciclo gondwánico. Estas rocas, conjuntamente con las del stock San Martín, han sido incluidas dentro de las asociaciones plutónicas y plutónico-volcánicas de posible edad carboníferopérmica estudiadas en el área de La Esperanza y en Nahuel Niyeu-Comicó por Llambías y Rapela (1984) y por Caminos (1987) respectivamente. Existe mucha incertidumbre en cuanto a la edad de las plutonitas, ya que si bien hay numerosos datos, éstos provienen de rocas de distintos lugares. Stipanicic y Linares (1969) determinaron una edad de 230 ± 10 Ma para el granito San Martín, Nuñez (1975) y Ramos (1983) encuadran a las plutonitas entre los 270 y 230 millones de años.

La Formación Marifil se apoya en discordancia. Está constituido por una sucesión de sedimentitas, volcanitas y rocas hipabisales mesosilícicas a ácidas. La composición de las volcanitas es monótona, predominando riolitas, dacitas y mantos andesíticos alterados. Las determinaciones radimétricas y contenido fosilífero sugieren una edad que abarcó casi todo el Jurásico (edades entre 200-160 Ma) para el emplazamiento de estas volcanitas. Sin embargo, Rapela y Pankhurst (1993), atribuyen una edad de 178-183 Ma para la mayor parte del evento eruptivo, a partir de dataciones obtenidas por el método de Rb-Sr.

La Formación Patagonia consiste en sedimentitas marinas que se apoyan en la Formación Marifil o sobre las metamorfitas y está cubierta por sedimentitas del Cuaternario. Aflora al norte de la laguna Curicó y a veces puede identificarse en algunos bajos del límite sur.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

El yacimiento está emplazado en el stock granítico San Martín-Lluncurá (Grupo Sierra de Pailemán) y en parte en las metamorfitas de la Formación Nihuel Niyeu (figura 1). El stock tiene forma elipsoidal de 10 km para el eje mayor y 6 km para el menor. La forma oval está limitada por 2 lóbulos entre los que penetra una cuña de esquistos que señala la presencia de una falla de rumbo este-oeste, que divide al cuerpo en dos secciones: norte y sur. El sector sur es el que contiene la mayor parte de las vetas de wolframio; aflora en un 50% de su superficie real, yaciendo el resto bajo los sedimentos arrastrados por el Arroyo Punta de Agua y las Lagunas Navarro y Curacó. El contacto con las metamorfitas sólo es visible en el extremo suroeste, desde mina Horizonte hasta mina San Martín, donde un curso de agua temporario pone al descubierto a los esquistos. Allí, los esquistos tienen rumbo paralelo al borde del stock e inclinación vertical. La misma disposición se observa en la cuña que penetra al cuerpo por el este. En la sección norte del stock es visible la esquistosidad de las filitas paralela al contacto. Esta sección parece más extendida en sentido este-oeste pero su prolongación al este desaparece bajo las sedimentitas de la Formación Patagonia.

La petrografía del stock es sencilla y consiste en un granito de tonalidades rosadas a rojizas, con textura equigranular hipidiomórfica de tamaño medio a porfiroide constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En algunos sectores pasa transicionalmente a una variedad más rica en feldespato potásico. En el sector occidental afloran diques aplíticos de reducido desarrollo y rumbo no-

reste-suroeste, facies porfíricas y una pegmatita. Un sistema de diaclasas de rumbo noreste-suroeste; noroeste-sureste y este-oeste cementadas por venillas monominerales de cuarzo o feldespato otorgan características de *stockwork*.

Estructura

Las vetas que componen el depósito son paralelas y tienen un rumbo general N60° E constante y en el nivel -30 m, las vetas guardan paralelismo. Poseen corridas de 800 m y espesores variables de 0,30 a 3 m, aunque la potencia general se mantiene en 80 centímetros. El buzamiento es prácticamente vertical, con oscilaciones alrededor de ese plano desde los 85° al norte hasta 75° al sur (figura 2).

Las fallas que controlan el emplazamiento de la mineralización son simples y con paredes bien definidas y raramente presentan ramificaciones en los granitos contrariamente a lo que sucede en las filitas donde tienden a desaparecer en ramas.

Las vetas están cortadas por dos sistemas de fallas postminerales directas. El sistema más importante tiene rumbo noroeste-sureste y buzamiento promedio de 70° NE y corta varias veces a la veta cerca de la perpendicular al rumbo. Los rechazos van desde pocos centímetros hasta 10 m en el nivel -30 m y de hasta 40 m en el nivel -60 metros. El segundo sistema de fallas posee rumbo noreste-suroeste y buzamiento promedio de 65° SE. Un sistema de fallas de menor magnitud con rumbo este-oeste y buzamiento vertical corta a las vetas muy al sesgo y produce en el nivel -30 m un rechazo de 5 metros.

En estas fallas se observan brechas compuestas de fragmentos de cuarzo, algo rotados, cementados por un material de color verde claro compuesto por calcita y sericita.

La texturas son principalmente de relleno de fracturas, aunque aparecen, muy subordinadamente, evidencias de reemplazos.

Morfología

La mineralización y la alteración está constituida por venas de cuarzo mineralizadas bandeadas y simétricas, asociadas a bandas de feldespato dando lugar a texturas de tipo cinta.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal se clasificó de acuerdo a la forma de presentación en: penetrativa y asociadas a venas y venillas.

La alteración penetrativa en el granito se presenta al menos en tres estadios de alteración sucesivos: feldespatización potásica, albitización y greisenización. La intensidad de la alteración varía mucho y en algunos lugares las alteraciones se sobreimponen.

El proceso más extendido es la feldespatización potásica que se presenta constituyendo las salbandas de las vetas. Comprende filones de feldespato entre las venas de cuarzo mineralizado, dando lugar a texturas de tipo cinta. El ancho de las bandas feldespáticas oscila desde pocos milímetros hasta 25 cm y hay variaciones en cuanto al número y amplitud de bandas que integran el relleno. Goméz y Aliotta (1996) determinaron mediante análisis de difracción de rayos X, TEM y determinaciones isotópicas de oxígeno, una rápida velocidad de enfriamiento para la alteración feldespática relacionada a venillas y un origen magmático o posmagmático para esta alteración. De las relaciones de corte, la alteración penetrativa y asociada a fracturas tuvieron lugar más o menos contemporaneamente; aunque las relaciones texturales muestran que la feldespatización potásica asociada a venillas se sobreimpone al granito que ya ha sufrido alteración penetrativa.

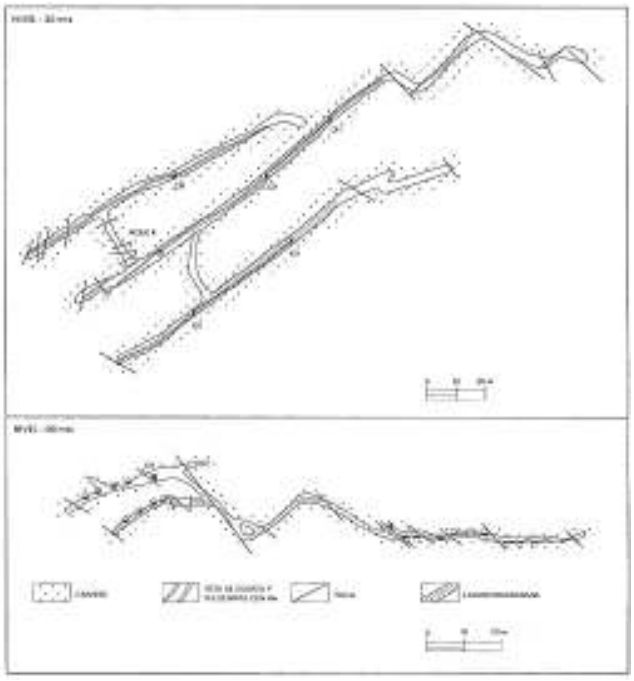


Figura 2. Mapa de distribución de galerías del yacimiento y mineralizaciones a -30 y -60 metros.

Mineralogía

Minerales primarios. Con respecto a la abundancia relativa de los minerales de la veta, el cuarzo predomina y constituye más del 80% del volumen de la veta, seguido por el feldespato en un 15 a 20%; los wolframatos y sulfuros representan aproximadamente entre el 1 y 5% del volumen. En su estadio inicial y más importante, la mineralización de wolframio esta vinculada principalmente a la feldespatización potásica asociada lo largo de venas y venillas.

La wolframita se presenta en cristales tabulares o prismáticos de 5 mm a 10 cm de largo. Se disponen en forma aislada o en agregados radiados tipo “sol”, intercrecidos con cuarzo. Es común el desarrollo de cristales que crecen perpendicularmente a las salbandas de feldespato. Las evidencias texturales indican que ambos minerales han copre-

cipitado. Gómez y Aliotta (1994) determinaron sobre la base de estudios de difractometría de rayos X, determinación de los parámetros reticulares y microsonda una composición netamente hübnerítica para la wolframita de mina San Martín. Esta composición no presenta variaciones espaciales significativas a lo largo de centenares de metros de corrida, ni a los 60 m de profundidad.

La scheelita se presenta en dos variedades, una de fluorescencia azulada y otra de fluorescencia amarillenta. La scheelita de fluorescencia azulada ocurre en agregados de cristales anhedrales reemplazando pseudomórfica y selectivamente a los cristales de hübnerita, llegando a constituir brechas de reemplazo. Se presenta esporádicamente como venillas de relleno siguiendo el clivaje de feldespato de las salbandas o como venillas segmentadas de scheelita azul, calcopirita esfalerita y galena en el cuarzo o feldespato de la veta. La scheelita de fluorescencia amarillenta aparece como cristales euhedrales con dimensiones entre 27 y 300 mm diseminados en el cuarzo o en venillas junto a esfalerita.

La pirita es el sulfuro de hierro más abundante y difundido en el depósito. Se asocia tanto a la depositación de los wolframatos como de los sulfuros restantes. Se presenta en cristales cuya forma predominante es cúbica, con aspecto corroído y asociado a hübnerita. Esta pirita es reemplazada por esfalerita sin exsolución de calcopirita, quedando algunos cristales totalmente incluidos en la misma. En el estadio de deposición de los sulfuros, se presenta como piritoedros de gran tamaño, agrietados y con evidencias de cataclasis, cementados y reemplazados por la calcopirita.

La calcopirita se encuentra en pequeñas concentraciones como finísimas exsoluciones o desmezclas en la esfalerita asociada a hübnerita. Ocurre también en agregados irregulares, que continúan en finas venillas segmentadas con scheelita de fluorescencia azul, atravesando el feldespato de las salbandas o el cuarzo.

En el estadio de deposición de los sulfuros se presenta en forma abundante. Presenta granos agrupados de kesterita y stannoidita (Brodtkorb y Paar, 1993) Aparece cementando y reemplazando a pirita fracturada constituyendo brechas de reemplazo y algo de relleno. A la vez es reemplazada parcial y selectivamente por bornita y covelina.

La arsenopirita se presenta en cristales rómbicos, en escasa proporción e incluida en cuarzo.

La esfalerita se presenta en dos variedades: con y sin exsolución de calcopirita. La esfalerita con exsolución de calcopirita aparece en contacto mutuo con wolframita. Asociada a la esfalerita se ha hallado tetraedrita en escasa proporción. La esfalerita sin exsolución de calcopirita se asocia a la depositación de los sulfuros, reemplazando pseudomórficamente a pirita dejando islotes de esfalerita en la pirita.

La galena es un mineral tardío en la secuencia de depositación. Se encuentra en forma abundante. De hábito masivo, rellena y reemplaza a la mena preexistente. Minerales de bismuto (aikinita y mittichenita) se encontraron asociados a la galena y minerales portadores de Ag (cerulleita y Hessita) se hallan también asociados a esta última pero exclusivamente en sectores cercanos a la superficie (Paar y Brodtkorb, 1996).

La casiterita se encuentra en escasa proporción asociada al granito greisenizado y a la feldespatización.

Los minerales secundarios y de enriquecimiento supergénico son calcosina y covelina, digenita reemplazando a calcopirita y bornita. Escasa calcita relacionada a procesos supergénicos.

Los minerales de ganga son: cuarzo, feldespato potásico, fluorita y calcita.

El cuarzo es el mineral de ganga más abundante y la mayor parte se presenta como relleno de fisuras. Existen al menos dos generaciones: la primera generación presenta textura de relleno, constituyendo las texturas tipo cinta junto a las bandas de feldespato potásico; se asocia a wolframita y sulfuros. La segunda generación presenta también textura de relleno, atraviesa y cementa fracturas en el cuarzo de la primera generación y en el feldespato mineralizado. Es difícil establecer su paragénesis porque el mineral comienza a cristalizar en los primeros estadios y continua cristalizando a lo largo de toda la secuencia deposicional.

El feldespato potásico es el mineral de ganga que sigue en abundancia al cuarzo y constituye además la alteración más importante del yacimiento.

La fluorita aparece en cristales euhedrales o como venillas monominerales atravesando las salbandas de feldespato, pero nunca el cuarzo mineralizado. Es el mineral más abundante de la asociación de minerales que constituyen el greisen.

La calcita aparece poco representada y difundida en el depósito. Se presenta como mineral de alteración y asociada a procesos supergénicos.

Inclusiones fluidas

Goméz y Aliotta (1997) estudiaron las inclusiones fluidas en muestras de cuarzo correspondientes a los distintos estadios de mineralización. Se reconocieron cuatro tipos de inclusiones a temperatura ambiente: inclusiones bifásicas acuosas; inclusiones trifásicas con distintas fracciones molares de CO_2; inclusiones monofásicas o bifásicas ricas en CO_2 e inclusiones monofásicas que no mostraron cambios durante el análisis termométrico.

En el estadio de mineralización de feldespato potásico, cuarzo y hübnerita, las inclusiones con distintas fracciones molares de CO_2 son dominantes. La densidad total de estas inclusiones varió entre 0,80 a 0,88 gr/cm^3 y homogeneizaron a líquido a temperaturas superiores a los 380°C. Las inclusiones acuosas son secundarias.

En el estadio de mineralización de cuarzo, fluorita y hübnerita se presentan todos los tipos de inclusiones. Las inclusiones con distintas fracciones molares de CO_2 muestran la misma distribución que en el primer estadio, aunque la relación CO_2/H_2O es variable y la densidad de estas inclusiones varió entre 0,95 a 0,48 gr./cm^3. La mayoría de las inclusiones homogeneizó a líquido y una minoría lo hizó a

vapor a temperaturas entre 330 y 280 °C. Las inclusiones ricas en CO_2 tienen densidades totales de 0,83 gr./cm^3 y se consideran pseudosecundarias por su distribución y origen. Las inclusiones acuosas son pequeñas y ocurren en planos discontinuos. También son comunes las inclusiones monofásicas de baja densidad y bajo contraste.

En el estadio de mineralización de cuarzo y sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita y galena) sólo se encontraron inclusiones acuosas del primer tipo, con densidades globales entre 0,77 y 0,90 gr/cm^3 y homogeneizaron a líquido a temperaturas entre218 y 225 °C.

MODELO GENÉTICO

La alteración y mineralización están vinculadas en espacio y tiempo al stock. El mismo es de composición granítica con una facies de leucogranito. Las relaciones de campo y texturales indican un emplazamiento epizonal, característico en los granitos asociados a depósitos de wolframio.

El grado de especialización geoquímica y el potencial mineralizador del stock mostró que el mismo quedaría comprendido dentro de los granitos estériles. El mayor grado de especialización que muestra la variedad leucocrática se relaciona al enriquecimiento tardío en K y volátiles (F y H_2O) determinado por los procesos de origen posmagmático/ hidrotermal (Gómez 1997).

El cambio del proceso ortomagmático al transicional esta dado por la separación de la fase acuosa magmática. De acuerdo con London (1986,1987) esta fase acuosa magmática es altamente silicatada y en los depósitos pegmatíticos y greisen el pasaje desde el proceso ortomagmático al transicional es gradacional. Se concluye que la variedad leucocrática del stock, rica en silicato potásico y flúor y el pasaje gradacional hacia el granito biotítico evidenciarían este proceso de transición.

Dentro de los tipos de alteración encontrados en mina San Martín, la feldespatización potásica es la más difundida y se distribuye en forma penetrativa y principalmente a través de venas y venillas. De las relaciones de corte y texturales surge que la feldespatización potásica asociada a venas y venillas se sobreimpone al granito feldespatizado, evidenciando que la alteración potásica se habría originado en el stock, coincidiendo con las determinaciones isotópicas de ^{18}O que indican valores magmáticos tanto para la feldespatización potásica asociada a venas como para la penetrativa.

Gómez y Aliotta (1996) determinaron a partir de la distribución Al-Si y las texturas micropertíticas, que la feldespatización ocurrió a aproximadamente 420°C. Los datos de temperatura de inclusiones fluidas obtenidos en cuarzo asociado al estadio de feldespatización coinciden con estas temperaturas. La feldespatización potásica ocurrió a temperaturas magmáticas tardias o posmagmáticas y los fluidos hidrotemales fueron de origen magmático.

A través del estudio petrográfico y termométrico de inclusiones fluidas se comprobó que los fluidos evolucionaron desde aquellos fluidos ricos en CO_2 y moderadamente salinos en los estadios de mineralización wolframífera hasta los acuosos prácticamente libres de gases no condensables, durante la etapa de depositación de los sulfuros. Esto implica dos cosas: que el CO_2 tiene un rol preponderante en el transporte y depositación de la hübnerita y que durante la formación de las vetas hay importantes variaciones en la presión de fluido; el que está relacionado con el desarrollo estructural de las vetas. El estudio paragenético y las texturas tipo cinta en las vetas indican que las mismas fueron abiertas y cerradas por repetidos episodios de fracturación. Cada ciclo de fracturación e inyección debió involucrar un incremento y luego una rápida disminución de la presión de fluido.

En el yacimiento, las evidencias de la alteración - mineralización y de inclusiones fluidas permitieron evaluar algunas de las condiciones de depositación de la hübnerita.

El estudio de los parámetros reticulares y de la composición de la wolframita, demostró la invariabilidad de los parámetros de celda y la composición hübnerítica de todas las muestras. Por lo tanto se concluyó que la depositación de la misma no estaría controlada por la presión, ni por cambios en la temperatura.

De acuerdo con Horner (1979) la hübnerita es el miembro más soluble de la serie isomorfa y precipita a partir de soluciones neutras o ligeramente alcalinas.

Las condiciones de pH en la depositación de wolframita se puede estimar a partir de la asociación feldespato potásico-hübnerita. Las evidencias texturales indican la coprecipitación de la hübnerita con el feldespato potásico, que constituye las salbandas de las vetas indicando que la hübnerita comenzó a depositarse a partir de soluciones neutras o ligeramente alcalinas.

Por otro lado, los datos de inclusiones fluidas en el cuarzo asociado a wolframita, demuestran que la depositación de la hübnerita fue promovida a partir de un fluido hidrotermal inicialmente rico en CO_2 y de salinidad moderada.

El contenido de CO_2 de los fluidos varió desde 40 moles % en el estadio inicial de depositación hasta un fluido libre de CO_2 en el estadio de depositación de los sulfuros.

Como los fluidos hidrotermales tienen un contenido moderado en cloruros, la variación en la concentración de CO_2 ejerce un efecto sobre el pH de la solución. La pérdida de CO_2 a través de la depositación sucesiva en las vetas daría como resultado un incremento en el pH de las soluciones de hasta una unidad. De acuerdo con los cálculos de Higgins (1985) este aumento en el pH (pH neutro 5,76 a 300° C) favorecería la depositación de hübnerita.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. y Brodtkorb, A. 1969. Reseña mineralógica del yacimiento “San Martín, Valcheta. provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24: 15- 20.

Brodtkorb, M. y Paar, W. 1993.Redefinición de cuatro minerales del yacimiento San Martín, Valcheta, Provincia de Río Negro. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas 5:* 90-91.

Caminos, R. 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h Chipauquil, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional.* Inédito.

Caminos, R., Chernicoff, C. y Varela, R. 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminue, Basamento Preandino Norpatagónico, Rep. Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno,* 2:1301- 1305.

De Ferran, A. 1983. Sugerencia para la selección de proyectos y desarrollo de recursos minerales de la provincia de Neuquén. Argentina. *Informe Inédito.*

Gómez, M. C. y Aliotta, G. 1993.Relación entre el stock San Martín y la composición química de las wolframitas presentes en las vetas. *Asociación Argentina de Geología Económica, Revista* 10: 22-28.

Gómez, M. C. y Aliotta, G. 1994. Características mineralógicas y composicionales de la wolframita de mina San Martín, distrito de Valcheta, provincia de Río Negro. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Actas:* 157-166.

Gómez, M. C. y Aliotta, G. 1996. La alteración feldespática en mina San Martín, provincia de Río Negro. *Actas:* 123-129.

Gómez, M. C. y Aliotta, G. 1997. Hydrothermal fluid evolution in the W San Martin deposit, Argentina. *XIV ECROFI. Abstracts:* 130- 132.

Gómez, M. C.1997. Mineralogía y Génesis del yacimiento de wolframio Mina San Martín, Dpto de Valcheta, provincia de Río Negro. *Tesis Doctoral* :1- 129.

Higgins, N. G. 1985. Wolframite deposition in a Hydrothermal Vein System: The Grey River Tungsten Prospect, Newfoundland, Canada. *Economic Geology* 80: 1297-1327.

Horner, C., 1979. Solubility and hydrolisis of WO4Fe and WO4Mn, in the 25-300°C range and the zonation of wolframite. *Chem. Geol.*, 27: 85-97.

London, D. 1986. Magmatic- hydrothermal transition in the Tanco rare element pegmatite; evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Am. Mineralogist* 71: 376- 396.

London, D. 1987. Internal differentiation of rare- element pegmatites; effects on boron, phosphorous, and fluorine. *Geochem et Cosmochim. Acta*. 51: 403- 420.

Llambías, E. y Rapela, C. 1984. Geología de los complejos eruptivos de la Esperanza, provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39: 220-243.

Navarro, H. 1960. Geología general y económica del Distrito minero de Valcheta, Plan Patagonia-Comahue. Informe Inedito:1- 78.

Núñez, E. 1975. Informe preliminar de la Hoja geológica 39i Valcheta, provincia de Río Negro. *Informe inédito.*

Núñez, E. 1983. *Descripción Geológica de la Hoja 39i Valcheta, provincia de Río Negro.* Servicio Geológico Nacional.

Paar,W. H y Brodtkorb, M. 1996. Presencia de cervelleita y hessita en la galena del yacimiento san Martín, Valcheta, provincia de Río Negro. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenía. INREMI.UNLP* 5:173-175.

Pankthurst, R, Caminos R. y Rapela, C. 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas* 4: 99-104.

Ramdohr, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. 2nd. Edition. *Pergamon Press.*

Rapela, C. y Pankthurst, R. 1993. El volcanismo riolítico del Noreste de la Patagonia: un evento Meso-jurásico de corta duración y de origen profundo. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas*: 179-188.

Stipanicic, P. y Linares, E. 1969. Edades radimétricas determinadas para la república Argentina y su significado geológico. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 47: 51-96. Córdoba.

Valles, J. 1978. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la mina Gonzalito, departamento de San Antonio y Valcheta, Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33: 4: 335-344.

Cardó, R., 1999. Distrito polimetálico Castaño Viejo, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 857-863, Buenos Aires.



DISTRITO POLIMETÁLICO CASTAÑO VIEJO, SAN JUAN

Raúl Cardó[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación y acceso

El distrito minero Castaño Viejo está constituido por un conjunto de vetas polimetálicas localizadas en la margen izquierda del curso superior del río Castaño, departamento de Calingasta, en una zona deprimida topográficamente. La zona se extiende desde la confluencia de los ríos Atutia y San Francisco al norte hasta la quebrada Amarilla y el cerro Venezuela al sur (figura 1). Tiene unos 10 km de largo (dirección nornoroeste) por unos 6 km de ancho y está ubicada a unos 18 km al norte de la localidad de Villa Nueva. Se accede a través de la Ruta Provincial 20, hasta Castaño Nuevo. El antiguo camino está deteriorado por lo que el último tramo puede realizarse sólo en mulares.

El principal cuerpo mineralizado del distrito es la veta La Compañía, que se explotó hasta su agotamiento en las décadas del ‘50 y ‘60. Otra mina importante explotada parcialmente es Cuatro Amigos. El distrito está compuesto además por otro grupo de minas: Flor de Castaño, Cóndor, Nicolás Avellaneda, Animas, Mariano Moreno, Carmen, El Rodado, Ojos de Plomo, Juan Lavalle, minas del grupo San Ignacio y otras manifestaciones de menor importancia.

Leyes y reservas

La mineralización principal es de plomo, plata y cinc, a las que se agregan cobre y oro. En Castaño Viejo predomina plomo y cinc, mientras que las vetas del grupo San Ignacio y circundantes resalta la plata. El cobre y el oro aparecen como accesorios.

Los resultados de las exploraciones realizadas a la fecha no configuran proyectos rentables. Según evaluaciones de la Secretaría de Minería de la Nación las vetas exploradas (Cóndor, Flor de Castaño, Animas, Cuatro Amigos, Juan Lavalle, etc.) suman unas 800.000 t de reservas inferidas e indicadas con leyes de 3 a 9% de Pb, menos de 1 a 7,4 % de Zn, 114 a 507 g/t de Ag, menos de 1 % de Cu y menos de 2 g/t de Au.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración
Sistema de explotación

El grupo de vetas argentíferas denominado San Ignacio y la mina San Nicolás fueron descubiertas en el siglo pasado (1863). Estos cuerpos mineralizados se explotaron por plata, en forma esporádica, hasta su paralización a fines de siglo. La época del desarrollo de la explotación, en alrededor de treinta pertenencias, coincide con el crecimiento de la explotación de minerales metalíferos en otro distrito importante de la provincia de San Juan: la sierra de La Huerta. En las minas San Nicolás y San Ignacio se extrajo el mineral oxidado, al pirquén, por medio de numerosos rajos y pequeños piques y socavones. Las leyes de plata alcanzaban los 6 kg por tonelada.

A fines de 1945 se iniciaron los trabajos de exploración de la veta La Compañía por parte de “Minas de Oro y Plata del Castaño”, mediante labores hasta los niveles -110 y -160 y 25 perforaciones. Posteriormente en las décadas del ‘50 y ‘60, National Lead Company S. A. explotó la veta La Compañía, de la cual se extrajeron alrededor de 700.000 t de mineral compuesto, en concentrados de plomo, cinc y cobre que aportaron en el abastecimiento de la fundición de la empresa

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación San Juan.*

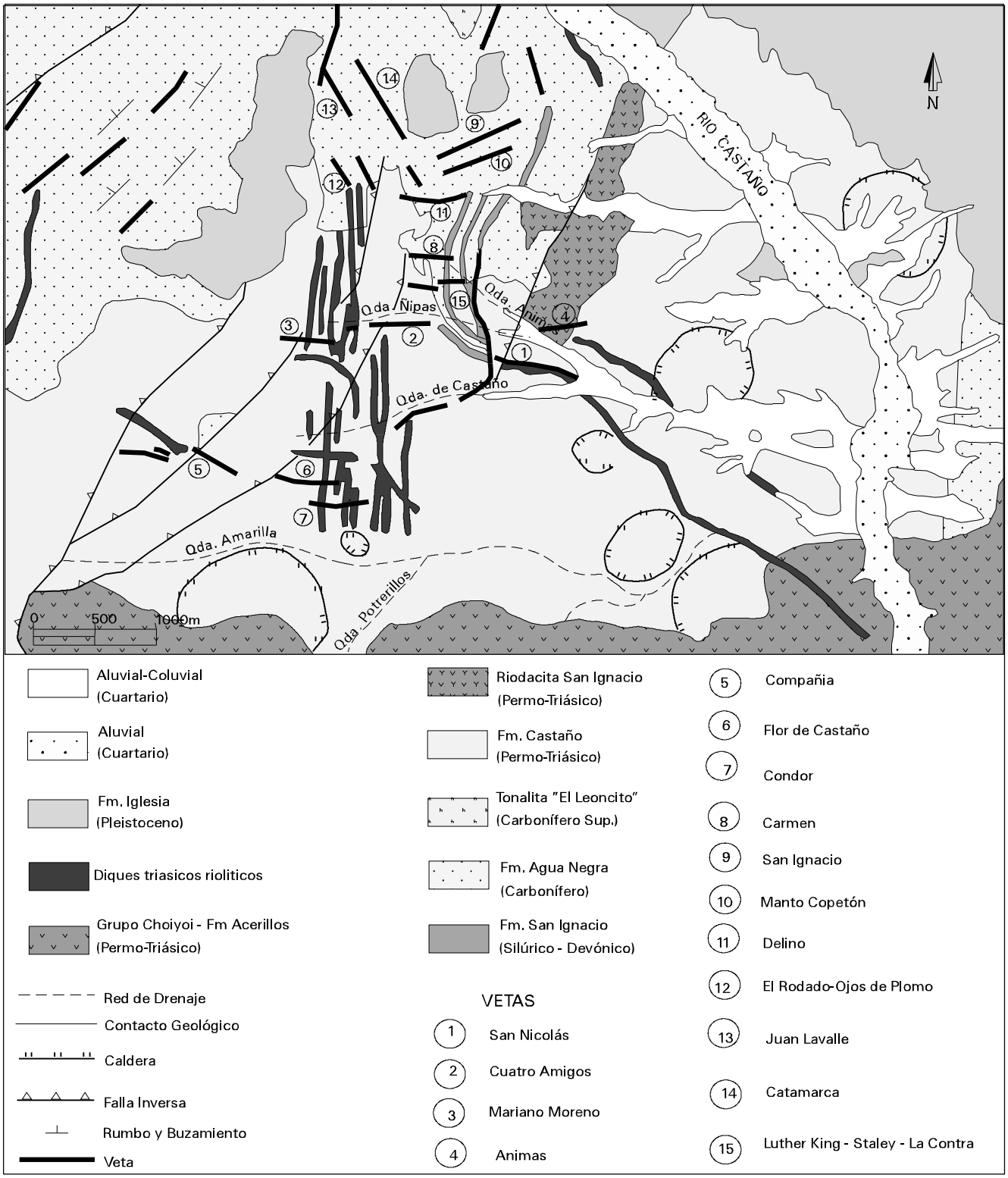


Figura 1. Ubicación y geología del distrito Castaño Viejo.

Puerto Vilelas, provincia de Chaco. Los concentrados se obtenían utilizando una planta de flotación selectiva, con una capacidad de 200 t/día. La explotación se desarrolló en 7 niveles, hasta los 300 m de profundidad. Entre los años 1956 y 1964 se obtuvieron alrededor de 45.000 t con 73-78% de Pb ; 75.000 t con 50-56% de Zn y 8.000 t con 14-21% de Cu. Las leyes promedio de la veta fueron las siguientes: 7,4% de Pb; 7,5% de Zn; 0,15% de Cu y 72 g/t de Ag.

A partir del año 1964 se interrumpió la explotación por agotamiento de la veta La Compañía. La mayor parte de las instalaciones fueron desmanteladas, pero se conservó un campamento base para continuar las tareas de exploración geológica. Estas tareas se intensificaron a partir de 1976 y luego de la sanción de la ley de Promoción Minera, a fines de 1979. Se exploraron, entre otras, las zonas circundantes a la veta La Compañía: extensiones sureste y noroeste de la veta mencionada, mina Animas, Flor de Castaño, Cóndor y Mariano Moreno, incluyendo muestreos geoquímicos de detalles, métodos geofísicos (polarización inducida y electromagnetismo), sondeos de pequeños diámetros y laboreos. En esta época también se extrajo esporádicamente mineral de la mina Mariano Moreno.

Paralelamente tuvo lugar el descubrimiento y la explotación de otra mina importante del distrito: Cuatro Amigos, y una serie de manifestaciones menores circundantes: vetas Carmen, El Rodado, Ojos de Plomo, Juan Lavalle, Nicolás Avellaneda, etc. La empresa Aguilar y Borcosque S.R.L. realizó los primeros trabajos exploratorios en la mina Cuatro Amigos el año 1946. Esta mina contaba con algunos laboreos más antiguos. Los trabajos fueron luego suspendidos y reactivados en 1958. Se desarrolló la explotación en tres niveles, con unos 700 m de labores, con las siguientes leyes: 15,07% de Pb ; 24,34% de Zn y 270 g/t de Ag. Entre los años 1965 y 1970 se procesaron, según Miolano (1973), alrededor de 10.000 t en la planta de Conmina S. A. (principal consumidor) ubicada en Pocito, San Juan. Las reservas de la mina suman 165.147 t entre reservas indicadas e inferidas con leyes de 6,18% de Pb ; 6,09% de Zn y 124,9 g/t de Ag (Pelichotti, 1986).

Las actividades exploratorias en el distrito Castaño Viejo cesaron totalmente en el año 1985, lo cual motivó el desmantelamiento del campamento base. La falta de mantenimiento y la irrupción de importantes crecientes deterioraron el camino que existía hasta el campamento, de modo que a la fecha sólo puede accederse en mulares.

Angelelli (1937, 1984) y Valvano (1948) fueron los primeros autores que analizaron el distrito Castaño Viejo. La empresa National Lead Company S. A. llevó a cabo trabajos exploratorios en los sectores circundantes a la veta principal del distrito en las décadas del ‘70 y ‘80. Gramage (1983) efectuó un estudio de la veta Flor de Castaño y Compañía. La mina Cuatro Amigos fue examinada por varios autores: Millán (1963); Miolano (1973) y Pelichotti (1986). La Secretaría de Minería de la Nación (Pelichotti, 1976 y 1986; Cardó, 1986a, 1986b y 1986c) hizo evaluaciones previas de varias minas de este distrito y exploraciones de zonas alteradas aledañas. En el año 1994 se inició el levantamiento de la hoja geológica 3169-14, Castaño Viejo, a escala 1 :100.000, a cargo de R. Rodríguez Fernández y G. Marín; el capítulo Recursos Minerales, a cargo de Donnari y Cardó (1997), está en preparación.

Minera TEA (1968) y González Amorín *et al*. (1968, 1969) realizaron trabajos regionales con el objeto de detectar anomalías geoquímicas y zonas de interés minero.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito polimetálico Castaño Viejo se localiza en la provincia geológica Cordillera Frontal. Las unidades geológicas del área comprenden rocas sedimentarias paleozoicas, rocas volcaniclásticas permo-triásicas y cuerpos intrusivos y subvolcánicos con edades paleozoicas a triásicas.

Entre las rocas sedimentarias se ha diferenciado la Formación San Ignacio (Rodríguez Fernández *et al.* 1996) de edad silúrico-devónica (Pöthe *et al.*, 1987), constituida por rocas carbonáticas (calizas y calizas margosas) con materiales lutíticos interestratificados, correspondientes a secuencias de somerización en plataformas carbonáticas de aguas poco profundas. La Formación Agua Negra (Polanski, 1970), de edad carbonífera superior (Aparicio, 1969), se apoya en forma discordante sobre la formación infrayacente. La serie está compuesta por un conglomerado de pocos metros de espesor que pasa gradualmente a un conjunto de lutitas, areniscas y microconglomerados que se definen como depósitos de plataforma terrígena somera, y un conjunto superior que incluye hacia el techo calizas de ciclos de llanuras de mareas (Rodríguez Fernández *et al.,* 1996).

Las sedimentitas paleozoicas se hallan en el sector norte del distrito, desde la quebrada de Las Ñipas hacia el norte.

Al norte del distrito, en la margen derecha del río Castaño afloran pequeños cuerpos tonalíticos y granodioríticos, localmente alterados, que forman parte de la denominada Tonalita El Leoncito, del plutón Tocota (Neopaleozoico).

Las rocas volcanosedimentarias de edad permo-triásica pertenecen al denominado Grupo Choiyoi. En la región, entre el río Castaño y las sierras del mismo nombre, se extienden los principales afloramientos de la parte basal de este grupo, individualizada por Rodríguez Fernández *et al*. (1996) como Formación Castaño. Esta unidad está integrada por conglomerados, aglomerados, tobas y rocas volcánicas de naturaleza andesítica. En la parte alta del grupo se ha diferenciado la Formación Acerillos (Rodríguez Fernández *et al.,* 1996); contiene calizas intercaladas entre volcanitas, coladas riolíticas y riodacíticas, ignimbritas, aglomerados y tobas de naturaleza riolítica.

En la región de Castaño aflora un grupo de diques paralelos de rumbo norte-sur, de composición riolítica y riodacítica, y otros de rumbo noroeste-sureste alterados, de edad triásica, de acuerdo a dataciones realizadas en la Universidad Complutense de Madrid durante el levantamiento de la hoja 3169-14 Castaño Viejo.

En las quebradas Ánimas y de San Ignacio se encuentra un cuerpo subvolcánico de composición riodacítica a adamelítica, alterado, relacionado con el grupo de minas San Ignacio y Animas, portadoras de plata, cuya edad no está determinada.

En la región se reconocen estructuras que corresponden a los ciclos Gondwánico y Andico (Ramos, 1988). Las deformaciones más comunes de las unidades sedimentarias paleozoicas son estructuras imbricadas, duplexes y superfi-

cies de corrimientos con pliegues asociados, correspondientes a acotamientos producidos durante la fase Sanrafaélica, de edad pérmica inferior (Ramos, 1988). Durante la etapa extensional que separan los ciclos orogénicos mencionados, se produce el depósito de los materiales volcanosedimentarios de edad permo-triásica, controlados por fracturas normales de trazado rectilíneo, de dirección norte-sur y noroeste-sureste.

En la etapa compresiva de ciclo Andico se desarrollan fallas inversas que reactivan la mayor parte de las fallas normales anteriores y cabalgamientos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología, estructura y morfología

El distrito Castaño Viejo está constituido por un conjunto de vetas (unas treinta vetas) distribuidas en una superficie de 10 km de largo por unos 6 km de ancho. Es un distrito polimetálico en el que se pueden definir tres zonas: 1) quebrada de Castaño, al sur, con mineralización de plomo y cinc predominante; 2) quebrada de San Ignacio, al norte, con mineralización de plata y 3) una intermedia en donde se agregan concentraciones de cobre y oro.

Los cuerpos vetiformes del distrito Castaño Viejo se alojan principalmente en Grupo Choiyoi y en menor proporción en sedimentitas paleozoicas. La roca volcánica de caja, de naturaleza andesítica, está profusamente alterada, piritizada y silicificada en algunos sectores. Es importante la presencia de un conjunto de diques ácidos paralelos de rumbo norte sur, de edad triásica (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996) y cuerpos intrusivos riodacíticos. Estos cuerpos intrusivos y algunos diques tienen alteración hidrotermal. En particular se destaca un dique de orientación noroeste-sureste relacionado con el emplazamiento de las vetas de la mina San Nicolás.

En la parte norte del distrito, minas y manifestaciones comprendidas en el grupo San Ignacio, la roca de caja es la sedimentita paleozoica. intensamente deformada por la tectónica del Paleozoico superior. Como consecuencia de esto existen cuerpos metalíferos de menores dimensiones y una mayor dispersión de la mineralización.

Los cuerpos vetiformes de la mina Animas y algunas vetas del grupo San Ignacio están relacionados con un cuerpo intrusivo subvolcánico alterado cuya edad no se ha determinado, pero que lo vincula tentativamente con las estructuras volcánicas (calderas, domos y conos) asociadas al magmatismo permo-triásico (Grupo Choiyoi).

En la parte sur del distrito, donde la roca de caja es la serie volcánica, los cuerpos vetiformes tienen rumbo predominante este-oeste, con buzamiento en alto ángulo hacia el norte hasta vertical. En la parte norte los rumbos de las vetas son más variables, controlados por las sedimentitas paleozoicas y la importante deformación de las mismas.

La extensión de las vetas varía desde hectómetros hasta poco más de 500 metros. Los espesores en general son inferiores al metro, pero en ocasiones conforman engrosamientos de hasta 8 m (veta La Compañía). Los cuerpos mineralizados conforman vetas paralelas, ramificadas, múltiples y clavos mineralizados.

Alteración hidrotermal

La alteración de la roca de caja consiste en silicificación asociada a piritización y sericitización en las zonas próximas a las vetas mientras que en las más alejadas se observa propilitización.

Al sur del distrito Castaño Viejo se localiza el distrito aurífero Castaño Nuevo. Se trata de cuatro vetas epitermales paralelas de cuarzo aurífero que fueron explotadas en la década del ‘40. Asociadas a estas vetas hay pequeñas zonas de alteración donde coexisten características de alta y baja sulfuración.

Regionalmente se observa una faja de alteración de orientación noroeste al este de las vetas que conforman el distrito, desde el cerro Venezuela al sur hasta la zona de alteración El Retamal al norte. Esta faja contiene afloramientos de cuerpos intrusivos : granodioritas, dacitas, riodacitas y roca de caja alterada (volcanitas y sedimentitas). Muestreos geoquímicos realizados por la Secretaría de Minería de la Nación revelaron anomalías de Cu y Mo (Rojo y Cardó, 1984).

En zonas circundantes al distrito Castaño Viejo, al oeste, sur y norte, existen zonas de alteración hidrotermal coincidentes con anomalías geoquímicas de Cu, Mo, Pb y Zn. Entre estas zonas se destacan Guanaqueros, al norte, Vizcachas y Avestruces al oeste y Manrique al sur. (González Amorín *et al.*, 1968, 1969).

Mineralogía

La mineralización (Angelelli, 1984; Valvano, 1984) blenda, galena, pirita y calcopirita; en inferior proporción existe calcosina “gris rosada”, covelina y tetraedrita en ganga de carbonato y cuarzo. En la mina San Nicolás se halla esencialmente siderita como ganga. La blenda, mineral predominante en la veta La Compañía, tiene color pardo. La galena es argentífera, en general de grano grueso. La calcopirita está en la blenda, en el contacto de blenda y galena y escasamente en forma aislada. A este mineral lo reemplaza calcosina gris rosada y está intercrecido con calcosina azul y covelina. La pirita y el cuarzo se depositaron durante todo el período de mineralización pero son más abundantes hacia el final de dicho período. La mena contiene oro entre 1 y 11 g/t y arsénico en proporciones inferiores a 0,1%. La pirita es aurífera. Se observa la siguiente secuencia de mineralización: cuarzo-pirita-blenda-galena-calcopirita-calcosina gris rosada-calcita.

Las zonas de oxidación presentan escaso desarrollo. Los minerales de esta zona son: anglesita, cerusita, goslarita, malaquita, azurita, calcantita, limonitas y yeso.

Las texturas son bandeadas, simétricas y asimétricas, con drusas y también brechosa muy ocasionalmente. Entre las venas y guías mineralizadas hay roca de caja alterada.

La mineralización rellena espacios abiertos y reemplaza la roca de caja alterada; en este último caso se observan "ojos de sulfuros", y también aparece en venas, venillas y guías.

MODELO GENÉTICO

El yacimiento ha sido considerado por diversos autores (Angelelli, 1937 y 1984; Valvano, 1948) como de tipo mesotermal. Miolano (1973), sostiene que la mineralización de la mina Cuatro Amigos es epitermal por la presencia de calcedonia y baritina.

DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS

Mina La Compañía

La veta La Compañía está ubicada a menos de 1 km al sur del antiguo campamento del distrito Castaño Viejo. Este campamento, actualmente desmantelado, está a unos 9 km al oeste del río Castaño Viejo y unos 18 km al noroeste de la localidad de Villa Nueva. Las coordenadas de la mina son las siguientes: S 30° 56' 30" y O 69° 38' 20".

El cuerpo mineralizado La Compañía es más importante conocido del distrito. Se explotó hasta su agotamiento, a 300 m de profundidad. Se extrajeron alrededor de 700.000 t de material con leyes de 7,4 % de Pb; 7,5% de Zn ; 0,15% de Cu y 72 g/t de Ag.

Según Valvano (1948), constitye un relleno de fisuras múltiples, con rumbo N70° a 85°O y buzamiento de 60° a 85° al norte. con potencias de 2 a 10 metros. Las fisuras múltiples están integradas por venas de 20 cm hasta más de un metro de potencia con relleno masivo de blenda, galena, pirita, calcopirita y cuarzo y textura hipidiomorfa de grano grueso ; guías de 1 a 25 cm de cuarzo con textura en peine, blenda y galena, con textura bandeada, drusas y acompañadas de jaboncillo; y venillas de 2 mm de espesor, de pirita, pirita-cuarzo y galena, con estructura en peine. La extensión de estas venillas es de 10 a 15 centímetros. La roca de caja entre venas y guías forma la zona con ojos de sulfuros. El cuerpo mineralizado tiene unos 350 m de longitud, de los cuales se pueden diferenciar unos 300 m (de 2 m de espesor promedio) con mineralización "densa" y un *ore shoot* de 50 m de largo y 6 m de espesor promedio con mineralización en guías y venillas. A ambos extremos la estructura se ramifica en lo que constituyen las extensiones noroeste y noreste de la veta La Compañía. La mineralización de este cuerpo es la referida para todo el distrito, predominando particularmente la blenda. Las rocas de caja son tobas, brechas volcánicas y volcanitas sericitizadas y silicificadas en forma amplia. Una serie de fracturas paralelas norte-sur desplazan a la estructura principal. Las zonas de oxidación y lixiviación prácticamente no tienen desarrollo.

Mina Cuatro Amigos

La mina Cuatro Amigos se sitúa a unos 3 km al norte del campamento de Castaño Viejo, en la quebrada de Las Ñipas. Las coordenadas son las siguientes: S 30°55'30" y O69°37'30".

En cuanto a los cuerpos mineralizados, se trata de tres vetas de 430, 250 y 100 m con 0,39; 0,23 y 0,85 m de espesores promedio respectivamente. En general tienen espesores variables. Presentan engrosamientos de hasta más de 1 metro. El rumbo de las vetas es este-oeste a oestenoroeste-estesureste, con buzamientos de 75° al norte a vertical.

Las vetas están emplazadas en rocas sedimentarias del Paleozoico, deformadas en pliegues y abanicos imbricados y en las volcanitas del grupo Choiyoi. La mineralización consiste en galena, blenda, pirita, calcopirita, tetraedrita, cuarzo y calcita. Miolano (1973) mencionó además la presencia de calcedonia y baritina.

Se extrajeron alrededor de 10.000 t de mineral con leyes 14 a 15,8 % de Pb; 17,9 a 19,3 % de Zn y 308 a 341 g/t de Ag. La explotación se desarrolló en tres niveles (232 m de galerías) a los que se accede a través de un pique principal.

Las reservas indicadas e inferidas totalizan 165.147 t de mineral con leyes de 6,18 % de Pb; 6,09 % de Zn y 124,96 g/t (Pelichotti, 1986).

Mina Flor de Castaño

La veta que constituye la mina Flor de Castaño es la continuación hacia el este de la veta La Compañía. Tiene rumbo 110-150°, buzamiento 80° al norte, una longitud de 300 m y espesores de 0,4 a 0,7 metros. La mineralización primaria es esencialmente la misma que la referida para el distrito; se extiende desde el nivel 2 hacia abajo, con textura bandeada asimétrica. La roca de caja son las volcanitas del Grupo Choiyoi, que está silicificada, piritizada y sericitizada.

Las reservas de esta mina suman 88.000 t con leyes de 3 a 9% de Pb; 3,7 a 4,3% de Zn y 100 g/t de Ag (Cardó, 1986a).

Mina Cóndor

La mina Cóndor consiste en una veta ubicada al sur de la veta Flor de Castaño, al norte de la quebrada Amarilla. Son sus coordenadas: S30°57'00" y O69°38'20". Se exploró mediante laboreos que comprenden un cortaveta de 75 m y labores sobreveta de unos 40 m además de rajos y destapes. El rumbo varía de N70°O a N40°O y el buzamiento de 70° a 80° al norte y los espesores promedio de 0,36 a 0,85 m mientras que las leyes son las siguientes: 6,74 % de Pb; 5,84 % y 114,81 g/t de Ag.

La mineralización está compuesta por galena, blenda, cerusita, pirita, cuarzo, calcopirita y calcita, con textura bandeada asimétrica y brechosa. Las reservas de esta mina alcanzan 100.000 t indicadas y 150.000 t geológicas con las leyes referidas anteriormente (Cardó, 1986b).

Mina Animas

La mina Animas está ubicada en la margen izquierda de la quebrada homónima, a unos 7 km al oeste del río Cas-

taño y a unos 23 km de Villa Nueva. Las coordenadas son: S30°56'25" y O69°35'00". Comprende una veta de 220 m de largo y 0,5 m de potencia promedio. Tiene rumbo 120-110° y buzamiento 80° al norte a vertical. Las labores consisten en un cortaveta y labores sobrevetas, aterradas. Componen la roca de caja andesitas del Grupo Choiyoi y el intrusivo riodacítico de San Ignacio, ambas alteradas a sílice, sericita y arcillas. Las leyes promedio son las siguientes: 507 g/t de Ag. 1,24 g/t de Au y 9,4% de Pb. La mineralización es esencialmente galena, blenda, pirita, cuarzo y calcita. La empresa National Lead Company S. A. realizó sondeos de pequeños diámetros en esta mina. Las reservas (Cardó, 1986) son de 42.500 t, con las leyes promedio referidas.

Mina Nicolás Avellaneda

Ubicada al suroeste de la veta La Compañía, con coordenadas S30°56'10" y O69°40'35". Se trata de dos vetas de rumbo este-oeste a N65°E y buzamiento de 78° al norte, con una corrida de 180 m y potencia de 0,15 a 6 metros. La mineralización consiste en galena, blenda, pirita, calcopirita, cuarzo, calcita, anglesita, covelina, goethita, limonitas. Las leyes promedio (Pelichotti, 1976) son de 6,4% de Pb. 2% de Zn y 200 g/t de Ag. La roca de caja de estas vetas corresponde a la Formación Castaño del Grupo Choiyoi, integrada por andesitas y tobas.

Mina Mariano Moreno

La mina Mariano Moreno se halla al norte del viejo campamento y al sur de la veta Cuatro Amigos. Son sus coordenadas geográficas: S30°56'10" y O69°38'05". La empresa National Lead Company S. A. extrajo mineral de esta mina en la década del '80. El cuerpo mineralizado es vetiforme, con rumbo aproximado este-oeste y buzamiento en alto ángulo hacia el norte y se emplaza en una andesita alterada.

Mina Carmen

La mina Carmen está localizada en la margen izquierda de la quebrada Animas. Las coordenadas de esta mina son las siguientes: S30°54'55" y O69°37'25". Se trata de pequeñas labores sobreveta, que descubren una veta de rumbo este-oeste con mineralización constituida por galena, anglesita, pirita, calcopirita, calcosina, pirita, cuarzo y calcita. Las leyes de una muestra dan los siguientes valores: 2,5% de Pb; 2% de Zn; 0,8 % de Cu; 1,5 g/t de u y 290 g/t de Ag. Las rocas de caja son calizas, margas y volcanitas.

Mina San Nicolás

La mina San Nicolás es un grupo de vetas de rumbo este-oeste ubicadas en la confluencia de las quebradas Castaño y Animas, explotadas en el siglo pasado por plata. Los cuerpos vetiformes están emplazadas en los contactos de la volcanita alterada y rocas piroclásticas de la Formación Castaño y un dique riolítico alterado de edad triásica. Tiene la particularidad que entre los minerales de ganga predomina la siderita.

Mina San Ignacio

Está integrado por un grupo de vetas alojadas en las sedimentitas paleozoicas con una fuerte deformación. Los cuerpos vetiformes son de menores dimensiones que las referidas para las minas anteriores: de 30 a 50 m y están más dispersos y con rumbos variables. Las vetas principales son: San Ignacio, Manto Copetón, Delirio y Catamarca. Se caracterizan por sus altas leyes de plata. Los registros históricos alcanzan valores de 2 a 6 kg/t de Ag. En el siglo pasado se explotó el mineral de la zona oxidada de estas vetas. A la fecha las labores están inaccesibles. Periféricamente al grupo de vetas mencionado se distribuye una serie de manifestaciones vetiformes conocidas por los nombres de Ojos de Plomo, El Rodado, Juan Lavalle, Staley, La Contra, etc., con mineralización de hasta 760 g/t de Ag, menos de 1 % de Cu, 0,8 a 1,8 g/t de Au, y registros variables de Pb y Zn (entre 1 y 30%).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1937. Las minas de plomo de Castaño Viejo (Departamento Calingasta) y la región cuprífera de Leoncito (Departamento Iglesia) provincia de San Juan. *Dirección de Geología y Minería.* Informe 897. Inédito. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. Instituto de Geología Aplicada,* 2: 528-530. La Plata.

Aparicio, E. P. 1969. Contribución al conocimiento de la edad de los sedimentos del arroyo de Agua Negra. Departamento de Iglesia, San Juan. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 21 (3): 190-193. Buenos Aires.

Cardó, R., 1986a. Proyecto Mina Flor de Castaño. Evaluación Previa. Distrito Minero Castaño Viejo. Calingasta San Juan. *Centro de Exploración Minera San Juan.* Informe Inédito, 132. San Juan.

Cardó, R., 1986b. Proyecto Mina Cóndor. Evaluación Previa. Distrito Minero Castaño Viejo. Calingasta San Juan. *Centro de Exploración Minera San Juan.* Informe Inédito, 127. San Juan

Cardó, R., 1986c. Proyecto Mina Animas. Evaluación Previa. Distrito Minero Castaño Viejo. Calingasta San Juan. *Centro de Exploración Minera San Juan.* Informe Inédito, 131. San Juan

Donnari, E. y R. Cardó, 1997. Capítulo de Recursos Minerales de la hoja geológica 3169-14, Castaño Viejo. *Subsecretaría de Minería. SEGEMAR.* En preparación.

González Amorín, R., H. H. Cécere, J. R. Daroca y E. E. Pérez, 1968,1969. Informe sobre la prospección geoquímica y minera de las secciones Centro-sur y Este. Provincia de San Juan. Plan Cordillerano Centro. *Dirección General de Fabricaciones Militares y dirección de Minería de San Juan.* San Juan.

Gramage, R., 1983. Estudio geológico-minero de las vetas Compañía y Flor de Castaño. Distrito minero Castaño viejo, provincia de San Juan. *Universidad Nacional de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura.* Inédito. San Juan.

Minera TEA. 1968. Geología de Alta Cordillera de San Juan, su prospección y áreas con posibilidades mineras. *Departamento de Minería de San Juan. Inédito.* Informe interno, 28.

Millán, J. R., 1963. Mina "Cuatro Amigos", departamento de Calingasta, San Juan. *Informe privado.*

Miolano, A., 1973. Relevamiento Topográfico y Geológico de la mina "Cuatro Amigos". *Departamento de Minería de San Juan.* Inédito. San Juan. 10 p.

Pelichotti, R. O., 1976. Mina Nicolás Avellaneda. Estudio y Proyecto de Exploración. Departamento de Calingasta. Provincia de San Juan. Informe 164. Inédito San Juan.

Pelichotti, R. O., 1986. Mina Cuatro Amigos. Evaluación previa. *Centro de Exploración Minera San Juan.* Informe 137. Inédito. San Juan.

Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico en la Argentina. Ed. *Eudeba,* 2° De. 1978, 216 pp., Buenos Aires.

Pöthe, E. D., R. Cardó y R. O. Pelichotti, 1987. Silúrico-Devónico en Castaño Viejo, cordillera Frontal, provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (3-4): 469-471. Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1988. The Tectonic of the Central Andes: 30 ° to 33° S latitude. En : Processes in continental Litospheric deformation, S. Clark and D. Burchfiel (Eds.). *Geological Society of America, Special Paper,* 218: 31-54.

Rodríguez Fernández, L. R., N. Heredia, G. Marín, C. Quesada, A. Robador, D. Ragona y R. Cardó, 1996. Tectonoestratigrafía y Estructura de los Andes Argentinos entre los 30° 30' y 31° de latitud S. *13º Congreso Geológico Argentino* y *3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 2: 111-124. Buenos Aires.

Rojo, C. A. y R. Cardó, 1984. Estudio geoquímico de semidetalle de las rocas del curso superior del río Castaño. Calingasta, San Juan. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 522-537.

Valvano, J., 1948. Geología y Depósitos Minerales de Castaño Viejo, departamento de Calingasta, provincia de San Juan. *Dirección de Geología y Minería.* Inédito. Buenos Aires.

Cardó, R. y B. C. de Machuca, 1999. Mineralizaciones metalíferas en la Sierra de la Huerta, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 865-875, Buenos Aires.



MINERALIZACIONES METALÍFERAS EN LA SIERRA DE LA HUERTA, SAN JUAN

Raúl Cardo[1] y Brígida Castro de Machuca[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

En la sierra de La Huerta, existen numerosas manifestaciones metalíferas. En el flanco oriental se destacan el distrito polimetálico del Cerro Blanco y muchas ocurrencias dispersas de plomo, plata, cinc, oro y cobre. En el flanco occidental está el distrito aurífero El Morado y, en el extremo sudoccidental de la sierra, algunas manifestaciones vetiformes menores (figuras 1 y 2).

Se destacan además pequeñas zonas de alteración como las del cerro El Temblor, en la cabecera de la quebrada Rosarito, y El Arriero, en la quebrada homónima, situada en las nacientes de la quebrada Santo Domingo.

La sierra de La Huerta está localizada al este de la provincia de San Juan, en los departamentos de Caucete y Valle Fértil. Los yacimientos están ubicados entre los 31° y 31°30' de latitud sur y 67°10' y 67°30' de longitud oeste. Las minas se encuentran a cotas que varían entre poco menos de 700 m s.n.m. a poco más de 1.000 m sobre el nivel del mar.

La localidad más próxima a los depósitos del extremo sur de la sierra es Marayes, un pequeño asentamiento humano a 138 km al este de la ciudad capital de San Juan. A los yacimientos del faldeo oriental se accede por la ruta provincial N° 510 que conduce a Valle Fértil, totalmente asfaltada, y desde allí por diversas huellas se llega a las distintas quebradas. Al distrito El Morado se accede por la huella que conduce a la localidad de Las Chacras y desde ésta, hacia el norte, por una huella en mal estado. A las zonas de alteración sólo es posible llegar en mulares.

La región presenta condiciones climáticas óptimas y fácil acceso, lo que permite la actividad minera durante todo el año. Sin embargo, un problema esencial para la explotación de los depósitos metalíferos es la falta de agua. Las vertientes más cercanas están a 5 km de la localidad de Marayes, en el faldeo occidental de la sierra, pero el agua no es apta para el consumo humano. Otra vertiente está a 6 km, en el paraje Papagayos, donde se encuentra la vieja planta de cianuración. Las restantes alternativas se encuentran a más de 20 km de Marayes.

Leyes y reservas

La ley promedio de oro de las minas del distrito Cerro Blanco es de 20 gramos por tonelada. La mina Blanca tiene valores de oro que varían entre 5 y 10 g/t, pero contiene además Zn (19% ley promedio) y Ag (123 gramos por tonelada). Las minas de plata Yanzi, Sirio y Pupée tienen registros de hasta 600-900 g/t de dicho metal. En el distrito El Morado la ley de oro promedio es de 20 g/t que desciende a 6,2 g/t de oro promedio en la mina Martha.

Las reservas del distrito Cerro Blanco conocidas a la fecha se distribuyen de la siguiente manera: en las minas Caledonia y Albión se ha explotado el mineral oxidado; las reservas se restringen a la mineralización diseminada en las brechas ígneas contiguas a las vetas, habiéndose calculado 1.200.000 t geológicas con 2,23 g/t de Au.

En la mina Yanzi hay 12.240 t probables y 30.000 t de reservas hipotéticas, con leyes de más de 700 g/t de Ag,

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación San Juan.*

[2] *CONICET – Universidad Nacional de San Juan..*

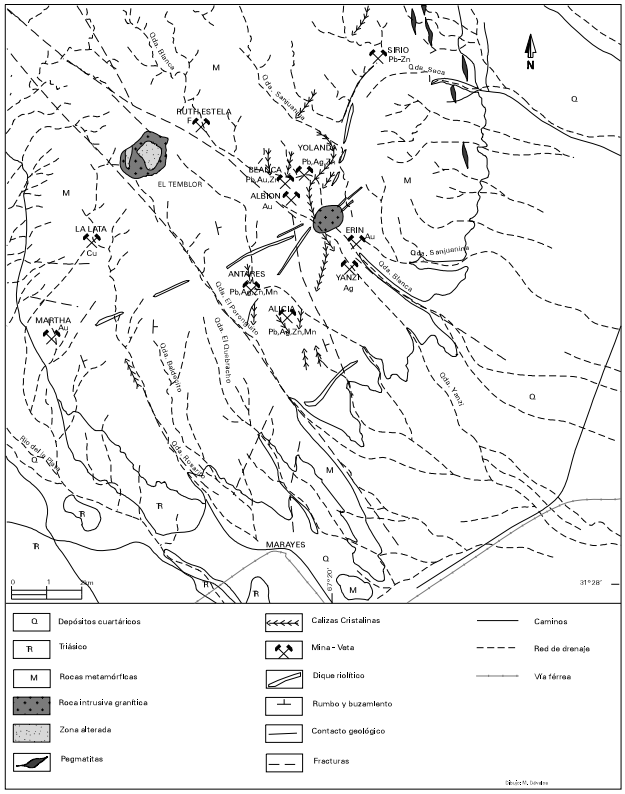


Figura 1. Geología general.

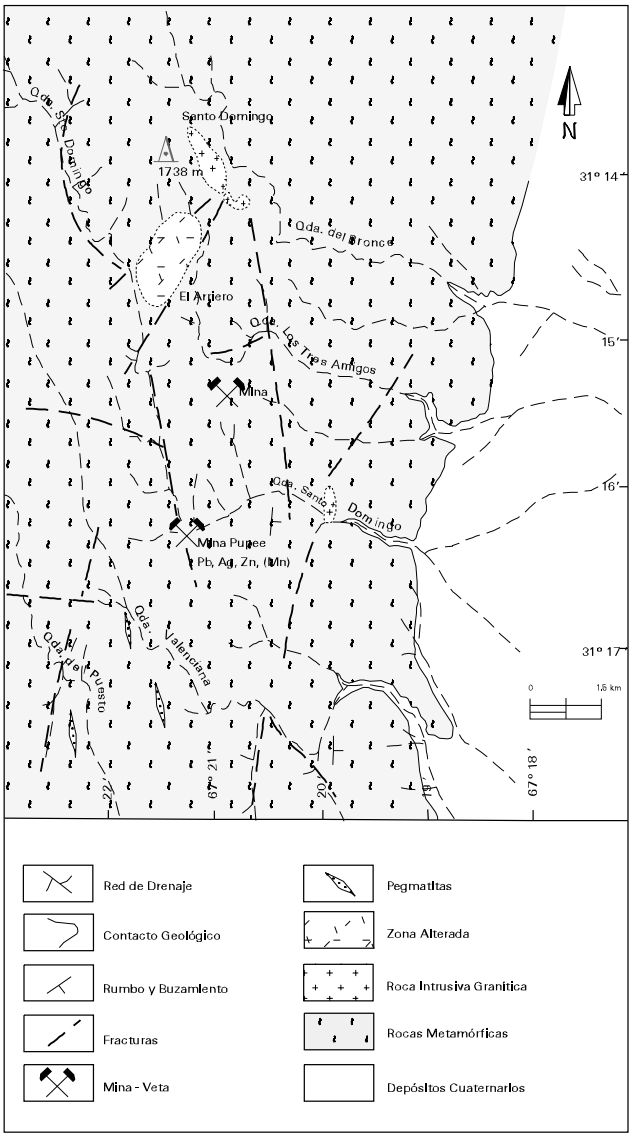


Figura 2. Geología del distrito.

20% de Pb y 6 a 10% de Zn. En la mina Blanca se contabilizan 79.300 t de mineral probable con leyes de 9 ppm de Au, 123 ppm de Ag y 19% de Zn.

En el distrito El Morado las reservas probables suman 20.000 t en el sector norte y 50.000 t en el sector sur. Las reservas geológicas son de 130.000 t con una ley promedio de 20 g/t de Au. Las minas Martha I y Martha II tienen 40.000 t de reservas geológicas, con 6,2 g/t de Au promedio.

ANTECEDENTES

Uno de los primeros trabajos sobre la minería de la sierra de la Huerta es el de Wässman (1929), quien publicó un informe sobre el tratamiento metalúrgico del mineral de manganeso de la quebrada San Pedro. En el mismo año, Lannefors efectúo el relevamiento expeditivo de un yacimiento de hierro-manganeso de la citada quebrada, y de un depósito de plomo-cinc (mina Argentina) de la quebrada Yanzi.

En el año 1954, Ruiz Bates y Monchablón realizaron un estudio minero-económico de los yacimientos de plomo del extremo sur de la sierra, para el Departamento de Minería de la provincia de San Juan. Los principales depósitos del área y su mineralización metalífera asociada fueron descriptos por Stoll (1958) en un detallado trabajo sobre "Las minas y la minería en la sierra de La Huerta".

Perucca (1964), en su informe sobre los yacimientos de manganeso de la provincia de San Juan, describió las minas Alicia y Antares I y II, ubicadas en la quebrada San Pedro.

En 1967, Minera TEA efectuó un relevamiento aerofotogramétrico y una prospección regional de las Sierras Pampeanas de San Juan, en el que se citan los depósitos más importantes del distrito.

A partir de 1976 la Secretaría de Minería de la Nación realizó diversos trabajos de exploración en el área, cuyo resultado fueron los informes inéditos de Lavandaio (1973), Días (1974 a y b), Faroux (1975, 1977), Faroux *et al.* (1978), Rojo (1978, 1979), Rojo y Cardó (1986) y Cardó (1981, 1988).

El Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Juan concretó en la zona varios trabajos finales de Licenciatura, entre ellos los de Bastías (1977), Castro (1977), Puertas (1977), Sarmiento (1986), Riveros (1986) y Espinosa (1990).

Castro de Machuca y Sarmiento (1987) y Castro de Machuca (1988) reseñaron las características de los yacimientos de plomo-cinc-plata presentes en el extremo sur de la sierra.

En 1995 Cardó y Pérez efectuaron y publicaron una síntesis de los recursos metalíferos de la sierra.

HISTORIA DEL DISTRITO

Las primeras actividades registradas en el distrito minero Marayes tuvieron lugar en el siglo pasado, basadas en la explotación de metales de base (plomo) y minerales preciosos (oro y plata).

En el período comprendido entre 1860 y 1880 diversas compañías inglesas explotaron las minas de la sierra de La Huerta, entre éstas las de plata de la quebrada Santo Domingo.

Las minas de El Morado fueron descubiertas en 1860 (Stoll, 1958), pero los primeros trabajos de explotación a pequeña escala datan de 1896.

En 1863 se descubrió la mina de carbón Rickard en la cuenca triásica de Marayes-El Carrizal, ubicada en el flanco sudoccidental de la sierra , que fue explotada hasta 1949.

La mina Argentina (o Cristal Blenda) en la quebrada Yanzi, registró trabajos ininterrumpidos en la década del '20, hasta el año 1926.

La mina de oro Erín, en la quebrada Blanca, se trabajó con anterioridad a 1943. Se construyó un campamento y una planta de procesamiento en la citada quebrada, próximos a los laboreos vetiformes.

A partir de 1943 la empresa Piccardo y Cía. (Compañía Minera Los Marayes) explotó las minas Yanzi (o Bella Blenda), Caledonia, Azufre y Albión, estas últimas por oro y cinc. En el lapso comprendido entre 1948 y 1949, la misma empresa trabajó las vetas del distrito El Morado (minas Sánchez y Carmen). El mineral extraído de los depósitos mencionados se trató en la planta de cianuración de Papagayos, distante 6 km de Marayes, con capacidad para procesar 50 t/día de oro. Las leyes del mineral aurífero procedente de la zona oxidada alcanzaban los 80 g/t. La empresa también disponía de celdas de flotación para concentrar la esfalerita. Las actividades cesaron en 1959 debido principalmente a problemas de mala administración y técnicas inadecuadas de exploración y explotación.

En 1956 comenzó la explotación de la mina de fluorita Ruth Stella, ubicada en la quebrada Blanca.

En 1963 el gremio de los mineros AOMA se hizo cargo de la explotación de la mina Yanzi. La explotación continuó en forma esporádica hasta 1978 cuando las labores fueron anegadas por agua subterránea.

La mina Sirio fue explorada en 1980 por la empresa Welkes S. A. mediante los beneficios de la ley de promoción minera.

La Compañía Minera Aguilar realizó sondeos en las minas Alicia y Antares, en la quebrada San Pedro, con resultados negativos. Esta misma compañía, en la década del '80, llevó a cabo perforaciones en el distrito Cerro Blanco, en donde detectaron nuevos clavos mineralizados, pero sin alcanzar los objetivos de reservas planteados.

También en la década del '80 la empresa Rosa Amarilla S.A. explotó, con métodos rudimentarios la mina Pepa (Tarántula) en el distrito El Morado, y exploró las minas Buena Fortuna (Hortensia) y Senda. Entre los trabajos exploratorios encarados en este sector, se efectuó una exploración geofísica que permitió definir la continuidad de una serie de lentes de cuarzo mineralizado.

La mayor parte de las manifestaciones metalíferas dispersas en el sector sur de la sierra han sido objeto de destapes exploratorios y, ocasionalmente, de explotaciones rudimentarias a escala muy reducida. El resultado es que casi todos los viejos laboreos mineros son pequeños, están mal diagramados y carecen de la infraestructura adecuada.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de La Huerta es un cordón montañoso elongado en dirección nornoroeste-sursureste, que forma parte del sistema de las Sierras Pampeanas Occidentales. Está constituida por un basamento cristalino de edad precámbrica-paleozoica inferior (Grupo Valle Fértil; Bossi, 1976), cuyo grado de metamorfismo corresponde a la facies de anfibolitas de alto grado y a la facies de granolitas subfacies con hornblenda (Castro de Machuca, 1990). Localmente hay evidencias de metamorfismo retrógrado asociado a zonas de cizallamiento y milonitización.

Las litologías que componen dicho basamento son mayoritariamente ortoderivadas y comprenden: gneises tonalíticos-dioríticos (biotítico-hornbléndicos), anfibolitas, granolitas máficas y rocas ígneas máficas-ultramáficas (gabros dominantes). En general estas litologías tienen colores oscuros, grano medio a grueso y carácter macizo, aunque en los tipos gnéisicos se desarrolla una foliación incipiente. Los contactos entre ellas son casi siempre transicionales.

En el sector sur de la sierra afloran además abundantes rocas paraderivadas como gneises biotítico-granatíferosillimaníticos y mármoles dolomíticos impuros. Estos últimos se presentan como bancos discontinuos fuertemente tectonizados de hasta 25 m de potencia, intercalados en la secuencia metamórfica. Tienen importancia por ser metalotectos de algunos de los depósitos más importantes del distrito, como los ubicados en las quebradas Blanca, Yanzi y San Pedro. La foliación de las metamorfitas tiene un azimut promedio de 335° y buzamiento al este.

Son comunes los filones pegmatíticos de escaso desarrollo, concordantes o no con la foliación regional. Pequeños cuerpos granitoides intruyen al complejo basamental en el sector centro-este y noreste de la sierra.

Intruyendo al basamento cristalino, afloran también rocas hipabisales y subvolcánicas ácidas (Formación El Temblor, Ramos *et al.,* 1988), cuyos principales exponentes se encuentran en las quebradas Blanca y Rosarito. En el primer caso las rocas ígneas se circunscriben al sector de pertenencias de las minas Albión y Blanca. El afloramiento principal consiste en un cuerpo de pórfido riolítico, de 400 m de diámetro, rodeado por brechas hidrotermales profusamente alteradas y por brechas tectónicas (Castro de Machuca y Bastías, 1983). Sistemas de diques riolíticos y felsíti-

cos se emplazan en forma periférica al cuerpo principal, con una dirección dominante norte-sur y buzamiento al este.

La datación radimétrica del mencionado cuerpo arrojó una edad pérmica superior que alcanzaría la base del Triásico (Ramos *et al.*, 1988). La estrecha asociación espacial entre este magmatismo ácido y los principales yacimientos sugiere una relación metalogenética entre ambos.

A lo largo del flanco occidental de la sierra se dispone la cuenca de Marayes-El Carrizal, integrada por una secuencia interestratificada de sedimentitas continentales clásticas de edad triásica (Grupo Marayes, Bossi, 1976), que se apoya en discordancia angular sobre el basamento cristalino.

Depósitos cuaternarios generalmente inconsolidados se disponen en ambos faldeos de la sierra. Los mismos están representados por sedimentos aluviales gruesos, arenas y gravas, cuyos principales componentes son rodados del basamento que constituyen acumulaciones coluviales y aluviones de cauces actuales.

El complejo basamental forma una estructura homoclinal con su eje elongado en dirección nornoroeste-sursureste y buzante al este. Esta estructura regional es afectada por un complejo plegamiento de segundo grado a lo largo del plano general homoclinal, lo que genera estructuras de interferencia. Los bancos de mármoles constituyen una de las litologías más afectadas por la deformación, pues, además de estar plegados, manifiestan una intensa deformación plástica que provoca grandes variaciones en el espesor de los estratos.

A partir del Paleozoico superior, el basamento cristalino actuó como un elemento rígido más propenso a la cizalla que al plegamiento, cuya evolución tectónica culminó a fines del Terciario con la fragmentación en bloques que fueron ascendidos diferencialmente.

Desde Marayes hasta el sector central de la sierra, el modelo estructural se caracteriza por bloques limitados por fracturas escalonadas que tienen como frente estructural la megafractura de Valle Fértil, dispuesta a lo largo del borde occidental serrano. Esta megafractura, responsable del ascenso de la sierra, tiene dirección N30°-35°O, vergencia al oeste y alto ángulo en superficie que varía en profundidad hasta casi horizontalizarse (Baldis *et al.,* 1990).

La fracturación en el interior de la sierra está representada por fallas menores que produjeron solamente desplazamientos pequeños.

El cordón serrano presenta un perfil transversal asimétrico con una vertiente occidental de mayor pendiente que la oriental, lo que trae aparejado un escaso desarrollo areal del piedemonte occidental. Se caracteriza por su relieve abrupto y escarpado, aunque las diferencias locales de altitud normalmente están en el rango de los 50 a 150 metros.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Generalidades

Los yacimientos más importantes del flanco oriental de la sierra de La Huerta son los que integran el grupo minero del Cerro Blanco, alojados principalmente en potentes afloramientos de mármoles que controlaron el emplazamiento de los cuerpos mineralizados.

La principal faja de rocas calcáreas se dispone en concordancia con la foliación regional y se extiende desde la quebrada Yanzi por el sur hasta la quebrada Seca por el norte, a lo largo de aproximadamente 4 kilómetros. En esta faja están localizadas las minas más grandes: Yanzi, Cristal Blenda y Bella Blenda, en la quebrada Yanzi, y las del grupo Caledonia-Albión-Azufre, en la quebrada Blanca. Entre ambos grupos mineros, a lo largo de más de 1.000 metros, aparecen manifestaciones menores (*gossans*) que indican la continuidad de la mineralización.

En las minas Erín, Caledonia, Albión y Sarú Rosa, localizadas en la parte central de esta corrida, existen mineralizaciones de oro en las zonas de oxidación que fueron explotadas en las décadas del ‘40 y ‘50.

Otra faja de rocas calcáreas, paralela a la anterior, aflora entre las quebradas San Pedro y Blanca, con una longitud de aproximadamente 6 kilómetros. En ella se emplazan varios depósitos de metales de base y de manganeso, de menor envergadura.

En una posición intermedia, adyacentes a la mineralización de oro en pirita y respondiendo a un esquema de distribución zonal de la mineralización, están las minas Blanca y California con mineralización de oro, plata, plomo y cinc. Más externamente se destacan la mina Yolanda (Azufre) y la ya mencionada mina Yanzi, con plata como mineral dominante y abundante blenda y galena. La zona mineralizada se extiende unos 675 m desde la mina Albión hasta la mina Yolanda al norte; hacia el sur se prolonga hasta la mina Yanzi.

Existen manifestaciones minerales en casi todas las quebradas, aunque la mayoría corresponde a estructuras vetiformes de relleno de pequeñas dimensiones y leyes pobres. La mina Sirio en la quebrada Seca y la mina Pupée en la quebrada Santo Domingo son las minas más importantes del faldeo oriental, después del distrito Cerro Blanco.

Morfología y Estructuras

La forma más común de los cuerpos metalíferos son las vetas. Hay sistemas de vetas entrecruzadas, paralelas, en rosario y lenticulares, bolsadas en cruces de fracturas, clavos mineralizados y cuerpos de brechas tectónicas. En general las vetas están controladas por estructuras de cizalla.

En las minas Caledonia, Albión, Blanca, California y Yolanda, el cuerpo principal está relacionado a una zona de cizalla en una brecha parcialmente mineralizada. La brecha se extiende por el borde oeste de una serie de fracturas mineralizadas de rumbos variables. Estas vetas se pierden en la brecha, si bien la mineralización se extiende a las cajas. Las leyes de oro en las vetas alcanzaban valores de 80 ppm mientras que en la brecha, en las zonas contiguas a las vetas, el registro promedio era de 2 partes por millón. El rumbo de la faja brechosa es norte-sur, con un ancho de

más de 60 metros. Las brechas contienen clastos de las rocas del basamento.

Los depósitos polimetálicos de plomo, plata y cinc están relacionados con cruceros de fracturas y fenómenos de reemplazo en los afloramientos de mármoles, lo que da origen a clavos mineralizados. En general se los clasifica como estructuralmente vinculados a zonas de cizalla.

En el sector occidental de la sierra el yacimiento más importante es El Morado, constituido por una serie de lentes de cuarzo aurífero distribuidas en una superficie cercana a los 20 kilómetros cuadrados. Las minas más importante son: Sánchez y Carmen en la parte norte, y Buena Fortuna y Pepa (o Tarántula) en la parte sur.

En el extremo sudoccidental de la sierra se localiza un grupo de lentes cortas de cuarzo aurífero emplazadas en las metamorfitas del Grupo Valle Fértil, conocidas como minas Martha I y II. Esta mineralización es similar a la del distrito El Morado.

En las cabeceras de la quebrada Rosarito, unos 10 km al norte de Marayes, existe un cuerpo subvolcánico muy alterado y lixiviado (Riolita El Temblor, Ramos *et al.*, 1988). Se encuentra unos 1.000 m al noreste de la mina Luisa. El afloramiento tiene aproximadamente 800 m de largo por 500 m de ancho y posee una intensa venulación limonítica con pirita relíctica. La alteración consiste en argilización, silicificación, sericitización y propilitización. En los bordes de la zona alterada se disponen vetas de cuarzo con valores de oro. El cuerpo ígneo registra valores puntuales anómalos de oro y plata.

Al noreste de la quebrada Rosarito, en las nacientes de la quebrada Blanca, se localizan vetas de fluorita que constituyen la mina Ruth Stella.

En la quebrada El Arriero, afluente próximo a las cabeceras de la quebrada Santo Domingo, se localiza un pequeño cuerpo de pórfido dacítico silicificado con mineralización de sulfuros y valores anómalos de cobre y molibdeno, relacionado con un juego de fracturas norte-sur y noreste-suroeste. El cuerpo alterado conforma una anomalía en el relieve y un blanco de alteración, con depósitos cuaternarios aterrazados que lo cubren parcialmente. Contiene abundante pirita, calcopirita y blenda diseminadas y en venillas. Las venillas y nidos de pirita se extienden a la roca anfibólica que constituye la caja. En esta zona de alteración se obtuvieron valores anómalos de cobre y molibdeno (Cardó, 1981). La zona está a 40 km al norte de Marayes y se accede por la quebrada Santo Domingo, si bien el último tramo debe realizarse en mulares.

Mineralogía y Texturas

Las minas más importantes de la sierra de La Huerta fueron explotadas por minerales de plomo y cinc y, localmente, por metales preciosos.

La mineralización hipogénica a nivel distrital consiste en esfalerita y pirita dominantes, aunque en algunos sectores son importantes la galena y el oro contenido en pirita aurífera. En menor proporción hay arsenopirita, calcopirita, oro nativo y magnetita. Otros minerales identificados son hematita, magnetita y enargita en inclusiones. Como minerales de ganga aparecen cuarzo vítreo, calcedonia y cantidades subordinadas de carbonatos como calcita, ankerita y siderita, así como minerales de las rocas de caja alteradas (cloritas, calcita, clinoanfíboles, epidoto, etc.). Es típica la presencia de jaspe producto de la silicificación de las rocas calcáreas.

La mineralización es el resultado de varios pulsos mineralizadores con temperaturas decrecientes, lo que se deduce de las numerosas texturas de reemplazo observadas en las menas, en las que minerales de menor temperatura reemplazan a otros de generación temprana. La intensidad del reemplazo es variable, pero generalmente quedan "relictos" de los minerales más antiguos dentro de los minerales reemplazantes. Los efectos deformacionales y la microfracturación de los minerales más viejos sugieren fases mineralizadoras separadas por etapas de reactivación tectónica, con la consecuente superposición y reemplazo de las especies minerales (Castro de Machuca, 1988).

La zona de oxidación de los depósitos fluctúa entre los 30-50 metros de profundidad. Estas coberteras oxidadas (*gossans*) se caracterizan por material brechoso cementado por abundantes limonitas, hematita, jarosita, y yeso en cristales bien desarrollados o como costras pulverulentas. Otros minerales secundarios reconocidos en escasa proporción son: anglesita-cerusita, piromorfita y vanadinita (Ruiz Bates y Monchablón, 1954), azufre nativo, escasa smithsonita, óxidos de manganeso y cobre color (malaquita). En la zona de enriquecimiento secundario hay covelina y digenita.

En los depósitos auríferos como las minas Caledonia y Albión, la mineralización está compuesta por una mena de pirita aurífera y oro nativo. En algunos depósitos se han reconocido al menos dos generaciones de este sulfuro. La pirita de primera generación es idiomorfa a hipidiomorfa, está microfisurada y es parcialmente reemplazada por arsenopirita y blenda. Posee alteración incipiente a total a limonitas, dentro de las cuales quedan entrampadas "chispas" de oro. La pirita más nueva constituye cristales idiomorfos a xenomorfos, ligeramente anisótropos y se halla, junto con cuarzo, en venillas que atraviesan los demás sulfuros.

En estos yacimientos se observa una zonación vertical bien definida integrada por: 1) zona de oxidación- lixiviación, con bajos contenidos de oro y pocos metros de espesor; 2) zona intermedia con mineralización oxidada y sulfuros; y 3) zona de enriquecimiento supergénico. Estas tres zonas se extienden hasta los 90 m de profundidad, donde comienza a manifestarse la zona primaria o hipogénica. El mineral explotado correspondía a la zona oxidada. En otras minas la zona de oxidación no tiene tanto desarrollo. El promedio de tenores de oro en las minas Caledonia y Albión es de 20 gramos por tonelada.

En los yacimientos de plomo, plata y cinc los minerales predominantes son blenda y galena, con pirita, calcopirita y arsenopirita subordinadas. La ganga es cuarzo y calcita. Más periféricamente se agregan ankerita, siderita y minerales de manganeso. En algunas menas se identifi-

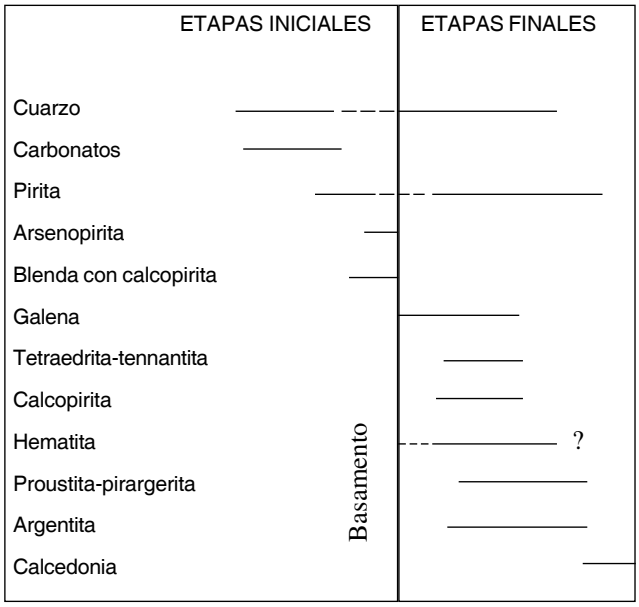


Tabla 1. Paragénesis de los minerales hipogénicos de la mina Del Valle.

caron minerales argentíferos como *fahlerz* (tetraedrita arsenical o tennantita), emplectita-wittichenita, proustita-pirargirita-miargirita y argentita. Entre los minerales metalíferos secundarios se identificó la presencia de covelina rodeando y reemplazando en forma parcial a sulfuros y sulfosales.

La blenda se presenta como individuos de tamaño muy variable, habiéndose identificado una variedad de alta temperatura y otra de baja temperatura. La primera, en cristales grandes y xenomórficos, tiene abundantes reflejos internos rojizos y finas desmezclas de calcopirita e inclusiones de galena y *fahlerz*. Entre los *fahlerz* domina la tetraedrita , que está estrechamente ligada a la blenda a la que reemplaza, siendo a su vez reemplazada por galena. La blenda está surcada por microfisuras rellenas por cuarzo, pirita o galena; esta última la reemplaza a partir de sus bordes o siguiendo direcciones cristalográficas. La blenda de baja temperatura es muy escasa y se asocia con calcedonia, posee reflejos internos blanquecinos, carece de desmezclas y sus granos son pequeños.

La galena es un mineral tardío en la secuencia de depositación hipogénica ya que reemplaza a casi todos los demás minerales. Posee inclusiones de blenda oscura, *fahlerz*, argentita, plata nativa (Rayces, 1944) y otros minerales portadores de plata. En la zona de oxidación se preserva como núcleos rodeados por capas de anglesita y cerusita.

Los yacimientos originados por reemplazo de mármoles se caracterizan por texturas masivas, granulares o burdamente bandeadas, en tanto que las vetas bandeadas a crustificadas, con texturas brechosas y en cocarda, coloformes y drúsicas, son típicas de los depósitos de relleno de fracturas. A nivel microscópico sin embargo, son destacables las texturas de reemplazo.

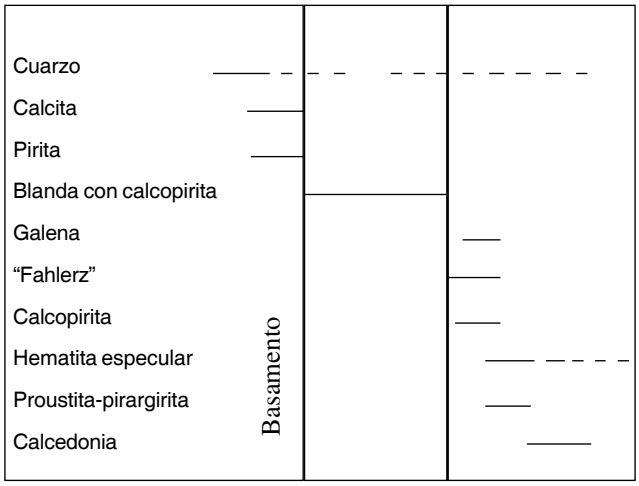


Tabla 2. Paragénesis de los minerales hipogénicos de la mina La Tenaza.

Minas Caledonia y Albión. Estas minas fueron las más trabajadas del distrito durante las décadas del '40 y '50.

La mina de oro Caledonia es la más importante del grupo minero Cerro Blanco. Está localizada en la quebrada Blanca, a 21 km al norte de Marayes. Sus coordenadas son S31°23'21" y O67°20'33". La mineralización aurífera se encuentra principalmente alojada en las metamorfitas, en fracturas de rumbo dominante submeridiano, aunque es evidente su relación con las brechas hidrotermales y tectónicas. Las labores se ubican en la periferia del complejo subvolcánico riolítico.

El cuerpo principal está constituido por varias vetas: veta 1, veta 2, veta A, veta 5, veta 6 y veta crucero, que afloraban como destacados sombreros de hierro. En el nivel menos tres, se agrega la veta ocho. Cuatro de las vetas tienen rumbo nornoroeste, una nornoreste y un crucero este-oeste. El buzamiento es de alto ángulo al este, oeste y norte respectivamente. Las vetas tienen hasta 150 m de largo, mientras que el espesor varía de 1 a 6 metros. El máximo espesor se observa en la unión de las vetas 1, 2, 6 y 8.

En la mayor parte del yacimiento las cajas están constituidas por rocas anfibólicas y gneises. En el borde oeste y norte la caja es una brecha alterada hacia la cual se extiende la mineralización. La faja brechosa tiene dirección norte-sur. Hacia el norte las vetas se pierden en la zona de brechas.

Rojo y Cardó (1986) cubicaron 1.200.000 t en la brecha mencionada, con leyes promedios de 2 g/t Au. La mineralización en la brecha se presenta en venillas delgadas y también en forma diseminada.

Las vetas de la mina Caledonia fueron explotadas desde 1945 a 1958. Se extrajeron aproximadamente 50.000 t de las que se obtuvieron 1.505 kg de Au. La explotación se desarrolló en cuatro niveles hasta los 90 m de profundidad, es decir en las zonas de oxidación y enriquecimiento, con una ley histórica de 20 g/t Au. Al iniciarse la zona primaria la ley baja sustancialmente.

La mineralización consiste esencialmente en pirita aurífera y oro nativo. También hay pirita no aurífera, blenda, galena y calcopirita. La ganga está constituida por cuarzo y calcita con abundantes limonitas.

Hacia el sudoeste de la mina Caledonia se encuentra la mina Albión. Ambas conforman un mismo cuerpo mineralizado. La mina Albión está integrada por dos vetas: una de dirección aproximada norte-sur y otra estenoreste-oeste-suroeste (vetas 1 y 2 respectivamente). Las labores de ambas minas estaban comunicadas a través del nivel 2. Las características generales son las mismas que las descriptas para la mina Caledonia y comparten una historia común.

Durante 1990 la Compañía Minera Aguilar S.A.llevó a cabo en el sector un plan de perforaciones que totalizó 1659 m de sondajes.

Minas Blanca y California. La mina Blanca está localizada al norte de la mina Caledonia. Sus coordenadas son: S31°23'11" y O67°20'37". Se trata de un clavo mineralizado originado en el cruce de dos fracturas que afectan a cuerpos de mármoles. La estructura principal tiene rumbo N20° E y buza 60° al noroeste. Las dimensiones del clavo son 20 m de largo, 10 m de ancho y 80 m de profundidad.

Las rocas de caja, al igual que en las labores Yolanda y Rajo de la Blenda, son calizas metamórficas y anfibolitas asociadas y, en menor proporción, gneises. La faja calcárea -que es la caja dominante- se adelgaza hacia el sur hasta ponerse en contacto con el complejo subvolcánico riolítico en las inmediaciones de las minas Caledonia y Albión, donde las vetas están emplazadas en gneises.

La mineralización se concentra en cuerpos irregulares originados por reemplazo, y se caracteriza por esfalerita dominante y pirita subordinada, con escasa galena y oro nativo en ganga de cuarzo y/o carbonatos (calcita-siderita). Los sulfuros primarios están oxidados hasta una profundidad de 20-25 m desde la superficie.

Se advierte una zonación o transición hacia el nornoroeste, desde el complejo de vetas de cuarzo y pirita altamente auríferas de las minas Caledonia-Albión, a estas vetas donde, además de pirita rica en oro, prevalece la esfalerita.

Otro cuerpo mineralizado de características similares a las descriptas es el clavo denominado California.

El laboreo de estas minas consiste en galerías. Su explotación ha sido parcial, habiéndose extraído unas 45.000 toneladas. Se estima que aún quedan, entre las dos minas, unas 79.300 t de mineral (Rojo y Cardó, 1986), con leyes de 9,86 g/t de Au, 123 g/t de Ag, 19,3% de Zn, 0,83% de Pb y 0,2 % de Cu.

Mina Yolanda (Azufre). Al norte de las minas descriptas precedentemente, sobre la margen derecha de la quebrada Blanca, se localiza la mina Yolanda también conocida como mina Azufre. Sus coordenadas son: S31°23'07" y O67°20'23". Consiste en tres lentes alojadas en una estructura de rumbo norte-sur y buzamiento 60° al este. Los cuerpos lentiformes tienen 30 a 35 m de largo y un espesor máximo de 4,5 metros.

La mineralización es similar a la de las minas Blanca y Rajo de la Blenda, con predominio de esfalerita y pirita aurífera, con galena subordinada, en ganga de cuarzo y/o carbonato. Contiene menos de 1% de Pb ; alrededor de 16 % de Zn y 88 ppm de Ag. Las rocas encajantes son metamorfitas fuertemente propilitizadas y en menor proporción mármoles.

La brecha hidrotermal reconocida en la mina Caledonia tiene continuidad hasta la mina Yolanda y está mineralizada. Este hecho fue verificado por los destapes realizados en la década del 80 por la Compañía Minera Aguilar S. A.. Algunos de los sondeos efectuados por la empresa mencionada cortaron nuevos clavos mineralizados no aflorantes localizados entre ambas minas, próximos a la faja de brecha y a los afloramientos de rocas calcáreas.

Todas las minas descriptas con anterioridad estaban conectadas mediante labores subterráneas correspondientes al nivel 2 de la mina Caledonia.

Minas Yanzi (Bella Blenda) y Cristal Blenda. La mina Yanzi o Bella Blenda, está ubicada en la quebrada homónima, inmediatamente al sur de las minas Caledonia - Albión. Sus coordenadas son : S31°24'18" y O67°19'40".

Está conformada por tres clavos mineralizados: Yanzi, Gremio y otro sin nombre, de los cuales sólo el último afloraba, formando un llamativo sombrero de hierro. La ubicación de los clavos se relaciona con cruceros de fracturas (Cardó y Pérez, 1995) y con el reemplazo de mármoles, en este último caso los espesores de los cuerpos mineralizados oscilaban entre 1 a 20 metros. El clavo Yanzi tiene rumbo norte-sur e inclina 50° a 60° al norte. El clavo Gremio tiene rumbo este-oeste e inclina 70° al este. Las dimensiones aproximadas de este cuerpo son 10 m de largo por 5 m de ancho y 30 a 50 m de profundidad. Los minerales que forman la mena hipogénica consisten esencialmente en galena y blenda, con pirita subordinada, mientras que la ganga está representada por cuarzo, calcita, siderita, limonitas y sulfatos (yeso y otros).

El clavo mineralizado Yanzi, de 40 m de largo por casi 25 m de espesor, fue explotado durante 38 años y su explotación se paralizó a los 75 m de profundidad, cuando el agua confinada irrumpió y anegó las labores.

La mina Yanzi fue trabajada en cinco niveles, hasta unos 62 m de profundidad promedio. El laboreo registrado a la fecha consta de más de 2.000 metros de galerías.

Los clavos mineralizados que constituyen el sector principal del depósito están rodeados por una faja de material jasperoide que limita con la roca calcárea de caja. Este jasperoide presenta contenidos anómalos en oro (Lencinas, 1993).

Entre 1935 y 1949 la mina Yanzi produjo 2.300 t de concentrados con 57,65% de plomo, 2 kg de Ag, 2 a 3% de Zn y 0 a 2,3% de As. Hasta 1970 se extrajeron 14.000 t de mineral. Las leyes promedio según Conmina S. A. (mineral tratado desde 1969 a 1972) son : 795 g/t de Ag, 20,1% de Pb, 10,1% de Zn y 2,1% de As.

Las reservas probables suman 12.240 t con leyes de 936,8 g/t de Ag, 19,18% de Pb, 6,7% de Zn, 0,87% de Cu y 0,1 a 1,5% de As (Rojo y Cardó, 1986).

La mina Cristal Blenda está ubicada 250 m al oeste de la mina Yanzi. Consiste en un clavo principal y una veta bifurcada encajados en rocas anfibólicas y gneises, cuya mineralización es similar a la de la mina Yanzi. El clavo tiene rumbo norte-sur e inclina 70° al E, mientras que la veta tiene dirección este-oeste y buza al norte. Esta última tiene una corrida de 50 m y espesores variables entre 0,5 m a 2 metros. El clavo tiene 10 m de largo por 5 m de ancho y 90 m de profundidad. Se la ha explorado y explotado en tres niveles, con leyes promedios de 250 ppm de Ag, 4,5 a 12% de Pb, 8 a 12% de Zn y 2 ppm de Au.

Mina Sirio. La mina Sirio está situada en la quebrada Seca, unos 28 km al norte de Marayes. Sus coordenadas geográficas son S31°00 40" y O67°19'25". Está integrada por una veta "en rosario" de 200 m de largo y potencias que oscilan entre 0,4 a 1,10 metros. El rumbo es N5°E y buza 65° a 75° al este. Se ha explorado mediante una galería de 70 m y otras labores menores. La profundidad del laboreo alcanza los 40 metros. Los trabajos de exploración se realizaron a principios de la década del 80, mediante los beneficios de la ley de Promoción Minera.

La mineralización está compuesta por guías de galena y blenda con plata nativa. Las rocas de caja son anfibolitas y gneises. Se conoce la ley de una muestra que arrojó valores de 600 ppm de plata y 1-2 ppm de oro.

Mina Pupée. La mina Pupée está ubicada en la quebrada Santo Domingo, a 3,5 km de su desembocadura y a unos 40 km al norte de Marayes. Las coordenadas de esta mina son S31°16'19" y O67°21'15". Está conformada por un sistema de vetas paralelas "en rosario", una principal de 400 m de largo y tres secundarias de menos de 100 m de extensión, con potencias máximas de 1,2 metros. El rumbo es N35°E y buzan 45° a 65° al noroeste.

Las vetas junto con otras minas de plata situadas más al norte, en las quebradas de Santa Bárbara y Del Señor, fueron explotadas por compañías inglesas entre los años 1870 y 1880. Aún existen ruinas de las fundiciones emplazadas en la desembocadura de la quebrada Santo Domingo y en la estancia La Huerta, algo más al norte.

Las leyes históricas de esta mina son 690 ppm de Ag, 2 a 4 ppm de Au y menos de 1% de Pb. La mineralización consiste en galena, blenda y plata nativa, en ganga de ankerita, cuarzo y pirita. También se observan algunos minerales de manganeso como pirolusita y psilomelano. Los estudios realizados por la Secretaría de Minería de la Nación indicaron que no existen reservas a la vista.

Otras manifestaciones

Se conocen otras manifestaciones de menor importancia al sur del distrito Cerro Blanco.

En la quebrada San Pedro hay varios cuerpos irregulares originados por reemplazo metasomático de mármoles, como las minas Antares I y II, Alicia y Huinca. Afloran como sombreros de Fe y Mn, con mineralización de plomo, plata y cinc. Son cuerpos pequeños de no más de 15 m de profundidad y que por lo tanto carecen de reservas. Fueron explorados mediante sondeos por la Compañía Minera Aguilar S. A. La abundante mineralización de Mn en superficie (pirolusita y psilomelano) posibilitó su explotación en épocas pasadas (Wässman, 1929, Perucca, 1964).

En las minas Del Valle, Irene y Liliana, en la quebrada Quebrachito, unos 4 km al norte de Marayes, se explotaron en forma muy rudimentaria estructuras vetiformes controladas por fallas y encajadas en metamorfitas, que se evidencian en superficie por sombreros de hierro alineados en dirección norte-sur. La mineralización primaria está compuesta por blenda y galena, con pirita subordinada y escasa calcopirita, *fahlerz* (tetraedrita arsenical o tennantita), arsenopirita, emplectita-wittichenita y cantidades ínfimas de proustita-pirargirita, argentita y chispas de oro. La ganga consiste en cuarzo, carbonatos y calcedonia (Castro de Machuca y Sarmiento, 1987). Las vetas son angostas (0,30 a 0,50 m de potencia), de escaso recorrido y diseño lenticular, y no ofrecen perspectivas de interés económico.

Existen otras manifestaciones polimetálicas en las quebradas Poronguito y Rosarito. En las nacientes de esta última aflora un cuerpo riolítico (Riolita El Temblor , Ramos *et al.*, 1988), profusamente fracturado y con alteración fílico-arcillosa intensa, en cuyas inmediaciones hay diversas trincheras y labores de reconocimiento -como la mina La Luisa-, que registraron mineralización aurífera. A lo largo de esta quebrada existen numerosos laboreos sobre vetas de hábito bolsonero encajadas en zonas de ciza de las metamorfitas, como las minas La Lata, Marsellesa, El Viejito, Tenaza, Baltazar, Reyes y Rosarito, que han arrojado valores anómalos de oro. Las vetas son por lo general cortas y angostas y se disponen según dos direcciones preferenciales: nornoroeste-sursureste y nornoreste-sursuroeste (Riveros, 1986).

En el sector conocido como Marayes Viejo, en la intersección de las coordenadas S31°26'46" y O67°22'07", unos 4 km al noroeste de la localidad de Marayes, se encuentra el prospecto homónimo, así como las manifestaciones de mina El Viejito y Adolfo II, que cubren una superficie de 1.000 hectáreas. Se trata de sistemas de venillas de cuarzo y sulfuros (pirita dominante con calcopirita subordinada), de rumbos dominantes noroeste-sureste y nornoreste-sursuroeste y de escaso recorrido y potencia, que cortan a las metamorfitas del basamento y a un cuerpo de pórfido andesítico de edad pérmica (Pórfiro Marayes Viejo, Castro de Machuca *et al.*, 1998), emplazado en la zona de contacto entre el basamento cristalino y el borde oriental de la cuenca de Marayes-El Carrizal.

Distrito aurífero El Morado. Los depósitos de vetas auríferas de El Morado están localizados en el flanco occidental de la sierra de La Huerta, a 48 km al norte de la

localidad de Las Chacras y a 85 km de Marayes. Las coordenadas del distrito son: S31°00'30" y O67°33'00".

Afloran en el sector una serie de lentes de cuarzo aurífero alojadas en fracturas de cizalla y distribuidas esencialmente en dos sectores: norte y sur, separados unos 5 km entre sí. En el sector norte están ubicadas las minas Sánchez, Carmen, Garabato, Santa Rita, San Antonio y San Francisco. Las minas Sánchez y Carmen son las más importantes y, según Stoll (1958), cuentan con unas 20.000 t de reservas probables. Estas minas fueron explotadas desde el siglo pasado y, con posterioridad, en la década del '40. Poseen unos 600 m de labores subterráneas.

En el sector sur están las minas Buena Fortuna (Hortensia), Senda y Pepa (Tarántula). En los últimos años este sector fue explorado y explotado por la empresa Rosa Amarilla (mina Pepa) y, recientemente, se realizó una exploración geológica apoyada por un relevamiento geofísico (Cardó, 1997). Estos estudios permitieron comprobar la continuidad en profundidad de las estructuras que contienen a las lentes mineralizadas. Se calculan 50.000 t de reservas para la mina Buena Fortuna. La ley de oro promedio ponderada es de 20 g/t, que coincide con el promedio histórico del distrito.

La mineralización está compuesta por cuarzo aurífero, pirita, calcopirita, galena, blenda y cuarzo. La orientación de las vetas es noroeste-sureste con buzamientos de 40° a 80° al noreste. La longitud de las lentes varía entre 10 a 150 m y las potencias entre 0,65 a 3 metros. Las rocas de caja son las metamorfitas del Grupo Valle Fértil.

La potencialidad del distrito se incrementa teniendo en cuenta que existen afloramientos de rocas calcáreas con anomalías auríferas en las proximidades de los cuerpos vetiformes.

Minas Martha I y Martha II. Las minas Martha I y Martha II están localizadas en el faldeo occidental de la sierra de La Huerta, a 8 km al noroeste de Marayes. Sus coordenadas son S31°27'00" y O67°33'00". Se trata de cinco lentes que suman una longitud de 330 m, con rumbo este-oeste y buzamientos de 25° a 60° al norte. Las potencias varían entre 0,3 a 1,5 metros. Fueron puestas al descubierto por 170 m de chiflones de no más de 20 m de profundidad. Las reservas geológicas suman 40.000 t con ley promedio de 6,2 g/t de Au (Cardó, 1988). Los sulfuros visibles son escasos, se observan sólo pirita y calcopirita. El oro se encuentra al estado libre y contenido en cuarzo.

GEOCRONOLOGÍA

Basados en la estrecha vinculación genética existente entre los cuerpos volcánicos y subvolcánicos de composición riolítica de la sierra de La Huerta, y las manifestaciones auríferas presentes en el área, Ramos *et al.* (1988), efectuaron dos dataciones radimétricas sobre las litologías ígneas. Los datos geocronológicos obtenidos (método potasio-argón sobre roca total) en la facies brechosa de la riolita del cerro Blanco y en la riolita del cerro El Temblor, arrojaron edades de 246±8 Ma y 256±8 Ma, respectivamente. Los resultados indican una edad neopaleozoica (Pérmico superior más alto que podría alcanzar la base del Triásico), lo que permite interpretar a estos cuerpos como pertenecientes al ciclo magmático-metalogénico gondwánico.

La datación del pórfido andesítico mineralizado del sector de Marayes Viejo (Pórfiro Marayes Viejo) arrojó una edad de 259±13 Ma (Pérmico inferior más alto-Pérmico superior), lo que corrobora la presencia del magmatismo gondwánico y su metalogénesis asociada en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales.

MODELO GENÉTICO

La mayor parte de los trabajos sobre geología económica y metalogénesis llevados a cabo en la sierra de La Huerta, han relacionado las mineralizaciones presentes con la actividad hidrotermal derivada de los eventos ígneos subvolcánicos mencionados en capítulos anteriores. No obstante, en casi todos los casos, se asumió una errónea edad terciaria (miocena) para dicho magmatismo y su metalogénesis asociada (Dias, 1974 a y b, Malvicini y Llambías, 1982).

La estrecha vinculación espacial entre los principales yacimientos auríferos del área, como las minas Caledonia y Albión, y los afloramientos de rocas volcánicas y subvolcánicas ácidas del Pérmico superior, permite confirmar su relación genética. Los cuerpos de pórfiro riolítico aflorantes en las quebradas Blanca y Rosarito, así como los diques y las brechas ígneas asociadas, presentan mineralización de pirita diseminada y ligeras anomalías de Au (0,1 g/t) y Ag. El emplazamiento de las rocas subvolcánicas estuvo controlado tectónicamente y la mayor parte de los afloramientos ígneos se disponen según un rumbo noreste-suroeste, cortando diagonalmente a las estructuras primarias del basamento cristalino.

Los depósitos de plomo-cinc-plata pueden considerarse como manifestaciones vetiformes satelitarias del magmatismo subvolcánico ácido, que activó un sistema hidrotermal responsable de la mineralización del área, dominantemente aurífera en su zona de núcleo.

Las asociaciones minerales primarias y las texturas de las menas indican que estos depósitos se emplazaron cerca de la superficie lo que favoreció las fluctuaciones bruscas en las condiciones físico-químicas. Estos cambios contribuyeron a la rápida acumulación de minerales, con superposición y reemplazos sucesivos de las paragénesis mineralógicas en un intervalo reducido en el sentido vertical. El rango de formación de los yacimientos varía de mesotermal (dominante) a epitermal. (Castro de Machuca, 1988).

La relación entre la mineralización de minerales preciosos y metales básicos con los procesos subvolcánicos, permite su clasificación como depósitos hidrotermales vinculados a rocas félsicas, o bien como yacimientos subvolcánicos acorde con la definición de Schneiderhöhn (en Smirnov, 1982).

Las mayores concentraciones metalíferas se alojan normalmente en los bancos de mármoles, donde se presentan como cuerpos masivos a los que algunos autores (Lencinas, 1993) interpretaron como sulfuros masivos estratiformes. El proceso mineralizador más importante fue el reemplazo metasomático de horizontes calcáreos favorables por los minerales hipogénicos. Se aprecia una notoria preferencia por los bancos más calcíticos sobre aquéllos marcadamente dolomíticos. También las variedades de mármoles de grano grueso y/o más tectonizadas favorecieron el reemplazo, antes que las de grano fino y compacto.

Un numeroso grupo de depósitos, aunque de menor importancia, son el resultado del relleno de estructuras de falla de alto ángulo discordantes con las estructuras metamórficas, y/o del relleno de estrechas zonas de ciza en las metamorfitas.

BIBLIOGRAFÍA

Baldis, B., R. Martínez, R. Villegas, E. Pereyra y M. Pérez, 1990. Estructura, provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas de San Juan. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. *XIº Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 186-211, San Juan.

Bastías, H., 1977. Geología del sector sur de la sierra de La Huerta, área mina Albión. *Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan,* inédito.

Bossi, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal. *6º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 23-38. Bahía Blanca.

Cardó, R., 1981. Estudio geológico-minero de la quebrada Santo Domingo. Mina Pupée y zona de alteración El Arriero, sierra de La Huerta, San Juan. *Servicio Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito, 90.

Cardó, R., 1988. Distrito aurífero El Morado, San Juan. *Delegación San Juan, Secretaría de Minería de la Nación*, informe inédito, 218.

Cardó, R. 1997. Distrito aurífero El Morado (Sector Sur). Minas Buena Fortuna, Senda y Pepa. Estudio geológico económico. *Segemar, delegación San Juan,* informe inédito, 188.

Cardó, R. y L. Pérez, 1995. Síntesis de recursos metalíferos de la sierra de La Huerta, provincia de San Juan, Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica:* 23-36. San Juan.

Castro, B., 1977. Levantamiento geológico en el extremo SE de la sierra de la Huerta. *Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan*, inédito.

Castro de Machuca, B., 1988. Los yacimientos de plomo-zinc-plata del Distrito Minero Marayes, provincia de San Juan, Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica,* 2: 381-404. Olavarría.

Castro de Machuca, B. 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. *11º Congreso Geológico Argentino,* 1 157-161. San Juan.

Castro de Machuca, B. y H. Bastías, 1983. Geología de un sector del distrito minero Cerro Blanco, sierra de La Huerta, San Juan, República Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica,* 2 389–404. San Juan.

Castro de Machuca, B. y J. Sarmiento, 1987. Las manifestaciones minerales de la quebrada El Quebrachito, Distrito Minero Marayes, San Juan, Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino*, 2:165-169. Tucumán.

Castro de Machuca, B., C. Sumay, A. Conte-Grand y E. Meissl, 1998. Nueva evidencia de magmatismo neopaleozoico en las Sierras Pampeanas Occidentales: el pórfido Marayes Viejo, provincia de San Juan, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires. En prensa.

Dias, H. 1974a. Visita de inspección del distrito aurífero El Morado, sierra de La Huerta, San Juan. *Servicio Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito, 26.

Dias, H., 1974b. Grupo minero Caledonia-Albión y Yolanda-Beta. *Servicio Nacional de Minería y Geología, Distrito Cuyo*, informe inédito, 25.

Espinosa, A., 1990. Geología de la quebrada de San Pedro y sus depósitos minerales, sierra de la Huerta, San Juan, Argentina. *Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan,* inédito, 120 pp.

Faroux, A., 1975. Replanteo proyecto de exploración mina Yanzi. *Servicio Nacional Minero Geológico,* informe inédito, 44.

Faroux, A. 1977. Grupo minero Cerro Blanco. *Servicio Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito, 81.

Faroux, A., H. Días y G. Vallejo, 1978. Estudio geológico económico de los depósitos plumbo-argento-cincífero y de oro del sector sur de la sierra de La Huerta. *Servicio Geológico Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito, 27.

Lannefors, N. A., 1929. Sobre la explotabilidad de algunos yacimientos minerales en la sierra de La Huerta. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación,* 60. Buenos Aires.

Lavandaio, E., 1973. Informe de progreso Distrito Minero Marayes, sierra de La Huerta, San Juan. *Servicio Nacional Minero Geológico, Distrito Cuyo,* informe inédito, 16.

Lencinas, A., 1993. *Report on Marayes District (Au-Ag-Pb-Zn).* Informe inédito.

Malvicini, L. y E. Llambías, 1982. El magmatismo mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en la Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología,* 2: 547-566. Buenos Aires.

Minera TEA, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. *Prospección de áreas con posibilidades mineras. Departamento de Minería de San Juan,* inédito.

Perucca, J. C., 1964. Yacimientos de manganeso de la provincia de San Juan. *Departamento de Minería,* informe inédito. San Juan.

Puertas, M., 1977. Levantamiento geológico en el extremo SE de la sierra de La Huerta, haciendo especial referencia al cuerpo hipabisal aflorante en la quebrada Blanca de Marayes, San Juan. *Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan,* inédito.

Ramos, V. A., F. Munizaga y G. Marín, 1988. Las riolitas neopaleozoicas de la sierra de La Huerta (provincia de San Juan): evidencias de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. *3º Congreso Nacional de Geología Económica,* 1: 149-159. Olavarría.

Rayces, E., 1944. Estudio calcográfico de la mena de la mina "Bella Blenda". *2º Congreso Industrial Minero Argentino, Actas,* 453-459, Buenos Aires.

Riveros, S. 1986. Estudio de las manifestaciones minerales de la quebrada Rosarito. *Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan,* inédito.

Rojo, C. A., 1978. Reconocimiento expeditivo de los depósitos ubicados al N del Distrito Minero Marayes. *Servicio Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito, 67.

Rojo, C. A., 1979. Estudio geológico-minero de la mina Blanca, Marayes, San Juan. *Servicio Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito, 77.

Rojo, C. A. y R. Cardó, 1986. Evaluaciones previas de las minas : 1) California, Blanca y Yolanda. 2) Caledonia y Albión. 3) Yanzi y Cristal Blenda y 4) Irene. *Secretaría de Minería de la Nación, Centro de Exploración Minera San Juan,* informes inéditos, 153, 154 y 185.

Ruiz Bates, R. y A. Monchablón, 1954. Las minas de plomo de la parte sur de la sierra de La Huerta y en particular la Bella Blenda, como base para una planta concentradora regional, departamentos Caucete y Valle Fértil, provincia de San Juan. *Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de San Juan,* informe inédito, 469.

Sarmiento, J. D., 1986. Estudio de las manifestaciones minerales de la quebrada Quebrachito. Minas Del Valle, Irene y Liliana. Sierra de La Huerta. *Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan*, inédito.

Smirnov, V., 1982. Geología de yacimientos Minerales. *Editorial Mir,* Moscú, 654 pp.

Stoll, W. C., 1958. Las minas y la minería en la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 9. Buenos Aires.

Wässman, S., 1929. Las perspectivas de tratar metalúrgicamente el mineral de manganeso de la quebrada San Pedro, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación,* 52. Buenos Aires.

Carpio, F. W., 1999. El yacimiento polimetálico Río Diamante, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 877-879, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO POLIMETÁLICO RÍO DIAMANTE, MENDOZA

Francisco W. Carpio[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La mina Río Diamante, (ex Las Picazas), se encuentra ubicada en el departamento de San Rafael, en la margen sur del Río Diamante, a unos 55 km al oeste de la ciudad de San Rafael, a una altura entre 1.150 y 1.650 m sobre el nivel del mar.

Actualmente se puede acceder por huellas en mal estado que salen, hacia el este, desde Ruta 40, en el tramo que va desde Agua del Toro a Salinas del Diamante.

La posición de una de las labores principales, en la parte superior de la margen sur del Río Diamante es: 68º49'36" longitud oeste y 34º33'48" latitud sur.

La altura barométrica en este punto es de 1.430 m sobre el nivel del mar.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La mina Río Diamante, antiguamente denominada Las Picazas, nombre como realmente se conoce, tanto por habitantes de la zona como por mineros, es una antigua mina esporádicamente explotada desde fines del siglo pasado hasta la década del veinte.

Los antecedentes relacionados a este yacimiento se remontan a 1887, año en que habría sido explotado. Posteriormente hubo actividad esporádica, hasta que en el año 1923, después de numerosas tareas de exploración, se instaló una planta de concentración por gravitación, que solo trabajó durante seis meses y se paralizaron definitivamente las actividades.

La información que actualmente se conoce, fue aportada por geólogos que la visitaron en la década del cuarenta, como Mirson, Catalano y Monchablón; relevamientos del año 1966 de la Dirección de Minería de la Provincia de Mendoza y los trabajos de Morón en 1968.

Leyes, reservas, producción y calidad

La mina consiste en un conjunto de vetas, dentro de las que se destacan dos vetas principales con mineralización de sulfuros primarios de plomo, arsénico, hierro y cinc, y minerales secundarios variados.

En una de las vetas principales, ubicada en cerro Las Picazas, se determinaron 11.000 t de reservas medidas entre dos niveles, las que están referidas a un paño de170 m de corrida, por 15 m de profundidad, con una potencia media de 1,22 m, lo que da un volumen aproximado de 3.000 metros cúbicos.

Se podrían adicionar como reservas indicadas, 10.000 t que estarían en galerías anegadas.

Se consideran como reservas inferidas, unas 100.000 t en la veta principal, en un paño de 400 m de largo por 60 m de profundidad y una potencia media de 1,2 metros.

Basándose en la existencia de dos vetas principales, con mas de 1.000 m de corrida, con venillas y guías mineralizadas entre ambas, se consideró un plan de exploración con el objeto de aumentar las reservas medidas en unas 150.000 toneladas. La finalidad era obtener mineral para tratar durante cinco años, período de amortización de la planta instalada, a razón de unas 50.000 t anuales.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR. Delegación Mendoza.*

En el sector estudiado, se determinaron reservas medidas y recuperación. Las leyes se estimaron en base a los análisis realizados en 45 muestras.

Potencia media = 54,88 / 45 = 1,22 m
Plomo Ley media = 497,4069 / 54,88 = 9,06 %
Arsénico Ley media = 327,1030 / 54,88 = 5,96 %
Cinc Ley media = 237,9746 / 54/88 = 4,33 %

Otros resultados a partir de estas muestras, Cu: 0,47%; Ag: 196 gramos por toneladas.

La recuperación, en pruebas de concentración, realizadas por el Banco de Crédito Industrial, fue de Pb 85%; As 80%; Zn 80% y Ag 50%.

En base a estos valores se obtendrían: plomo 808.605 t; arsénico 500.640 t; cinc 363.720 t y plata 1.050 toneladas.

A estos estudios se suman los de muestreo, cubicación de oxidados y relevamientos de labores, (Morón, 1968).

La cubicación de la zona de oxidación, contempla las categorías posible y probable. Mineral probable: 2.300 t; mineral posible: 1.462 t; total: 3.762 toneladas.

Usos

Los sulfuros de arsénico, habrían sido utilizados durante la segunda guerra mundial, obteniéndose materia prima para la producción de anhídrido arsenioso, a partir de los relaves de la planta, (Angelelli, 1984).

Sistema de explotación

El sistema de explotación utilizado, fue aparentemente, realce sobre saca. También se habría aplicado en forma frecuente el tipo pirquén, o sea en forma desordenada, no programada.

Propietarios

El propietario de la mina Río Diamante, ex Las Picazas, es el señor Silvio Musso.

GEOLOGÍA REGIONAL

Este yacimiento se encuentra en la parte norte del Bloque San Rafaelino Pampeano, región constituida principalmente por rocas ordovícico-silúricas de la Formación La Horqueta, compuesta por grauwacas, areniscas, arcillitas y por leptometamorfitas, tales como esquistos micáceos, cuarzo micáceo y cuarcitas. Completan el marco regional, sedimentitas carboníferas de la Formación El Imperial, Sedimentitas y piroclastitas del Subgrupo Cochicó, pórfidos y tobas cuarcíferas del subgrupo cerro Carrizalito, y basaltos cuaternarios del Grupo Chapúa.

Otras rocas de escasa extensión areal yacen en la región, tales como el stock granodiorítico de La Chilena, de supuesta edad carbonífera y la denominada Brecha verde, aglomerado silicificado de edad pérmica.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La zona está formada por rocas correspondientes a la Formación La Horqueta, constituida localmente por esquistos sericíticos. Numerosas guías de cuarzo hidrotermal inyectan la roca.

Estructura

Las rocas que constituyen la Formación La Horqueta se encuentran fuertemente deformadas, con un intenso plegamiento, en general pliegues muy apretados, observándose en las cercanías pliegues volcados, y en la margen norte del Río Diamante, se presentan claramente deformaciones superpuestas. Son comunes las deformaciones en almohadilla, apreciándose a su vez intenso microplegamiento. El rumbo general es de N30ºO y con buzamiento de 20º al SO.

La deformación esta acompañada localmente por fallas que tienen un rumbo predominante N30ºO y un buzamiento de 60º al SO.

La mineralización ocupó precisamente algunas de estas fallas.

Morfología

Dentro de un conjunto de vetas subparalelas, hay dos principales, Juanita y Picaza, con rumbo general de N30ºO y buzamiento de 60ºSO, con una potencia que varía entre 0,50 y 2,50 metros. El largo supera los 1.300 m, pero con los afloramientos observados, siguiendo el rumbo, podrían inferirse hasta unos 3.500 m (Catalano, 1944).

El conjunto de sulfuros se presenta en las vetas como masas lenticulares con depositación posterior de cuarzo estéril o poco mineralizado (Dessanti, 1951).

Mineralogía

La mineralización primaria consiste en galena argentífera acompañada por abundante arsenopirita, pirita y escasa blenda. La ganga es cuarzo teñido con oxidados de hierro y arsénico. Los minerales secundarios son cerusita, limonitas, hemimorfita, escorodita y escasas anglesita, malaquita y azurita.

En la zona de oxidación, abundante sericita acompaña a los minerales secundarios, (Dessanti, 1956).

Los estudios microscópicos (IDEMSA 1987), revelan los siguientes minerales y características:

Galena: Se presenta asociada con pirita, en menor proporción con esfalerita. Ocasionalmente presenta inclusiones de calcopirita y sulfosales.

Esfalerita: Generalmente presenta inclusiones de calcopirita en forma de pequeñas gotas como producto de desmezcla, en tamaños que varían entre 5 y 35 micrones y como venillas de hasta 15 micrones de ancho. Está asociada frecuentemente a arsenopirita.

Sulfosales: Las sulfosales de plata están asociadas a esfalerita y en menor proporción a galena y pirita.

Arsenopirita: Es relativamente abundante y se encuentra asociada principalmente a pirita y blenda.

Calcopirita: Se encuentra en pequeñas proporciones, presentándose como diminutas inclusiones en blenda, como lamelas en galena y a veces como gotas en pirita.

Pirita: Es el mineral mas abundante y está asociado a todos los sulfuros descriptos.

Calcosina-Covelina: Se presentan en escasas proporciones.

MODELO GENÉTICO

La génesis de esta mineralización está relacionada a la intrusión de pórfidos cuarcíferos ocurrida en el Triásico, y pertenece a la zona mesotermal (Angelelli, 1984).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina, volumen II. *Comisión de Investigaciones Científicas,* La Plata. Buenos Aires.

Catalano, L. R., 1944. Yacimientos de minerales de zinc, plata, plomo y arsénico del Asiento Minero Metalúrgico 25 de Mayo, (Mendoza), Minas "Río Diamante" (Las Picazas). *Biblioteca SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

Dessanti, R. N., 1956, Descripción Geológica de la Hoja 27 c - Cerro Diamante, (Provincia de Mendoza). *Dirección Nacional de Minería, Boletín,* 85. Buenos Aires.

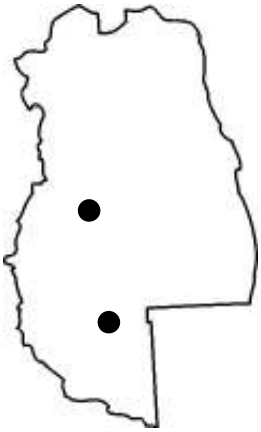
Direccion General de Minería, Provincia de Mendoza, 1966. Las Picazas, Mina Río Diamante (Plomo), Departamento San Rafael, Provincia de Mendoza. Inédito.

IDEMSA, 1987. Caracterización químico-mineralógica de una mena compleja de sulfuros, Anexo I. *Secretaría de Estado de Minería, Centro de Exploración*. Mendoza.

Monchablón, A. y D. Mirson, 1948. Informe sobre la Mina de plomo Río Diamante, (ex Las Picazas), Provincia de Mendoza. *Biblioteca de la Dirección de Minería,* inédito. Mendoza.

Morón, F., 1968. Informe de Mina Río Diamante. *Dirección de Minería, Provincia de Mendoza.*

Mallimacci, H. S., 1999. Yacimientos de fluorita del bloque de San Rafael, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 881-892, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE FLUORITA DEL BLOQUE DE SAN RAFAEL, MENDOZA

Hugo S. Mallimacci[1]

INTRODUCCION

UBICACIÓN

La mineralización de fluorita en el Bloque de San Rafael ocurre principalmente en sendas áreas geográficas que definen dos zonas metalogenéticas. Una de estas áreas se corresponde con los grupos mineros El Nevado y Sierra de Chachahuén, en Agua Escondida y alrededores. La otra, denominada Cerro Diamante, se ubica al este del cerro homónimo, con los grupos mineros Piedra de Afilar y 25 de Mayo.

El mayor número de denuncios está contenido en el primer distrito mencionado, siendo sus principales yacimientos los siguientes:

Grupo minero El Nevado: Santa Rosa, La Ventana, Don Ricardo, Gratitud, San Juan, Liana (I a VI), Virginia, Don Mario, La Catita, Doña Sara, Prodigio, María Silvia, Buena Esperanza, Monte Extraño, María Angélica, Hilda, La Colorada, Pebeta, Herminda, Ingrid (I y II), Triunfadora, La Morocha, Charito, Don Rufino, María Magdalena, La Susana, Leonor, Ramona, Juana, Anita, El Cavado. Los Compadres, Santa Josefa, Naila y Mercedes.

Grupo minero Sierra de Chachahuén: La Calandria, Arco Iris, La Pelirroja, Vetti, La Salinilla, Cruz del Sur y Argentina.

Respecto al distrito minero Cerro Diamante, los depósitos de mayor trascendencia dentro del grupo minero Piedra de Afilar son Gibraltar y La Esperanza. Las minas Los Dos Amigos, Carbajal, Las Aguilas, Los Tolditos, Esmeralda y Nostalgia integran el grupo minero 25 de Mayo.

Los yacimientos del distrito de Agua Escondida presentan mayor importancia debido a mejores expectativas en cuanto a volúmenes de reservas. Las minas Pebeta, Herminda, Liana, Los Compadres, Ramona, Buena Esperanza y Vetti tienen relevamientos topográficos-geológicos de detalle; además carecen de información que puedan proporcionar alguna definición acerca de su valor. Actualmente todos están en estado de abandono, desde la década del ‘80.

CARACTERÍSTICAS DE LOS PRINCIPALES YACIMIENTOS

CONTROL LITOLÓGICO

Las sedimentitas de edad carbonífera representadas por lutitas y cuarcitas constituyen la base litológica plegada. En ella se encuentran los sistemas de fracturas que permitieron el alojamiento de la intrusión volcánica hipabisal de composición granítico-granodiorítica.

El comportamiento de las fracturas está en relación con la composición de la roca. La intrusión ígnea, a manera de diques y filones capa (*sills*), corresponde al Pérmico-Triásico. El fracturamiento premineral ocurrió en una etapa posmagmática anterior a las efusiones basálticas de edad cuaternaria.

CONTROL ESTRUCTURAL

Los depósitos de fluorita, tanto como los de manganeso, molibdeno y wolframio, forman parte de distritos metalogenéticos cuya conformación depende de una gran estructura dentro de una orogenia. Los yacimientos muestran localmente una dependencia con respecto a las estructuras

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

preexistentes y especialmente con las directrices de los sistemas de fracturación primaria en los cuerpos magmáticos consolidados, existiendo una estrecha afinidad con rocas de definida uniformidad petrográfica. La región presenta un relieve donde se destacan diques de pórfidos riolíticos y granodioríticos y un sistema de fallamiento entrecruzado, típico en la zona.

Depositación mineral

Los minerales principales consisten en fluorita asociada con cuarzo o calcedonia y como accesorios wolframio y ocasionalmente molibdenita.

Ninguna de las minas proporcionan mineralización con ley necesaria para su comercialización productiva, siendo en general la ley de CaF_2 menor a 80%. La asociación mineral en el área de El Nevado muestra una ganga silícea y no calcárea, favorable para la concentración mineral.

Calidad, Reservas y Producción

Existen reconocidos aproximadamente 50 yacimientos de fluorita mensurados en la provincia. Los restantes quedaron en la etapa de cateo o denuncios.

En general las minas fueron mal explotadas por falta de dirección técnica y medios. Se suma a ello la carencia de capital de evolución que constituyó un obstáculo para la comercialización del producto, como así también para la explotación de aquellos depósitos con leyes inferiores a 80% CaF_2. En mayor o menor escala se empleó la selección manual.

La producción mensual en los yacimientos del distrito Agua Escondida alcanzó como máximo 600 t mensuales (Dirección General de Minería de Mendoza, 1968), correspondiendo en mayor porcentaje a la obtenida de las minas Pebeta, Liana, Herminda y Buena Esperanza, que contaron con un mayor desarrollo, mejores instalaciones y organización y continuidad en la extracción. El resto de lo producido procedió de explotaciones de "pirquineo".

En los grupos mineros Piedra de Afilar y 25 de Mayo, la extracción mensual calculada fue de 20 t con mineral de inferior calidad (información proveniente de la misma fuente).

La máxima producción anual se registró en los años 1965 y 1973, correspondiendo a 6.836 t y 6.710 t, respectivamente. A título de información, los datos discriminados en la decena 1962 a 1972 son 1962: 3.998 t; 1963: 5.292 t; 1964: 3.787 t; 1965: 6.836 t; 1966: 4.143 t; 1967: 2.625 t; 1968: 4.455 t; 1969: 4.437 t; 1970: 4.821 t; 1971: 1.532 t y 1972: 4.760 t.

Ingeniería Consultora S.A. (1974) realizó una estimación de reservas de los principales depósitos con estimaciones previas (mostrada en la tabla 1), en los que fue posible efectuar cálculos durante el reconocimiento llevado a cabo:

DISTRITO AGUA ESCONDIDA

Ubicación

El distrito Agua Escondida está ubicado en el sudeste de la provincia de Mendoza, a pocos kilómetros del límite con La Pampa. El acceso a esta zona se realiza por caminos de tierra en buen estado de conservación, mediante dos vías principales de comunicación: desde la ciudad de San Rafael utilizando el acceso de El Nihuil (200 km) o desde la localidad de Malargüe mediante el camino que conduce a la mina de manganeso Ethel (213 km).

GEOLOGÍA REGIONAL

Sobre un basamento correspondiente a la unidad Piedra de Afilar, integrado por granito y granodiorita aflorantes en las proximidades de la localidad de Agua Escondida, se asientan las sedimentitas carboníferas de la Formación Agua Escondida, constituida por areniscas, subgrauvacas, ortocuarcitas y escasas limolitas en bancos conglomerádicos.

Por su similitud con las rocas que afloran en las Sierras Pampeanas, las de la primera unidad fueron definidas por González Díaz (1972) como precámbricas?. Posteriormente fueron datadas por el método Rb/Sr dentro del Carbonífero, arrojando una antigüedad de 330 ± 25 Ma (Linares, 1981, en Sepúlveda, 1998).

La presencia de hornfels y cornubianitas se relaciona al emplazamiento de los cuerpos hipabisales mesosilícicos de la Formación Cerro Carrizalito, de edad pérmica superior-triásica inferior. En esta unidad se vinculan rocas del Grupo Cerro Carrizalito, la Formación Chapalco y el Grupo Los Corrales, con variación secuencial hacia un ápice ácido, iniciado con un miembro básico pasando por una facies o miembro mesosilícico, (Sepúlveda, 1998).

Una prolongada fase erosiva dio lugar al desarrollo de una superficie de erosión regional (en el sur mendocino) que es la prolongación austral de la llamada Peneplanicie de San Rafael. Esta fase erosiva se interrumpiría en el límite Cretácico-Terciario, con la depositación de sedimentos en reducidos asomos, preferentemente arcillosos.

Ascendiendo en el tiempo, se citan las Andesitas Huincán de edad pliocena inferior, conformada por volcanitas andesíticas, dacíticas y riolíticas, que constituyen un gran centro volcánico. Sobre ellas se hallan sucesivamente coladas basálticas de la Formación Coyocho (Neoterciario), Formación Morado Alto (Neopleistoceno) y Formación El Puente (Holoceno). Depósitos recientes no diferenciados ubicados al este cubren grandes extensiones.

En la figura 1 se muestran el marco geológico y principales yacimientos del distrito Agua Escondida.

Grupo	Mina	Mineral medido (t)	Mineral probable (t)	Mineral posible (t)	Total reservas (t)	Ley% CaF_2
El Nevado	Los Compadres			1500	1500	
"	Gratitud			600	600	75,5
"	Mercedes			450	450	
"	Sin Rival			500	500	
"	Las Catas			400	400	
"	La Catita			1500	1500	71
"	Virginia			1500	1500	78,3
"	Liana		3.780	8.550	12.330	79,2
«	Elsiren					
"	Pebeta	15.000		15.000	30.000	68,4
Sierra de Chachahuén	La Pelirroja			1.500	1.500	81,8
El Nevado	La Ramona		2.500		2.500	
"	Herminda			1.350	1.350	75,5
"	Monte Extraño					
"	Buena Esperanza			5.000	5.000	
"	San Juan			750	750	68,7
"	Don Mario					76-88%
"	Hilda					
"	María Magdalena			1.500	1.500	92
Sierra de Chachahuén	La Calandria			950	950	89
"	Vetty			670	670	75,5
"	El Gato o La Fortuna			360	360	
"	Salinilla					
El Nevado	La Colorada			890	890	82,1
"	La Ventana			390	390	93
"	Prodigio			350	350	78,6%
"	La Rosa					
"	Los Corrales			675	675	66,67
"	Charito			300	300	
"	La Susana			720	720	
25 de Mayo	Carbajal		510	2.175	2.685	75,5
"	Las Aguilas					
"	El Buitre			2.250	2.250	60,48
"	Esmeralda			400	400	
"	Nostalgia					
"	Los Dos Amigos	470	370	1.800	2.640	64,8
Piedra de Afilar	Gibraltar			1800	1.800	
"	La Esperanza					
25 de Mayo	Los Tolditos					

Tabla 1. Estimación de reservas.

GÉNESIS Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN

La génesis y las principales características de la mineralización en el distrito minero Agua Escondida son comunes en todas las minas. Estas se emplazan en una ancha faja tectónica de cerca de 25 km de longitud, y rumbo general entre N50-70ºO y E-O y buzamientos 65º-85º al noreste. Se trata de un relleno de fallas con estructura de brecha en una corrida de hasta 700 m, con tendencia lenticular y potencia de vetas variables (rara vez la media supera 0,50 metros).

La depositación estuvo estrechamente vinculada a la actividad dinámica formadora de la estructura receptiva. Cuando la formación de aberturas disminuyó, finalizó la depositación mineral. Posteriormente, fases tectónicas regionales, vinculadas a actividad magmática, produjeron aberturas con nueva mineralización (manganeso y hierro) ajenas a la de fluorita (De La Mota, 1963).

La edad de la mineralización es discutida. Para algunos autores, el origen de estas manifestaciones mineralizadas radica en la influencia de los diversos pórfidos del Grupo Cerro Carrizalito. García (1965) opinó que junto con el manganeso correspondería un ciclo más joven, relacionándolos con los basaltos de la Formación Morado Alto del Neopleistoceno. González Díaz (1972), sobre la base de la presencia común de ónix en las vetas de manganeso y fluorita, genéticamente conectadas con las masas basálticas de la Formación El Cenizo, incorporó a estos yacimientos de F y Mn del distrito Agua Escondida al Terciario (Plioceno superior). De La Mota (1963) opinó que las mineralizaciones de fluorita y manganeso están separadas en el tiempo y que la de este último debe estar vinculada al magmatismo basáltico.

La anterioridad de la mineralización de fluorita respecto a la de manganeso se evidencia por vetillas de este primer mineral intersectadas por las del segundo.

En el distrito minero Agua Escondida la asociación mineralógica está constituida por fluorita, óxidos de manganeso y sulfuros de plomo alternantes. En cambio, en Cerro Diamante solamente es fluorita y sulfuros de plomo.

Los minerales asociados son: goethita, óxido de manganeso, calcedonia, cuarzo, baritina, carbonato de calcio y yeso (García, 1965; Angelelli *et al*., 1980).

Las rocas de caja son las que integran el Grupo Cerro Carrizalito, hidrotermalmente alteradas. De acuerdo con Malvicini y Delpino (1989), predomina la argilización y en menor frecuencia propilitización y sericitización. Las texturas de las vetas indican relleno de fracturas y polipulsaciones minerales. Son comunes brechas tectónicas, bandeadas, escarapelas y agregados drusoides fibrosos y arriñonados. También es habitual la asistencia de varias generaciones de fluorita, indicadas por el bandeamiento, además de clastos de este mineral cementados por otras generaciones y de diferentes colores, tales como violeta, rosada, blanca, amarillenta, verdosa, azulada y negra.

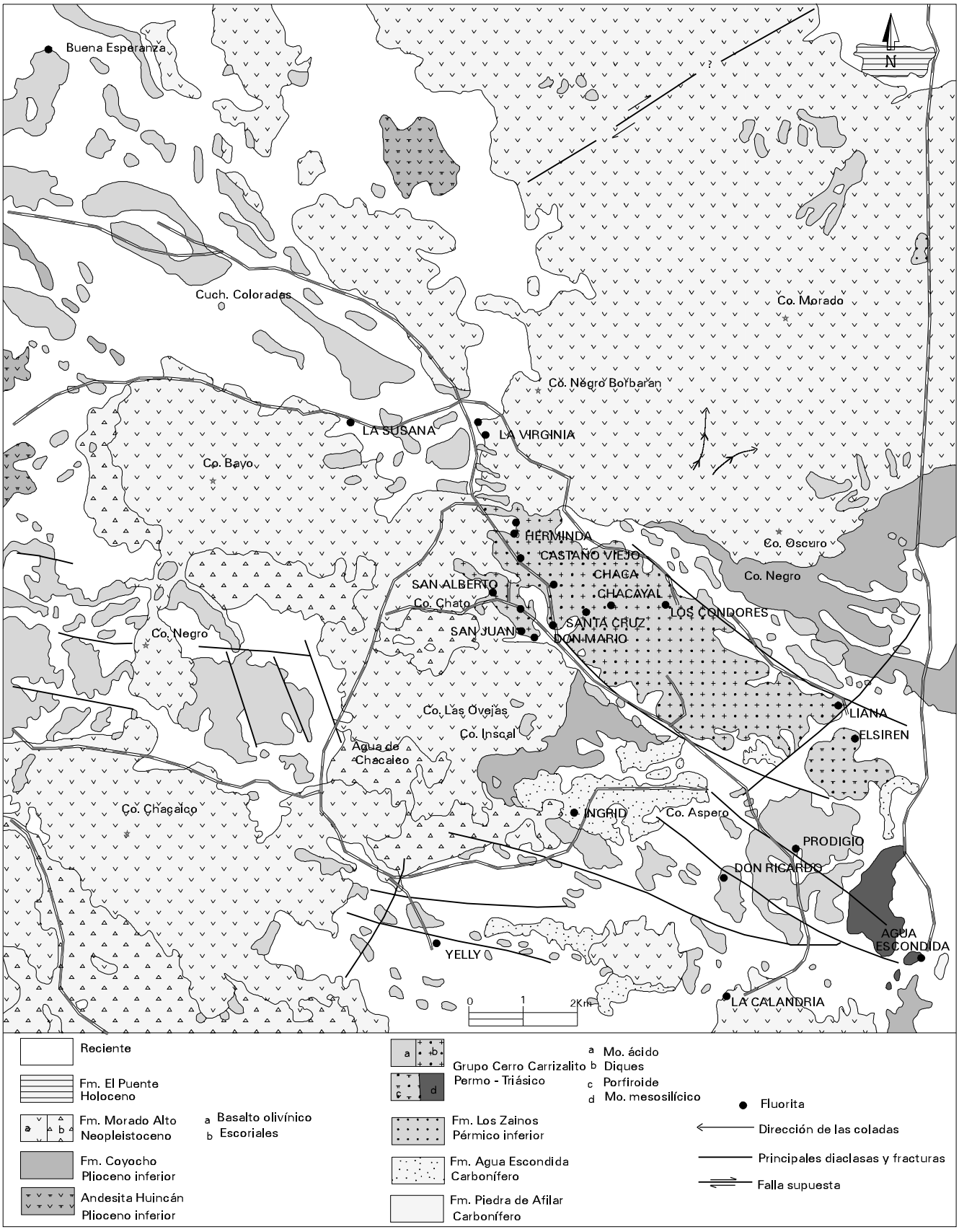


Figura 1. Marco geológico y principales yacimientos de fluorita del distrito Agua Escondida.

Las características texturales, relaciones geológicas y temperaturas obtenidas por inclusiones fluidas (90º a 230º), indican que la mineralización ha ocurrido cercana a la superficie, pudiéndose clasificar a estos yacimientos dentro del grupo de epitermales de Lindgren (Malvicini y Delpino, 1989).

Gauna (1978, 1979a, 1979b, 1979c) llevó a cabo varios trabajos sobre el distrito Agua Escondida.

DESCRIPCIÓN DE YACIMIENTOS MÁS IMPORTANTES

MINA LIANA

UBICACIÓN

Tres son las principales vías de acceso hasta el yacimiento: a partir de la Villa de Malargüe, San Rafael-Villa El Nihuil y desde Colonia Alvear. La primera parte de Malargüe por la ruta 40 al sur y a 22 km nace la huella que, con dirección sudeste, se une con la que proviene de El Nihuil y accede al yacimiento. La segunda arranca desde El Nihuil y con dirección sur llega hasta el cerro Boleadero, y pasando por las minas San Juan, Don Mario y Santa Cruz, accede al yacimiento. El tercer acceso parte de Alvear y Carmensa, utiliza la Ruta Nacional 143, cruza el río Atuel a la altura del puesto Barroso y siguiendo la huella que proviene de Punta del Agua hacia el sur, pasa por Los Menucos para acceder al depósito.

La mina se encuentra paralizada desde el año 1982, siendo la actual concesionaria la empresa Minera Agua Escondida S.A., Expediente: 394-C-58.

LITOLOGÍA

El entorno del yacimiento está constituido por rocas eruptivas, alternantes con terrenos aluviales de relleno. El representante eruptivo es un granito de color rosado claro y grano grueso, que aloja diques de pórfido granítico y granodiorítico del Grupo Cerro Carrizalito. Pórfidos riolíticos y cuerpos con características lamprofídicas también son hospedados por la roca plutónica (figura 2).

Por su notable similitud, en el terreno es difícil diferenciar las rocas filonianas con las de caja, siendo posible diferenciar a las primeras solamente por las formas más pronunciadas de su relieve.

La secuencia de los diques inyectados resulta clara en el caso de los pórfidos riolíticos y pórfidos granodioríticos en relación con el granito, en donde los primeros están cortados por los últimos. Los demás diques mantienen un pseudoparalelismo o se digitan como pequeños apófisis sirviendo de lazos de interconexión. Por el carácter composicional de las diversas rocas se infiere que existe vinculación por afinidad en muchos de los individuos aflorantes. Dentro de los mismos pórfidos riolíticos es posible determinar por comparación con otros yacimientos de la región, que han existido distintas etapas de penetración de la roca. El elemento más viejo lo constituye el granito; sus grietas fueron rellenadas por lavas graníticas; posteriormente se emplazaron las rocas granófiras y finalmente sus representantes efusivos (De La Mota, 1963).

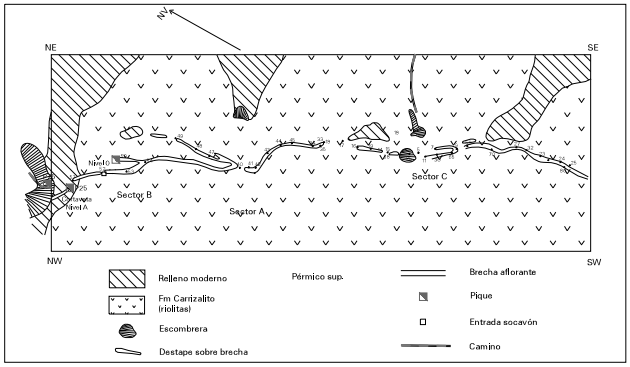


Figura 2. Plano geológico de la mina Liana.

ESTRUCTURA

Las mineralizaciones de fluorita se emplazan a través de fallas de rumbo general noroeste en una corrida de 700 m de longitud, afectando tanto a las sedimentitas carboníferas como a los pórfidos y volcanitas pérmicas. Los planos regionales de fracturación y las diaclasas dominantes conservan un rumbo N70º/80ºO, norte-sur y N35ºE, controlando la disposición de los valles. Es probable que estas antiguas líneas de debilidad hayan sido reactivadas con posterioridad. Según González Díaz (1972), la actividad volcánica regional en el Plioceno (Formación Coyocho) pone en evidencia nuevos acontecimientos relacionados con el III Movimiento (de Groeber). De confirmarse la relación genética entre los yacimientos de manganeso y fluorita, tendríamos como evidencia una reactivación de las antiguas líneas estructurales del Pérmico (preferentemente aquellas de N70ºO) y su vinculación con la acción magmática pliocena, con una invasión de líquidos mineralizados ricos en manganeso y fluorita, emplazados a lo largo de fracturas y diaclasas. La reactivación de la acción tectónica se expresa por el repetido brechamiento en estos yacimientos.

MINERALIZACIÓN

Las brechas de falla mineralizadas tienen inclusiones angulosas de pórfidos rodeadas de fluorita de estructura bandeada, escarapelada y arriñonada. La fluorita es generalmente de color amarillento, blanco, verdoso y violáceo, actuando como cemento en la brecha.

La mineralización se presenta a modo de lentes que alcanzan en algunos casos 4 m de potencia con adelgazamiento de hasta 0,20 m, resultando una típica estructura en rosario. En el sector este del yacimiento existen ramificaciones con leyes menores que las de la estructura principal.

Dos generaciones de mineralización se han determinado para este yacimiento. La primera está dada por la fluorita cristalizada y la segunda, por una "pasta mineral" fina que se introduce y se asocia a la fluorita cristalizada. Esta pasta mineral es de color violeta, con aporte silíceo de cuarzo, calcedonia y sílice criptocristalina, que penetra como guías dentro de la fluorita verde o violácea cristalizada.

Laboreo

Labores superficiales. Se han practicado rajos a lo largo de toda la corrida, con profundidades de hasta 9 metros. Los niveles y subniveles superiores al nivel 0 (todos inaccesibles) se emboquillaron a partir de los rajos primitivos. En total los trabajos superficiales suman 375 m de longitud.

Labores subterráneas. Sector oeste

Nivel 0: Tanto las labores de este nivel con las de los niveles superiores están inaccesibles. Sobre la base de un relevamiento realizado por la Dirección General de Minería de Mendoza, las labores suman 587 m de galerías y 102 m entre piques y chimeneas.

Nivel-10: Tiene un desarrollo de 66 m (inaccesible).

Nivel-25: Se accede por un pique de 15 metros. Tiene un desarrollo de 200 m hacia el sudeste y en él se llevó a cabo un pique interno que comunica con el nivel-50.

Nivel-75: Se accede por un pique maestro de 65 m de profundidad. Tiene un desarrollo de 26 m al nornoroeste y 100 m al sursureste. En este nivel se practicaron realces en 4 bolsones mineralizados de 10 a 15 m de longitud cada uno.

Sector este

Este sector tiene poco laboreo subterráneo. Se ha trabajado en un nivel 0 con 60 m de galerías y un nivel -6 con 100 m de desarrollo y el acceso se realiza mediante cortaveta.

Reservas

La mina Liana representa uno de los depósitos más trabajados del área. En 1962 la producción mensual fue de 40 t; en 1964 de alrededor de 200 t y en 1971, de 100 t.

Ingeniería Consultora S.A. (1974) calculó en 3.780 t el volumen de mineral con carácter de probable, correspondiendo a los bloques ubicados por encima del subnivel situado entre los niveles –50 y –25 y a cuatro lentes reconocidos en el sector este.

Por otra parte estimó 8.550 t de mineral con carácter de posible, en un bloque inferido por debajo del nivel –50 y al desarrollo (también inferido) de la veta que aflora superficialmente a través de 250 m de longitud, en el sector oeste. En total consideró 12.330 t de mineral entre probable y posible para todo el yacimiento, con una ley promedio del 79,2% CaF_2.

La empresa Minera Agua Escondida S.A. (1983) realizó un proyecto de exploración en un 65% del laboreo previsto, obteniendo como reservas 47.786,46 t de mineral indicado y 46.089,88 t de mineral inferido, con leyes medias de 78% Ca F_2 para el sector noroeste (nivel -75 m) y 68% CaF_2 para el sureste (nivel -25 metros).

A partir de la cubicación y tomando en consideración solamente el mineral indicado, aplica una penalidad de un 40%, estimando finalmente la existencia de una reserva económica de 28.672 toneladas.

MINA BUENA ESPERANZA

Ubicación

Esta mina fue descubierta en el año 1958, comenzando su explotación dos años después. El estado legal es vigente y su actual titular es el ingeniero Roberto Marín S.A.

El acceso se realiza desde Malargüe utilizando la Ruta Nacional 40, en un tramo de 10 km consolidados. Luego se toma hacia el este por un camino principal de tierra, hasta la mina de manganeso "Piedra de Fuego", para seguir desde aquí por una huella secundaria que conduce hasta el yacimiento. También se llega utilizando la picada que conduce desde El Nihuil a la localidad de Agua Escondida.

Litología

La roca que contiene la mineralización es pórfido riolítico de color rosado, que aflora en un paisaje topográfico de suaves ondulaciones.

Estructura

Tres vetas en abanico que rellenan fallas escasamente distanciadas, con rumbo N70º-80ºO de posición subverticales y con tendencias a converger hacia el noroeste, fueron localizadas en el pórfido. La septentrional es la de mayor recorrido, con 260 m incluyendo interrupciones.

Mineralización

En general, la fluorita se presenta en ambas salbandas de las vetas, formando bandas de diversos colores que portan minerales de manganeso y hierro en el centro.

Laboreo

Dado que el laboreo superficial se halla parcialmente aterrado, no se conocen las características de las vetas ubicadas al sur y centro, situada esta última en un chiflón. La veta norte fue expuesta mediante labores a cielo abierto y subterráneas, pudiéndose apreciar sus características en una longitud de 120 m y 50 m de profundidad. Su extensión

supera 400 m, en el caso que la veta existente 165 m al sudeste sea su prolongación.

Las principales labores realizadas son cuatro piques que no superan 55 m de profundidad, además de 650 m de galerías llevadas a cabo generalmente sobre la veta norte. Esta mina fue explotada siguiendo lineamientos técnicos y el método empleado fue el de "realce con relleno".

Calidad, reservas y producción

Sobre la base de la información de cinco muestras extraídas de la veta norte y analizadas por el I.N.T.I., se destacan valores entre 65,7 y 93,2% $CaF_{2;}$ 3,1 y 18,35% $F_2O_{3\ y}$ 0,1 y 0,45% Mn.

La veta fue dividida en cinco bloques y en un total de 7.194 t de mineral se le asigna un contenido promedio de 77,69% CaF_2, correspondiéndole la cantidad de 5.239 t con carácter de reservas "económicas" (Morón, 1968).

Esta mina fue explotada siguiendo lineamientos técnicos y el método empleado fue el de "realce con relleno". En 1978 la empresa explotaba el yacimiento a razón de 10-20 t mensuales.

MINAS PEBETA Y HERMINDA

Ubicación

Se ubican 20 km al este de Agua Escondida, pudiéndose acceder desde El Nihuil por el camino que conduce hasta el cruce con el de mina Ethel y desde allí se deben realizar 15 km hacia el este. El actual concesionario es la empresa Industrial Las Heras S.A. y el estado legal es vigente.

Litología

El ambiente geológico es como en todos los yacimientos de fluorita de la zona, correspondiendo a pórfidos riolíticos de color rosado a rojo, con grandes cristales de cuarzo y atravesados por diques de similar composición. En la zona brechada la caolinización es abundante.

Estructura

Se trata de vetas alojadas a lo largo de fracturas de rumbo general noroeste. El yacimiento muestra una gran regularidad en cuanto espesores, sin la presencia de clavos u *ore shoot* llamativos.

Mineralización

La mineralización de fluorita ocurre en vetas y vetillas compactas y ocasionalmente cementando clastos del pórfido. Los minerales que acompañan consisten en escaso cuarzo y óxidos de manganeso y hierro y como productos de alteración carbonato de calcio y caolín.

Existen tres tipos de fluorita, de las cuales la que presenta mayor importancia por su ley (95-90% CaF_2) corresponde a la de color amarillo y violáceo, siguiéndole la de color blanquecino, con menor ley (80% CaF_2). De acuerdo con un muestreo sistemático de labores subterráneas realizado por el Plan Mendoza de Exploración durante 1979, resultan valores de leyes de 90,74% CaF_2 y potencias medias de 0,41 m en un 90% del yacimiento, para el primer caso.

Laboreo

En la mina Pebeta se construyeron más de 220 m de rajos, a partir de los cuales se desarrollaron cuatro subniveles (hasta -90 m) que suman aproximadamente 1.000 m de desarrollo entre cortavetas y galerías (figura 3). En el caso de la mina Herminda se desarrollaron en dos niveles (-8 y -26 m) 300 m de labores entre rajos, piques y galerías, generalmente derrumbados.

El sistema de extracción se realizó por medio de galerías y realces sin relleno.

Calidad, reservas y producción

El Plan Mendoza de Exploración de la Secretaría de Minería de la Nación, en oportunidad de llevar a cabo el relevamiento topográfico-geológico de detalle de estas minas, elaboró un proyecto de exploración con labores exploratorias de superficie y subterráneas, sobre la base de: 116.773 t para fluorita del tipo a y b y 11.115 t en el tipo c, como mineral medido; 96.787 t para fluorita del tipo a y b y 9.222 t del tipo c, como mineral probable y 75.184 t para fluorita del tipo a y b y 7.155 t del tipo c, como mineral probable-posible. Ingeniería Consultora S. A. (1974) asignó reservas en sólo 1.350 t como mineral positivo (mina Herminda) y para Pebeta 30.000 t, de ellas 15.000 t como medidas con aproximadamente 70 % CaF_2. Morón (1968) estimó 7.800 t de mineral positivo; 4.000 t de probable y 4.600 t de posible.

MINA LOS COMPADRES

Ubicación

Se llega a este yacimiento por la huella que conduce desde El Nihuil a la localidad de Agua Escondida, hasta 1 km antes del puesto Borbarán, en donde se encuentra el acceso a la mina. El concesionario es el señor Aldo Sánchez y el estado legal es vigente.

Estructura

Se trata de relleno de fracturas, cuya única veta tiene entre 0,25 a 0,45 m de espesor, emplazada con rumbo aproximado N50ºO.

Mineralización

El mineral es de grano mediano a grueso, de baja ley y acompañado por abundante sílice.

Laboreo

En superficie, la corrida en la falla donde está contenida la mineralización supera los 300 m de extensión, ma-

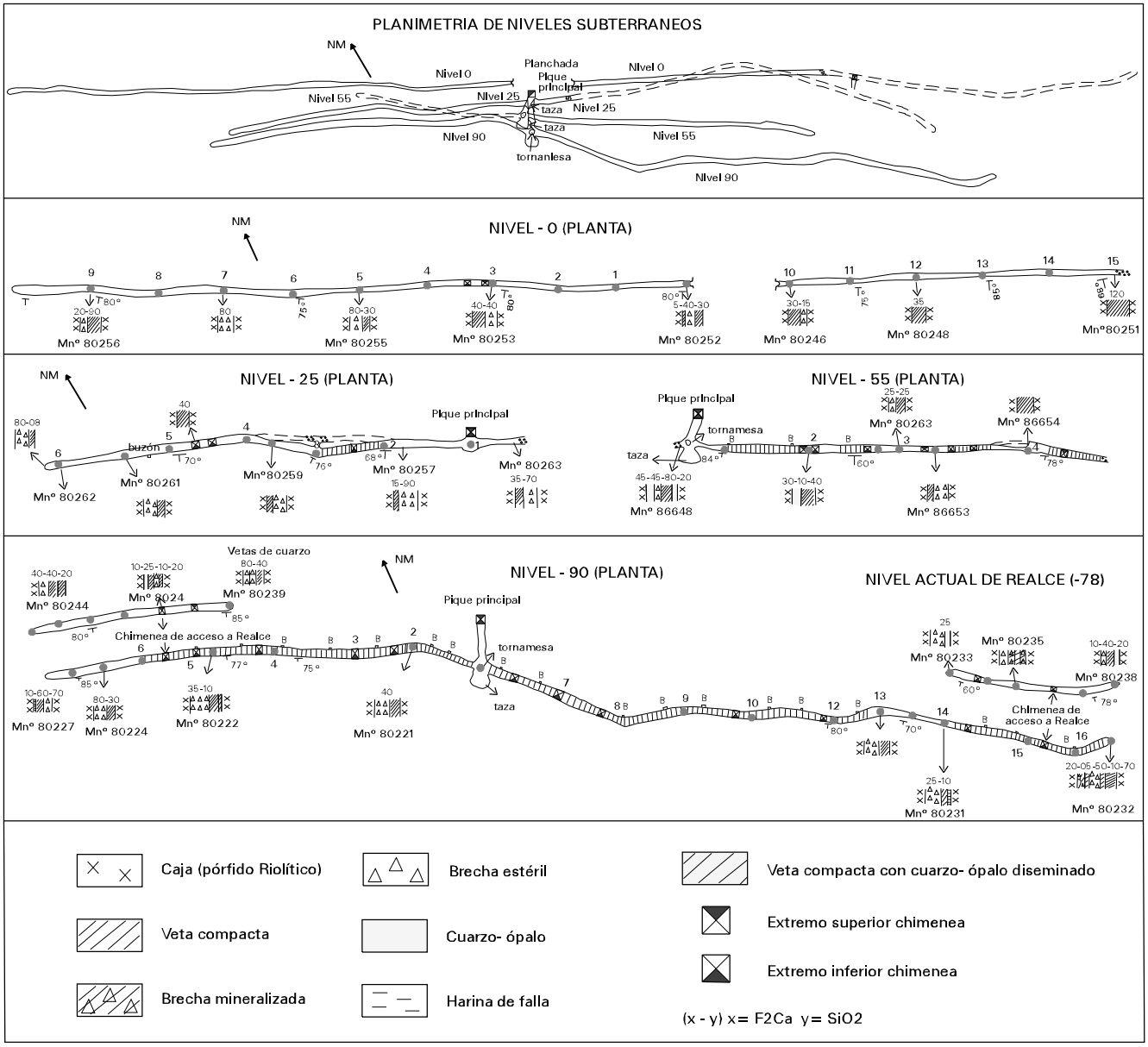


Figura 3. Lobores de la mina Pebeta.

nifestándose por una serie de piques y destapes alineados hacia el este-sureste, a partir de un pique principal.

Las labores realizadas consisten en 84 m de rajos a cielo abierto y un pique de 8 metros. En profundidad, a partir del pique principal se construyeron 100 m de galerías y cuatro chimeneas. Un muestreo sistemático de este subnivel arrojó una ley media de 73% CaF_2 en 1,17 m de potencia media (Gauna, 1979).

MINA ELSIREN

Ubicación

Dista 7 km al noreste de Agua Escondida, 5 km al sur de mina Liana y 180 km al sureste de Malargüe. El yacimiento (registrado como de woframita) según Gonzalez Díaz (1972) se aloja en granito (Formación Piedra de Afilar?), intruído por diques graníticos y dacíticos, como también fajas pegmatíticas. La mineralización de fluorita, de color amarillo verdoso y predominantemente azulado, se manifiesta conforme al mismo autor como numerosas vetas de cuarzo con molibdenita; cuarzo con wolframita y cuarzo con óxidos de hierro (vetas hidrotermales-hipotermales) y fluorita con calcedonia, fluorita con cuarzo, óxidos de hierro y manganeso (vetas hidrotermales-epitermales). Las vetas portadoras de molibdenita son las más abundantes, dispuestas en forma de reticulado de ángulo recto, y rumbos este-oeste y norte-sur. La de mayor longitud tiene 500 m y espesor que no supera 0,15 metros. Se desconoce la producción, y en cuanto a perspectivas los afloramientos con W y Mo son muy reducidos para alcanzar la categoría de mena.

DISTRITO CERRO DIAMANTE

Ubicación

El distrito minero Cerro Diamante se ubica 80 km al oeste de la ciudad de San Rafael, en el Departamento homónimo.

Los yacimientos distan aproximadamente 10 km al este de la presa Agua del Toro, próximos al río Diamante.

El acceso desde la ciudad de San Rafael se realiza por camino asfaltado que conduce al dique Agua del Toro, a 98 km. desde dicha ciudad. También se puede llegar desde la localidad de Pareditas utilizando la Ruta Nacional 40, luego de recorrer 100 kilómetros.

En general las minas fueron explotadas mediante "pirquineo", y si se agrega además la inactividad a que estuvieron sometidas desde la década del '60, motiva un estado de labores destruidas e inaccesibles. Solamente la mina Los Dos Amigos mantuvo continuidad en la explotación, hasta 1987.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las unidades geológicas que participan son las siguientes:

-Formación La Horqueta, formada por metacuarcitas, filitas y esquistos. Siguiendo el criterio de González Díaz (1972), se considera a esta unidad compuesta por metasedimentitas de bajo grado pertenecientes a la facies esquistos verdes, producto de metamorfismo regional de tipo dinámico. Rocas plutónicas (gabros y granodioritas) intruyen a estas sedimentitas, además de rocas hipabisales (kersantitas, spessartitas, etc.). La edad de esta unidad es considerada como del Ordovícico-Silúrico (Sepúlveda, 1998).

-Formación El Imperial: integrada por cuarcitas, areniscas, lutitas y limolitas. La edad es atribuida al Carbonífero superior-Pérmico inferior.

-Grupo Cochicó: constituido por conglomerados brechosos (Brecha verde), conglomerados brechosos, areniscas arcósicas y tobas (Formación Cochicó) y pórfidos oscuros riodacíticos (Formación del Arroyo Los Alomos) del Pérmico inferior.

-Grupo Cerro Carrizalito, constituido por tobas, brechas y andesitas (Serie volcánica de la Josefa), andesitas de la Serie porfirítica, pórfidos riolíticos y finalmente rocas efusivas y piroclásticas del Malal y cerro Bola. La edad atribuida corresponde al Triásico inferior-Pérmico superior.

-Terciario superior: integrado por secuencias arenosas, y

-Cuaternario: en una secuencia sedimentaria y piroclástica, con efusiones volcánicas basálticas.

Edad y características principales de la mineralización

Semejante a lo que ocurre en el distrito de Agua Escondida, la mineralización es de carácter lenticular y se dispone rellenando fallas, con estructuras brechosas. Se presenta formando bolsones mineralizados, cuyos espesores varían entre 1,5 a 2 m y corridas no superiores a 200 metros.

La fluorita se presenta de colores blanco, verde y violeta, intercrecida con calcedonia y cuarzo. Madrid (1988) relacionó genéticamente a estos depósitos con las intrusiones de pórfidos del Pérmico-Triásico.

Reservas

Según Madrid (1988), las reservas estimadas en los principales yacimientos se pueden ver en la tabla 1.

En la figura 4 se presentan el marco geológico y los principales yacimientos de fluorita del distrito Cerro Diamante.

DESCRIPCIÓN DE YACIMIENTOS MÁS IMPORTANTES

MINA LOS DOS AMIGOS

Ubicación

Se debe tomar la Ruta Nacional 40 hasta 5 km antes de llegar a la presa Agua del Toro. Desde allí, 4 km por una huella hacia el sudeste se llega a la mina. El actual concesionario es FGH S.A. y el estado legal vigente.

Litología

Las rocas que caracterizan el entorno del yacimiento son brechas volcánicas de la serie porfirítica cuyos piroclastos son de composición andesítica (Dessanti, 1956). Bancos potentes de este material alternan con bancos tobáceos que indican la orientación general del conjunto brechoso, de rumbo noroeste.

Mineralización y laboreo

La fluorita se presenta en una veta de corrida que no supera 250 m, con rumbo aproximado este-oeste. El sector ubicado al este del campamento es el que posee mayor mineralización. En él se desarrolló la explotación de un bolsón mineralizado de 85 m de longitud, a través de un socavón de 70 m (nivel-20), dos piques (uno de 40 y otro de 60 m de profundidad, unidos por una galería de 90 m), realces y cortavetas.

Las guías suelen distribuirse en anchos de 2,5 metros. La fluorita se presenta con colores verde, violácea y blanquesina y la sílice está en forma de cuarzo y calcedonia.

Ingeniería Consultora S.A. (1974) consideró que la mineralización ocurrió en varias fases; calcedonia y fluorita de color blanco y grano fino intermezcladas constituyen núcleos.

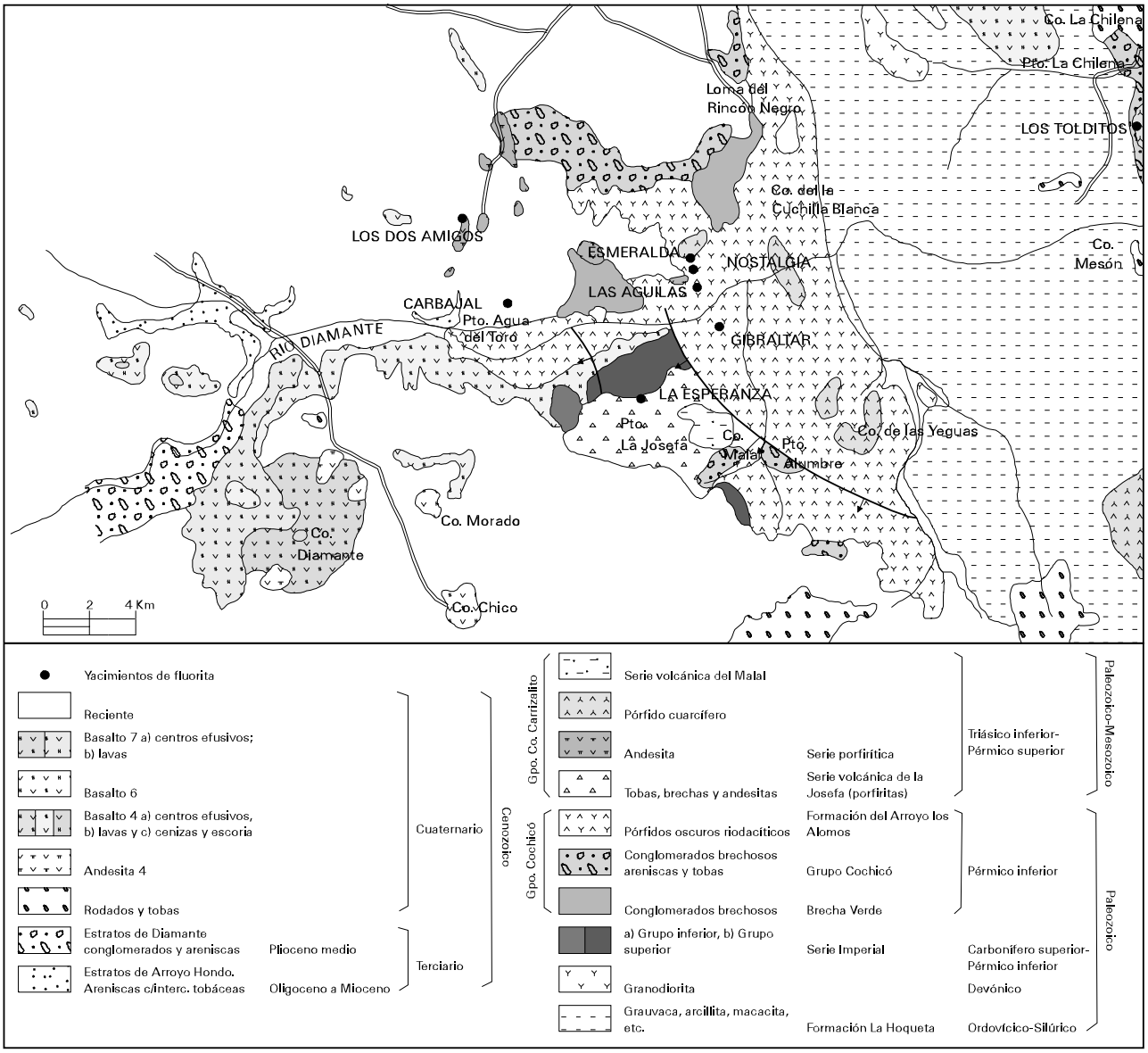


Figura 4. Marco geológico y principales yacimientos de fluorita del distrito Cerro Diamante.

Reservas

Este yacimiento es el que tiene mayores perspectivas respecto a los demás del distrito. Ingeniería Consultora S.A. (1974) calculó 470 t de reservas positivas, 340 t de probables y 1.800 t como posibles. Oliveri (1964) le asignan una reserva de 4.800 t positivas; 4.000 t probables y 4.500 t posibles. La extracción de muestras representativas acusaron 70% CaF_2 y 23% SiO_2. Esta propiedad fue reconocida mediante la realización de una serie de sondeos.

MINA LOS TOLDITOS

Ubicación

Se accede a la mina utilizando el camino que conduce al dique Agua del Toro. A 19 km de 25 de Mayo se toma la huella hacia el sur que pasa por el puesto La Chilena, de la cual se deben recorrer 6 km hasta la mina.

Litología

El depósito se encuentra en un ambiente geológico formado por pórfidos riolíticos.

Mineralización

La mineralización se emplaza a través de una extensa falla de rumbo general este-oeste, adoptando hábito lenticular con potencias máximas mineralizadas de 2 a 3 metros.

Laboreo

La mina se explotó mediante tres labores principales, constituidas por un socavón de 15 m de largo ubicado en el

extremo sudeste de la misma, un rajo de 15 m de longitud que continúa en un socavón de 20 m y finalmente un pique inaccesible construido en el extremo noroeste.

MINA GIBRALTAR

UBICACIÓN

Se sitúa sobre la margen sur del río Diamante, a 5 km al norte del puesto El Alumbre. En la actualidad se halla vacante.

LITOLOGÍA

Potente serie de sedimentitas compuestas por areniscas en parte arcósicas de la Formación El Imperial, caracteriza el sector en donde se emplaza el yacimiento.

MINERALIZACIÓN

La mineralización está controlada por una falla de rumbo N55ºO, que corta en forma discordante a dichas sedimentitas. En el sector de la fractura en la cual se ha producido un fuerte brechamiento de la roca de caja se formó un bolsón con mineral de 90 m de longitud por 7 m de ancho, el que fue totalmente explotado.

RESERVAS

Las reservas estimadas por Morón (1968) corresponden a 2.000 t de mineral posible, con leyes de 74,74% a 92,88% CaF_2.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R., 1980. Los yacimientos de minerales metalíferos y rocas de aplicación de la región centro-cuyo. *Anales de la Secretaría de Estado de Minería,* 19. Buenos Aires.

De La Mota, C. R., 1963. Mina de fluorita Liana. Consideraciones Geológicas sobre génesis y estructura. *Dirección General de Minería de Mendoza*, inédito.

Dessanti, R. N., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 27c Cerro Diamante (provincia de Mendoza) *Dirección Nacional de Minería, Boletín,* 85. Buenos Aires.

Dirección General de Minería de Mendoza, 1968. Plan Fluorita. Estudio del mercado de fluorita. *Dirección General de Minería de Mendoza,* 2: 102.

García, H., 1965. Informe sobre las minas Santa Cruz (manganeso), Liana, Elsiren y Potosí, La Esperanza, Magdalena, Irma y Mirú. Distrito Minero La Escondida, provincia de Mendoza. *Servicio Minero, Instituto Nacional de Geología y Minería*, Carpeta 034, inédito.

Gauna J., 1978. Fluorita de agua Escondida. Lineamientos básicos para una primera etapa de exploración. Propuesta de trabajo para las minas: Buena Esperanza, Liana, Los compadres, Herminda, Pebeta y Vetty. *Plan Mendoza de Investigación Geológica-Minera. Dirección Nacional de Minería y Geología. Biblioteca Segemar* Mendoza.

Gauna, J., 1979a. Fluorita de Agua Escondida. Proyecto de exploración de las minas Pebeta y Herminda.*Segemar Mendoza,* inédito.

Gauna, J., 1979b. Fluorita de Agua Escondida. Proyecto de exploración minera grupo Liana. *Plan Mendoza de Exploración Geológico-Minero. Segemar Mendoza,* inédito.

Gauna, J., 1979c. Fluorita de Agua Escondida. Proyecto de exploración minera mina Los Compadres. *Plan Mendoza de Exploración Geológico-Minero. Segemar Mendoza,* inédito.

González Díaz, E. F., 1972. Descripción Geológica de la hoja 30e Agua Escondida (provincia de Mendoza y La Pampa). *Servicio Nacional de Minería y Geología,* 135. Buenos Aires.

Madrid, J., 1988. Evaluación de las reservas de los principales yacimientos de fluorita de la provincia de Mendoza. *Dirección General de Minería de Mendoza,* inédito.

Malvicini, L. y Delpino, D., 1989. Metalogénesis de los complejos riolíticos de la provincia geológica sanrafaelino pampeana y la comarca Nordpatagónica Argentina. *Correlación Geológica* 3: 68-82.

Minera Agua Escondida S.A., 1983. Proyecto de exploración. Comité de Promoción Minera, provincia de Mendoza. *Dirección General de Minería de Mendoza,* 3.

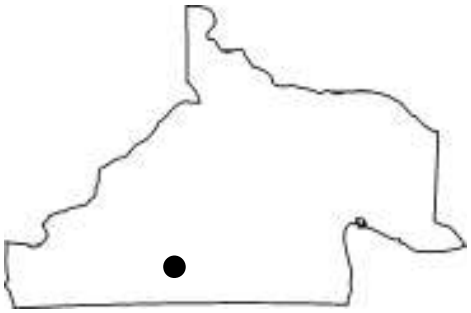
Morón, F. 1968. Evaluación de los Principales yacimientos de fluorita de Mendoza, (Plan Fluorita). *Dirección Nacional de Minería de Mendoza,* 1.

Oliveri, J. (y otros), 1964. Estudio Geológico Económico preliminar de yacimientos de fluorita. *Universidad Nacional de Cuyo. Instituto de Inversiones Mineras. Instituto Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 1003.

Sepúlveda, E. 1998. Hoja 3569-IV Embalse El Nihuil (en prensa).

Ingeniería Consultora S.A., 1974. Consejo Federal de Inversiones, planta regional de tratamiento y beneficio de minerales, provincia de Mendoza. *Dirección General de Minería de Mendoza.*

Franco, S., N. Puente, C. Varela e I. Gemuts, 1999. Mineralización aurífera en el distrito Los Menucos, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 893-894, Buenos Aires.



MINERALIZACIÓN AURÍFERA EN EL DISTRITO LOS MENUCOS, RÍO NEGRO

Silvio Franco[1], Noemí Puente[1], Carlos Varela[1] e Ilmars Gemuts[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El distrito Los Menucos está ubicado en el centro de la Provincia de río Negro al norte del Macizo de Somoncura.

ANTECEDENTES

Las mineralizaciones auríferas del tipo sulfato ácido (alta sulfuración) fueron descubiertos en abril de 1998 por Arminex S.A. Los principales prospectos son: El Puesto, Cuya y Caltrauna.

GEOLOGÍA REGIONAL

El *plateau* de Somuncura consiste de coladas basálticas miocenas que sobreyacen a afloramientos de edad proterozoica-palezoica y que constituyen el basamento cristalino. Las rocas mas favorables para la mineralización son de edad permo-triásica y corresponden al Grupo Choiyoi o equivalentes (Formación Granilla, Formación Los Menucos, Formación Sierra Colorado etc.). Estas unidades están mineralizadas o constituyen las rocas de caja de yacimientos de metales preciosos en las provincias de Mendoza y San Juan (Prospectos: La Cabeza y Veladero, respectivamente).

En Río Negro, el Grupo Choiyoi y secuencias mas antiguas que éstas, se encuentran intruídas por plutones mas jóvenes. No existen dataciones en la zona, pero es probable que algunos de esos plutones sean de edad terciaria. Dataciones efectuadas por los autores sobre sericita de las zonas alteradas de los alrededores del distrito han arrojado valores de 232 ± 8 Ma (Pérmico). Las rocas inalteradas dieron valores de 245 ± 8 millones de años. Las rocas que integran el Grupo Choiyoi, intruídas por brechas, pórfiros, monzonitas, de edad pérmica a miocena, tienen potencial para hospedar significativas mineralizaciones epitermales o porfíricas de oro-cobre.

GEOLOGÍA DE LOS PROSPECTOS

LITOLOGÍA

En el distrito Los Menucos aflora una vasta zona de rocas ignimbríticas y pórfiros riolíticos con alteración argílica avanzada, posiblemente la más grande en Argentina. Se supone que la mayoría de esa alteración está relacionada con intrusiones de domos riolíticos subyacentes a las vulcanitas félsicas de edad pérmica. Asociado a estas se reconocen cuerpos de brechas freatomagmáticas (diapíricas) y zonas con alteración hipogénicas ricas en hematita. Se han identificado brechas y microbrechas con fragmentos de tobas, pórfiros riolíticos y vuggy sílica. La brecha-diatrema intruye los niveles estratigráficos de tobas riodacíticas, tobas litocristalinas e ignimbritas riolíticas que constituyen las rocas de cajas. La matrix de la brecha y las paredes de las rocas hospedantes se encuentran alteradas a cuarzo-sericita, cuarzo-sericita-pirofilita o cuarzo-dickita. Las brechas intruyen tobas líticas y cristalinas de composición cuarzo-feldespática, siguiendo los principales lineamientos estructurales. Estas fracturas regionales tienen rumbo nor-noroeste, noreste-suroeste y este-oeste. Probablemente las mi-

[1] *ARMINEX S.A.*

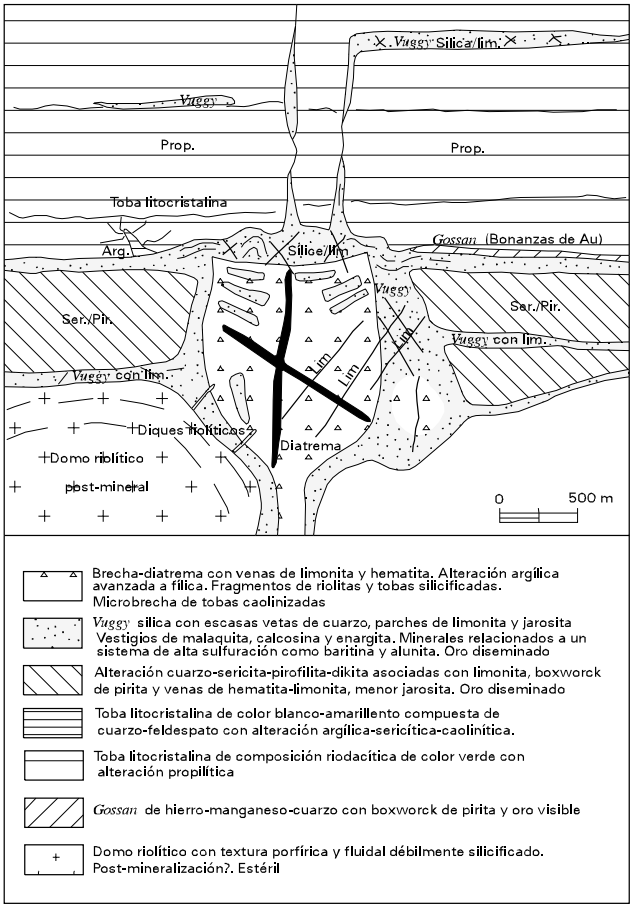


Figura 1. Distrito aurífero Los Menucos. Sistema de alta sulfuración relacionado con diatremas permo-triásicas.

neralizaciones auríferas estén relacionadas con las intersecciones de las dos primeras.

Mineralización y alteración

Las soluciones ácidas emanadas de los fluidos magmáticos relacionados con las brechas han alterado ciertas unidades dentro de las tobas. Las principales alteraciones son: fílica, silicificación, argilitización y propilitización, habiéndose identificado los diversos minerales con estudios de PIMA.

Las concentraciones de metales preciosos se encuentran dentro de los tres prospectos, principalmente en la *vuggy sílica*. Estos afloramientos ricos en sílice aparecen como diques y capas subhorizontales que alternan dentro de una secuencia de alteración cuarzo-sericita-pirofilita-dickita. Parecería que las soluciones de sílice reemplazaron selectivamente las unidades tobáceas.

En todos los prospectos hay venas y stockwork de limonita-hematita, algunas de las cuales pueden indicar oxidación hipogénica. Las rocas contienen baritina, fluorita, alunita, azufre nativo y parches de jarosita. Localmente se observan diseminaciones de malaquita y calcosina, provenientes de enargita. La relación oro/plata es 1/8. El oro es de tamaño microscópico y se encuentra en estado libre. Está alojado en la vuggy sílica, dentro de la asociación cuarzo-sericita-dickita o en delgadas fracturas vinculado a óxidos de hierro. En la superficie el oro puede ser de origen supergénico. En el contacto entre las zonas sericítica y propilítica se desarrolla una asociación de limonita-hematita-cuarzo (gossan) con oro visible.

MODELO GENÉTICO

Se propone un modelo de alteración-mineralización del tipo epitermal aurífero de alta sulfuración para el distrito de Los Menucos (figura 1).

Salvarredi, J., 1999. Yacimiento Doctor Baulíes y otros depósitos del distrito uranífero Sierra Pintada, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 895-906, Buenos Aires.



YACIMIENTO DOCTOR BAULÍES Y OTROS DEPÓSITOS DEL DISTRITO URANÍFERO SIERRA PINTADA, MENDOZA

Julio Salvarredi[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Se sitúa en el área centro–norte del Bloque de San Rafael (figura 1). La altitud varía entre 900 y 1.200 m sobre el nivel del mar. El clima es de tipo continental semiárido con algunas precipitaciones torrenciales en verano (precipitación media anual 250 mm) y con temperaturas medias anuales de 14,8°, media invernal 7,4° y media de verano 22,2°. La región es apta para trabajos de superficie todo el año.

Leyes, reservas y producción

El distrito alberga yacimientos y manifestaciones asignables a tres modelos genéticos principales:

1) Depósitos relacionados a vetas hidrotermales en rocas félsicas (aproximadamente equivalentes al Tipo Volcánico, Subtipo Ligado a Estructuras, Clase Vetas Intrusivas, de la clasificación de Dahlkamp, 1993).

2) Depósitos relacionados a meteorización (aproximadamente equivalentes al Tipo Relacionado a Discordancias, Subtipo Relacionado a Discordancias Fanerozoicas, de la Clasificación de Dahlkamp).

3) Depósitos relacionados a volcanismo subaéreo (equiparable al Tipo Volcánico, Subtipo Estratoligado, Clase Extracaldera, de la Clasificación de Dahlkamp).

Los depósitos relacionados a vetas hidrotermales en rocas félsicas y los relacionados a meteorización han resultado de muy pequeñas dimensiones (alrededor de 10 t los mayores) y con tenores no mayores de 0,2% de U. Están relacionados principalmente con rocas ígneas del Pérmico superior y Triásico inferior.

Solamente el modelo de depósitos en areniscas, relacionados a volcanismo subaéreo ha dado lugar a yacimientos explotables, cuyas leyes medias son de 0,090% de U y máximos de 0,292% de U con potencias de 23 metros. Los trabajos de exploración destinados a evaluar las reservas de este modelo han permitido establecer reservas económicas en los principales depósitos del anticlinal del Tigre que conforman los yacimientos Dr. Baulíes y Los Reyunos. Así también, en sectores marginales de la estructura mencionada, como La Caverna, Terraza Norte y Media luna III –IV, y en depósitos tales como La Pintada, Los Chañares, Agua de las Liebres, Carrizalito y Las Vertientes, distribuidos en distintas zonas de la cuenca pérmica oriental, se han estimado concentraciones clasificadas en un moderado grado de certidumbre, pero que se encuentran en una categoría de costos actualmente considerada sub-económica.

Detalle de las reservas de mineral. Los depósitos del braquianticlinal del Tigre son agrupados en los yacimientos Dr. Baulíes y Los Reyunos. En el primero los sectores mineralizados principales son: Tigre I, Tigre III, Media Luna I-II y Gaucho I-II.

En el segundo, los principales cuerpos o sectores más importantes son: La Terraza B y La Terraza C.

De todos estos cuerpos o sectores mineralizados, sólo cuentan con un Proyecto de Ingeniería Básica de Mina los sectores: Tigre I y La Terraza B y C. Los restantes sectores sólo tienen cálculo de reservas geológicas. El Proyecto de Ingeniería Básica de Mina de los sectores Tigre I y La Terraza, realizado en el año 1984, para un tenor de corte de fondo de explotación de 0,025 % de U arrojó los siguientes resultados:

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica.*

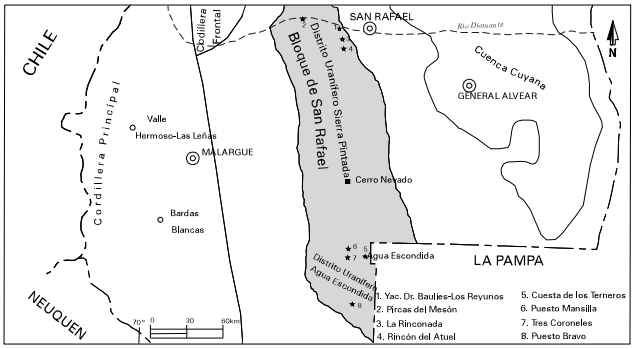


Figura 1. Ubicación del distrito Sierra Pintada.

Reservas de mineral explotable a cielo abierto: 11.571.445 t

Ley media *in situ*: 0,099 % U

Ley media de explotación: 0,090% U

Estimación de recuperación total mina–planta: 80%

U a recuperar: 9.164.584 kg

Ante la baja en el precio del concentrado en el mercado internacional se proyectaron en los sectores referidos nuevos diseños de explotación a cielo abierto. De acuerdo a uno de estos diseños y a un tenor de corte de cantera de 0,068%U, un tenor de corte de planta de 0,034%U y la experiencia recogida hasta el presente de las pérdidas y diluciones por explotación y rendimiento de planta de tratamiento mediante la aplicación de lixiviación en pilas, los cálculos arrojan las siguientes cifras:

Reservas de mineral explotable a cielo abierto: 3.612.411 t

Ley media *in situ*: 0,117 % U

Ley media de explotación: 0,137 %U

U a recuperar: 3.331.608 kg.

Las reservas geológicas, a un tenor de corte de fondo de 0,034%U, para los otros cuerpos o sectores mineralizados de mayor interés en el área del complejo minero-fabril San Rafael fueron calculadas en 2.115 t (Tigre III, Gaucho I-II y Media Luna I-II). Los sectores Tigre III y Gaucho I-II, si bien no tienen un proyecto de ingeniería básica, contaron en su momento con un proyecto de explotación a cielo abierto, el cual se llevó a cabo.

Mineral explotado. El mineral explotado en el complejo minero-fabril San Rafael, con un tenor de corte de explotación de 0,034 % U y hasta el año 1996, inclusive, arroja un total de 2.500.174 t, lo cual representa 2.260 t U. La producción de concentrado de uranio acumulada desde 1976 ha sido de 1.573 t U, obtenida por medio de las Plantas Malargüe y San Rafael.

Sistemas de explotación

El sistema de explotación implementado es de rajo a cielo abierto u *open pit* debido a la baja relación de encape. La máxima relación estéril/mineral es 10 a 1. El diseño de taludes adoptado es de 45° y las bermas sobre material estéril están espaciadas cada 10 m de desnivel. El material extraído de los bancos mineralizados es transportado por camiones hasta una instalación denominada túnel radimétrico, desde donde, de acuerdo al contenido de uranio calculado, el mineral es derivado a diferentes pilas de stock, identificadas con un número que indica la categoría correspondiente. El mineral triturado a un tamaño apropiado es tratado en pilas de lixiviación, utilizándose ácido sulfúrico para la extracción del uranio. Los líquidos cargados con uranio son recuperados en piletas, desde donde de acuerdo a su concentración son bombeados a las instalaciones en las que se extrae el uranio mediante resinas de intercambio iónico. El concentrado final se obtiene bajo la forma de diuranato de amonio (torta amarilla). La capacidad de producción de la planta de tratamiento es de 120 t de concentrado por año.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Los primeros descubrimientos uraníferos del distrito fueron realizados por CNEA en 1956 sobre manifestaciones de tipo vetiformes localizadas en la zona de Cuesta de los Terneros. Al ampliarse la exploración en la zona se descubrió, entre 1957 y 1968, una constelación de anomalías que posteriormente fueron estudiadas en base a perforaciones y trincheras (Romero, 1958; Antonietti., 1967). Entre aquellos nuevos hallazgos se contaban las manifestaciones Agua del Toro (Rodríguez, 1960) y los Chañares, cuya mineralización está alojada en areniscas pérmicas. Los depósitos encontrados no tenían importancia económica, sin embargo brindaron la base para iniciar una adecuada prospección de las unidades geológicas consideradas fértiles. De esta manera en 1968 (Coco, 1968) se efectuó la prospección aérea detallada, a malla de 250 m, de un sector amplio (aproximadamente 1.800 km^2) de la Sierra Pintada y Sierra de las Peñas, detectándose numerosas anomalías confirmadas posteriormente por revisión terrestre. La revisión terrestre permitió la ubicación de los depósitos de la estructura branquianticlinal del Tigre, que hoy constituyen los yacimientos Dr. Baulíes y Los Reyunos, además de numerosos indicios uraníferos de tipo vetiforme en fallas abiertas ocupadas por diques basálticos pérmicos, y también permitió la ubicación de los yacimientos en areniscas: La Pintada, Los Reyunos y Carrizalito.

En 1970, Rodríguez y Valdiviezo realizan el relevamiento geológico de la estructura del Tigre en escala 1:10.000 estableciendo la columna estratigráfica del sector, diferenciando los niveles pérmicos basales en dos formaciones y relevando cuidadosamente la estructura de plegamiento y de fallamiento mediante la correlación de niveles guías.

Los trabajos permitieron la ubicación de depósitos elongados principalmente norte-sur y limitados por fallas que delimitaban los sectores: La Caverna, Media Luna I,II,III

y IV; Tigre III, II y I; La Terraza y Terraza Norte. Siguieron a continuación las tareas de evaluación de los recursos mediante la ejecución de programas de perforaciones en malla regular que brindaron la información que permitió conocer el potencial del yacimiento.

En 1970 se realiza el primer programa de perforaciones por contrato, ejecutándose 2.400 m de sondeos distribuidos en malla regular en el sector La Terraza.

Durante la primera parte de la década del setenta se cumplieron operativos de radimetría pedestre abierta que permitieron ubicar nuevas anomalías principalmente del tipo vetiforme. Así también se realizaron radimetrías detalladas sobre las manifestaciones uraníferas.

En 1969, Muset ejecuta los primeros estudios emanométricos del área y en 1972 continúan sobre zonas adyacentes al sur del braquianticlinal del Tigre sobre áreas con cobertura cuaternaria y subyacencia de areniscas potencialmente portadoras de mineralización (Coronado, 1972).

En 1975 comenzó el levantamiento de perfiles geológicos semi-regionales destinados a establecer correlaciones, espesores y aspectos estructurales de la Formación Yacimiento Los Reyunos a fin de extender la exploración en la cuenca a través de perforaciones destinadas a detectar mineralizaciones no aflorantes.

En el año 1969 y en la década de los setenta se realizaron ensayos y operativos de prospección geoquímica estratégica de aluvión y aguas, que cubrieron 400 km^2 (Santomero 1969, 1974 y 1978) en la Sierra Pintada y 250 km^2 en la Sierra de las Peñas. (Gamba y Jofré, 1978).

En 1975 comenzó la explotación de una pequeña cantera en el Sector Tigre III y en 1976 comienza la explotación parcial en Tigre Y que luego se extiende a otros sectores al implementarse en el lugar el sistema de lixiviación en pilas para la recuperación del uranio.

En 1978-1979 se ejecutó el primer programa de perforaciones (10.000 m) de exploración en malla abierta. Fueron realizadas treinta y cuatro perforaciones distribuidas en diferentes sectores, principalmente de la cuenca pérmica oriental, en un área de aproximadamente 300 km^2 y permitieron completar la información geológica de superficie.

La utilización de técnicas geofísicas complementarias de la exploración geológica comenzó en 1975 con la realización de pruebas de geoeléctrica en zonas cubiertas de la cuenca pérmica occidental. Posteriormente se realizaron numerosos operativos destinados a optimizar la ubicación de perforaciones de exploración geológico–estructurales. Desde 1975 a 1994 se realizaron 124 SEV: Cebrelli (1976), Sturm (1979,1982, 1985, 1986 y 1987), Werner.(1989), Gianni y Ducguacgui (1992).

Durante 1979 se realizaron perforaciones de exploración en malla regular de 400 m x 500 m en el extremo norte del braquianticlinal del Tigre y en el extremo sur del anticlinal de Los Reyunos ejecutándose un total 4.000 m con recuperación de detrito.

Entre 1980–1982 se realizó un mapa fotogeológico en escala 1:20.000 que abarcó desde el río Atuel hasta la Sierra de las Peñas.

Desde 1980 a 1982 se realizó el operativo de perforaciones más importante en la historia del distrito, totalizando 92.142 m distribuidos en 255 sondeos de malla regular de diversas densidades y 40 sondeos en malla abierta de exploración o geológico–estructurales abarcando diecisiete sectores en ambas cuencas.

En 1986 se realizó un programa de perforaciones en malla abierta en el área de Puesto Cochicó que totalizó 3.098 m y que permitió definir que las perspectivas para la exploración por uranio en areniscas al sur de la Cuesta de los Terneros eran poco favorables al comprobarse que la erosión intrapérmica ha eliminado la mayor parte de las facies favorables.

En 1986 y 1987 se realizaron perfiles geológicos semirregionales (Meza, 1988) y fotomapeo en escala 1:20.000 (Rada y Salvarredi, 1987) en la prolongación meridional de la cuenca pérmica oriental entre el pie norte del cerro Nevado y el río Atuel. Con esas actividades se evidenciaron características paleogeográficas y litológicas que limitan las perspectivas de repetición del modelo existente en el braquianticlinal del Tigre.

El total de perforaciones en malla regular (de evaluación de reservas y de exploración) y abierta alcanza a 150.700 m, de los cuales el 79% corresponde a perforaciones de exploración en malla regular y el 21% a sondeos de exploración geológico-estructural.

Aparentemente para la formación de concentraciones económicas debió producirse la conjunción de una serie de factores favorables entre los que toma un papel importante la paleogeografía. Esto explicaría que, a pesar de la amplitud de la cuenca y de la yacencia de la roca portadora, las concentraciones económicas se ubican principalmente en un área no mayor a 10 kilómetros cuadrados.

Los yacimientos vetiformes han sido estudiados con algún detalle pero en general han brindado escasas perspectivas. Entre los más conocidos se encuentra Rincón del Atuel, donde , luego de trabajos detallados de superficie, se realizaron un operativo de perforaciones en el año 1987 y estudios complementarios que no brindaron resultados mejores a los de superficie. Las anomalías de tipo vetiformes estarían asociadas a tres orígenes principalmente: 1) Relacionadas a la actividad volcánica ácida del Grupo Cerro Carrizalito. 2) Asociadas a la removilización por meteorización y depositación en zonas de fractura en condiciones reductoras. 3) Por actividad hidrotermal plio-pleistocena vinculada con el ascenso del Bloque y el volcanismo basáltico regional que habría coadyuvado para la generación de celdas geotermales que removilizaron y depositaron uranio en fracturas y en tufas calcáreas de manantiales. De todas ellas las vinculadas a la actividad volcánica del Pérmico superior–Triásico inferior tienen mayores posibilidades debido a que se han detectado calderas volcánicas importantes con evidencias evolutivas favorables.

Los factores limitantes para la exploración de estos prospectos es la existencia de cubierta moderna en sectores de potencial importancia como las fallas de foso de caldera.

Desde el descubrimiento de los depósitos las tareas de exploración involucraron, en sucesivas etapas, estudios e interpretaciones orientadas a establecer la génesis de los yacimientos del distrito y la significación de los aspectos estructurales, roca madre (proveniencia posible del uranio), sedimentológicos, mineralógicos, de estratigrafía y sedimentología de ambientes volcaniclásticos y determinación de la paleogeografía. Los estudios han servido para establecer guías de exploración adecuadas al modelo de mineralización al que se ha arribado. Entre los trabajos realizados en ese sentido se encuentran los de autores como: Spalletti y Mazzoni (1972); Nicolli *et al.* (1978); Nicolli *et al.* (1980), Arcidiácono y Saulnier (1980); Ferreyra (1981, 1982, 1983); Kleiman (1983); Saulnier *et al.* (1987); Meza (1987, 1988, 1990, 1996); Kleiman y Salvarredi (1989).

Propietarios

La CNEA es propietaria de los derechos mineros de los yacimientos Dr Baulíes y Los Reyunos.

GEOLOGÍA REGIONAL

En relación a las formaciones portadoras y potencialmente portadoras de mineralizaciones económicas de uranio de los modelos hallados en la región, las unidades pueden ser agrupadas en: a) Formaciones integrantes de la columna del basamento de las unidades portadoras; b) Formaciones que incluyen o que están asociadas a los niveles portadores; c) Formaciones que constituyen la cubierta de las formaciones portadoras.

En orden cronoestratigráfico se reconocen las formaciones siguientes:

a) Unidades del basamento: 1) Precámbrico: i) Formación La Ventana (Núñez,1976), constituida principalmente por anfibolitas y esquistos micáceos, intruidos por pegmatitas y aplitas pre-ordovícicas; ii) Formación Cerro Las Pacas (Holmberg, 1973) integrada principalmente por migmatitas. 2) Ordovícico: i) Formación Ponon Trehue (Núñez, 1976), integrada por dolomías y calizas fosilíferas; ii) Formación Lindero (Núñez, 1976), constituida por areniscas gruesas cuarcitas y calizas blanquecinas y azuladas. Ambas formaciones redefinidas por Bordonaro *et al.* 1996. 3) Ordovícico–Devónico: i) Formación La Horqueta (Dessanti, y 1956), representada por grauvacas, areniscas arcilitas y metasedimentitas inyectadas por cuarzo microcristalino. ii) Formación Loma Alta del Nihuil (Silúrico), representada por un extenso cuerpo intrusivo gábrico. 4)Carbonífero: i) Formación Loma Rodeo de la Bordalesa, integrada por tonalitas, dioritas y granodioritas y granitos, que han intruido a la Formación La Horqueta y subyacen a sedimentitas del Carbonífero superior. ii) Formación El Imperial y unidades equivalentes, constituida por sedimentitas marinas de plataforma y transicionales a ambiente continental; abarcan desde el Carbónico superior a la unidades portadoras: 5) Pérmico inferior, corresponden a niveles equivalentes a la Sección Inferior del Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993): i) Formación Cerro Agua de las Yeguas (Kleiman y Salvarredi, 1989), está representada por una serie de pequeños stocks riodacíticos subvolcánicos reconocidos principalemente en el flanco occidental del Bloque de San Rafael. ii) Grupo Cochicó (Dessanti, 1956 ; Rodríguez y Valdiviezo, 1970) y unidades equivalentes (Formación La Huertita y Formación Los Zainos), integrado por: ii-1) Formación Yacimiento Los Reyunos, en la que a su vez se reconocen los siguientes miembros: Andesítico, Psefítico, Toba Vieja Gorda, Debritas Vieja Gorda, Areniscas Atigradas (este último incluye los niveles portadores de uranio de mayor importancia del Distrito, entre los que se destacan los del braquianticlinal del arroyo El Tigre). ii-2) Formación La Josefa, es equiparable al Miembro andesítico de la Formación Yacimiento Los Reyunos y está integrada principalmente por brechas volcánicas andesíticas. ii-3) Formación Arroyo Punta del Agua, constituida por brechas andesíticas, ignimbritas riodacíticas y areniscas feldespáticas, aparece sobreyaciendo a la Formación Yacimiento Los Reyunos. 6) Pérmico superior – Triásico inferior, corresponde a la Sección Superior del Grupo Choyoi (Llambías *et al.*, 1993): i) Formación Agua de los Burros (González Díaz, 1972), integrada por una serie de miembros: laharítico-conglomerádicos, ignimbríticos riodacíticos, intrusivos y de brechas volcánicas, aparece separada del Grupo Cochicó, y de sus equivalentes, por una discordancia angular regional. ii) Grupo Cerro Carrizalito y sus equivalentes regionales (Formación Los Corrales, etc): Está integrado por: ii-1) Formación Quebrada del Pimiento, caracterizada por su composición basandesítica a basáltica y representada por cuerpos intrusivos y mantos lávicos intercalados en la columna permotriásica. ii-2) Formación Cerro Carrizalito, de composición riolítica y representada por facies lávicas, ignimbríticas, stocks, diques, cuerpos graníticos y vetas de cuarzo. A esta formación y la actividad hidrotermal asociada se vinculan numerosas mineralizaciones de uranio no económicas en Sierra de la Peñas, Sierra Pintada y Agua Escondida (figura 2).

c) Unidades suprayacentes o modernas con respecto a las formaciones portadoras de mineralización de uranio: 7) Triásico inferior a medio. i) Formación Puesto Viejo (González Díaz, 1972), constituida por importantes paquetes areno-conglomerádicos con intercalaciones de lavas basálticas y de ignimbritas riolíticas, marca el desarrollo de una etapa de synrift equiparable a la Formación Las Cabras (Cuenca Triásica Cuyana). Esta formación alberga algunas anomalías uraníferas sin significación económica. 8) Mioceno: Formación Aisol (Dessanti, 1956), integrada por una potente secuencia de areniscas finas, limolitas y arcilitas de ambiente continental. 9) Plioceno: i) Formación Cortaderas, representada por intrusivos y cuerpos volcánicos andesíticos. ii) Formación Río Diaman-

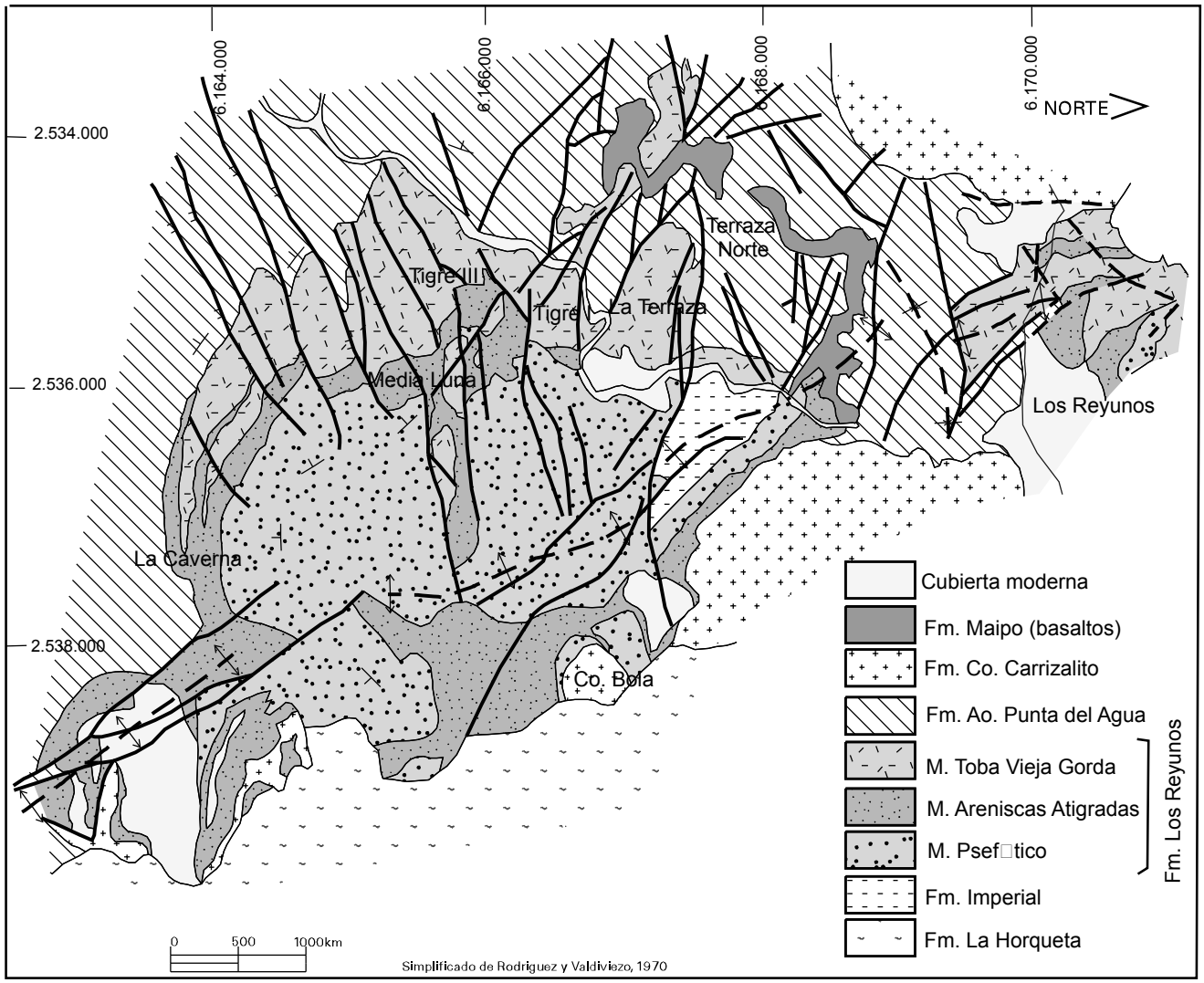


Figura 2. Geología regional del distrito Sierra Pintada.

te (Dessanti, 1956), caracterizada por una secuencia sedimentaria aluvial predominantemente conglomerádica. iii) Formación Río Seco del Zapallo, constituida por areniscas finas con intercalaciones conglomerádicas. 10) Pleistoceno: i) Formación Chapúa (Holmberg, 1973), integra los niveles basálticos que constituyen el núcleo antiguo del cerro Nevado. ii) Formación Tilhue (Holmberg, 1973), incluye rocas de composición dacítica y andesítica en el cerro Nevado y otros centros volcánicos cuaternarios. iii) Formación Puesto Moyano (González Díaz, 1972), integrada por depósitos aluvionales de carácter local, aparece adosada al flanco oriental del Bloque de San Rafael. iv) Formación Maipo (Irigoyen, 1972) incluye lavas basálticas y depósitos piroclásticos relacionados a numerosos centros volcánicos distribuidos en la región, alineados principalmente sobre fallamiento de rumbo oestenoroeste-estesureste. v) Formación Los Coroneles (González Díaz,1972), corresponde a depósitos de cono aluvial antiguos del río Diamante.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS EN EL DISTRITO SIERRA PINTADA

YACIMIENTOS DR. BAULÍES Y LOS REYUNOS

Se ubican en el este de la Sierra Pintada y se hallan a 35 km al oeste de la ciudad de San Rafael. Los yacimientos del braquianticlinal del Tigre tienen características similares a los depósitos de menor importancia económica hallados en otras zonas de las cuencas pérmicas occidental y oriental por lo que la descripción es válida y extensiva para ellos (figuras 3).

LITOLOGÍA

Las rocas portadoras de la mineralización son areniscas cuarzo-feldespáticas y cuarzo feldespato-líticas, pertenecientes al Miembro Areniscas Atigradas de la Formación Yacimiento Los Reyunos. En el área de los yacimientos las

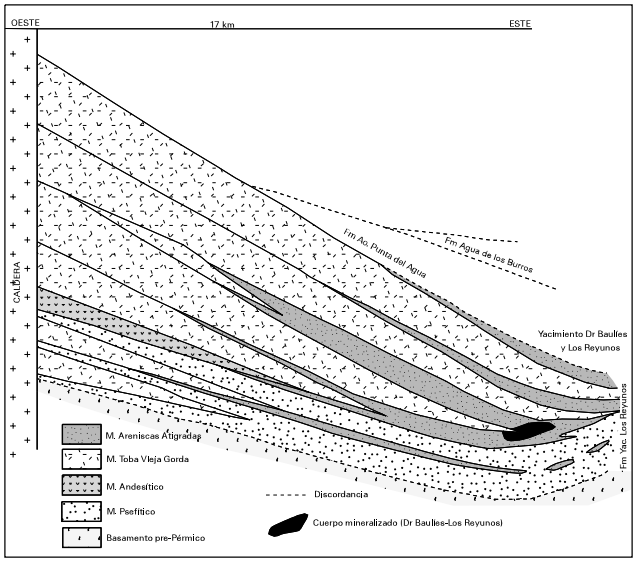


Figura 3. Yacimientos Dr. Baulíes y Los Reyunos.

areniscas están apoyadas concordantemente sobre conglomerados del Miembro Sefítico Inferior y subyacen a ignimbritas riodacíticas pertenecientes al 6° Ciclo (Meza, 1988) del Miembro Toba Vieja Gorda. El paquete completo de areniscas tiene un espesor de entre 75 m y 100 m y presenta una estratificación fina. El color es amarillo grisáceo en superficie y gris, verde y rojo en profundidad. Los granos son subrredondeados y están distribuídos en láminas de granulometría y mineralogía uniformes. En el tercio inferior aparece una intercalación delgada de toba (de 0,15 m de espesor y denominada impropiamente tufita) que hacia el oeste se engrosa constituyendo la ignimbrita correspondiente al 4° Ciclo (Meza, 1987) El mineral se halla ocupando principalmente los intersticios entre los granos de arena y recubriéndolos.

De acuerdo a Saulnier *et al.* (1987), las areniscas están compuestas por cuarzo, en general monocrsitalino, feldespatos, fragmentos líticos de rocas del basamento, de porfiritas y otros de origen volcánico. Los feldespatos son predominantemente plagioclasas, que presentan características ópticas de oligoclasa y oligoclasa–andesina; sin embargo los análisis de noventa y tres muestras con microscopio eletrónico de barrido dan una composición más cercana a las albitas. Los feldespatos potásicos presentes son ortosa y sanidina. Tanto las plagioclasas como los feldespatos potásicos se encuentran alterados a calcita, clorita y arcillas (caolinita e illita). Los fragmentos líticos están constituidos por cuarcitas y esquistos de la Formación La Horqueta (Paleozoico inferior), lutitas provenientes de la Formación El Imperial (de edad carbonífera), así como de porfiritas y rocas de origen volcánico. Además hay fragmentos de arcillas recristalizadas que provienen, probablemente, de la alteración del vidrio de las volcanitas. Poseen biotita y muscovita, esta última formada a partir de la primera, las biotitas se hallan desferrizadas, con minerales de hierro y titanio en las líneas de clivaje. En algunos casos están hematitizadas. En general las micas están deformadas y deflecadas y aparecen alteradas a illita y clorita. Como minerales accesorios son comunes la apatita y el circón. Las areniscas están cementadas por calcita, sílice, arcillas (caolinita, illita-montmorillonita), cloritas, hematita y más raramente baritina.

Las areniscas en la zona estéril presentan colores verdes (5GY7/2, 5GY6/2) y verde amarillento claro (10Y6/2, 5Y5/2) mientras que en la zona mineralizada son de color gris oliva (5Y3/2) o rojo (5R3/4, 10R3/4) (Kleiman, 1983). Existe una coincidencia notable entre el cambio de color y el aumento en el contenido de uranio. En las zonas cercanas a fallas se observan fenómenos de decoloración además de un predominio de colores castaños debido a la presencia de limonita. Así también, hay un oscurecimiento de las areniscas mineralizadas con respecto a la zona estéril (Kleiman,1983).

Estructura

Los yacimientos se ubican en el flanco occidental del braquianticlinal del Tigre, de rumbo N25°O y de unos 15 km de extensión. Las particularidades del pliegue y su ubicación en el contexto geológico regional han permitido a Lardone y Giordano (1984) distinguir al plegamiento como de tipo discontinuo o idiomorfo, atribuyendo su origen al ascenso de bloques del basamento pre-pérmico. Como consecuencia de la flexión resultante, los yacimientos han sido afectados por un sistema de fallas directas transversales al eje de la estructura e integrado por dos juegos principales, uno de ellos predominante de dirección este-noreste y el otro, subordinado, de rumbo oeste noroeste. Además aparecen fracturas que no están asociadas a los esfuerzos propios del plegamiento sino que están relacionadas a ciclos diastróficos posteriores. Las fallas delimitan bloques en escalón basculados y bloques antitéticos de tamaños y formas diversas, con el desplazamiento consiguiente de la mineralización en distintas posiciones espaciales. Los bloques principales han sido considerados como sectores mineralizados independientes a los fines de la explotación, a los que se denomina Tigre I, La Terraza, Tigre III, Los Gauchos y otros. Los buzamientos de la roca portadora, y por ende de la mineralización estratoligada, oscila desde 10° hasta 30 grados.

Morfología

La mineralización es de tipo lenticular, peneconcordante con la estratificación y, su distribución permite distinguir dos niveles superpuestos y separados por intervalos estériles o levemente mineralizados. El nivel principal presenta un desarrollo de unos 4.000 m de longitud por 600 m de ancho. Los espesores varían desde unos pocos centímetros en los bordes hasta 25 m en las zonas de máximo espesor. En dirección vertical existe una tendencia a presentar las leyes mayores en la parte central disminuyendo los valores hacia arriba y abajo. La distribución horizontal es más irregular, aunque se advierte una disminución gradual de

los tenores desde el centro del cuerpo hacia la periferia. El nivel secundario está debajo de la intercalación de toba, yace hasta 30 m por debajo del nivel principal y en algunas zonas se superponen. Se extiende 800 m en la dirección norte-sur y 400 m en dirección este-oeste.

Mineralogía

Minerales primarios. Fases uraníferas: Los minerales primarios en las areniscas portadoras en orden de importancia en este depósito son: uraninita, brannerita y coffinita. En las areniscas rojas se distribuyen de la siguiente manera: a)siguiendo groseramente la estratificación, principalmente donde la granulometría es mayor. b)en manchas sin seguir ningún ordenamiento. c) en venas de hasta 0,8 cm cortando a la estratificación. En la areniscas grises del mismo sector no se aprecian tales características. La uraninita se presenta comunmente como agregados subhedrales de grano muy fino, alcanzando un tamaño de 150 micrones. En algunos casos presenta textura coloforme. Vista en el microscopio con luz reflejada tiene color gris claro y es isótropa. En la mayoría de los casos está asociada a coffinita. La brannerita es de mayor tamaño que la uraninita. Algunos agregados tienen hasta 250 µ y presentan generalmente formas redondeadas. El color es gris claro a casi blanco y presenta reflejos internos de color castaño amarillento debido a posibles cambios de composición que están en relación con su asociación con óxidos de titanio (Arcidiácono y Saulnier, 1980).

Minerales secundarios. Entre los minerales de oxidación se encuentran uranofano, liebigita. No podría hablarse de procesos de enriquecimiento supergénico sino más precisamente de removilización y cierto enriquecimiento en zonas de falla del mismo yacimiento.

Minerales de ganga. Hematita , goethita, titanomagnetita y anatasa, son los óxidos no radioactivos más comunes. La titanomagnetita está presente en forma de cristales dodecaédricos, a veces redondeados y generalmente está reemplazada por óxidos de titanio (anatasa) y hierro. Los sulfuros se encuentran diseminados en la roca hospedante. La pirita, forma cristales subidiomorfos marcasita y arsenopirita. Es relíctica en uraninita y está intimamente intercrecida en agregados cloríticos. Asociada a ella se encuentra marcasita de similares características a la anterior pero anisótropa; (además acompañan calcita, baritina y apatita.). La galena está bien cristalizada con formas cúbicas. La arsenopirita presenta buen desarrollo, tiene anisotropía marcada y las maclas laminares son comunes. Calcopirita, bornita y blenda son muy escasas y ha sido observado oro en forma de granos submicroscópicos en las secciones pulidas. Así también se ha comprobado la presencia de uranio en agregados arcillosos, biotitas alteradas y cloritas, deduciéndose que dicho elemento no se encuentra sólo en los minerales comunes sino además adsorbido en arcillas.

Alteración Hidrotermal

No se ha hallado alteración hidrotermal relacionable con los procesos de mineralización.

Estudios isotópicos. Geocronología

A través del INGEIS (Instituto de Geocronología y Geología Isotópica) se realizaron estudios isotópicos de ^{13}C y ^{18}O sobre carbonatos del cemento y venillas de cuarenta muestras (Ferreyra, 1983) de diferentes litologías de areniscas y tobas de la Formación Yacimiento Los Reyunos cuyos valores promedio son: d13C= -4,7% y d18O= 11,3 %. La interpretación de los resultados sugiere un origen común para todos los carbonatos,además de que no hay evidencias de la acción de bacterias que hayan producido CO_2 para dar lugar a la formación de los carbonatos analizados.

La edad de los yacimientos ha sido inferida por relaciones de campo en base a dataciones radimétricas sobre rocas asociadas (Linares *et al.*, 1979). Consecuentemente, los procesos de precipitación del uranio quedan comprendidos entre 270-260 millones de años. En fecha reciente Meza (1997) informa sobre la datación de la mineralización, realizada a través del Beijing Research Institute of Uranium Geology, empleando el método plomo-plomo, que dio una edad de 265±57 millones de años. La determinación fue realizada sobre cuatro muestras de areniscas, tres de las cuales presentan relaciones plomo–plomo cercanas, mientras que una cuarta que pertenece a la vecindad de una falla, aparece totalmente separada en las gráficas y podría ser relacionada a removilizaciones posteriores de la mena. Este resultado ratifica la edad inferida para la formación del yacimiento, a la vez que concuerda con el origen volcánico propuesto, dejando abierta la posibilidad para efectuar alguna profundización sobre el análisis genético a través de los datos químicos allí presentados.

MODELO GENÉTICO

El modelo propuesto a partir de la consideración de la información existente (Meza *et al.*, 1991) y de comparaciones con ambientes mundiales similares determina como fuente principal de uranio a la desintegración y meteorización del vidrio volcánico contenido en las ignimbritas (Kleiman y Salvarredi, 1989; Villieras, 1987), la dispersión radial del U hacia la periferia del sistema volcánico, la incorporación a los acuíferos desarrollados en los paquetes de areniscas, procedentes a su vez de la desintegración de las ignimbritas y debritas del Miembro Toba Vieja Gorda, la posterior precipitación en especiales escenarios paleogeográficos que regularon al acuífero y donde confluyeron condiciones fisicoquímicas favorables. Específicamente puede asimilarse a los subtipos G15 y H15 correspondientes a facies volcaniclásticas de extracaldera, del modelo propuesto por Goodell (1985) en su esquema sobre distribución de modelos de yacimientos de uranio en relación a ambientes volcánicos. Para el subtipo

G15 este sería el mayor ejemplo a escala mundial hasta ahora hallado. De acuerdo a la clasificación de Dahlkamp (1993), sería asignable al Tipo 11: Volcánico, Subtipo 11.2: Estratoligado, Clase 11.2.2: Extracaldera. Considerando la clasificación de Pilcher *et al.* (1978) estos depósitos son ubicables en la Clase 540: Manifestaciones uraníferas volcanogénicas hidroalogénicas. De un modo más general, siguiendo la clasificación para depósitos de metales diversos de esta obra se le asigna el Modelo Genético 4: Depósitos relacionados a volcanismo subaéreo.

Estudios geoquímicos sobre muestras de la zona mineralizada indican una relación Th/U=0,04 para muestras de más de 50 ppm de U que contrastan con los valores correspondientes a areniscas no mineralizadas de zonas alejadas del yacimiento donde Th/U= 4,que es un valor normal para psamitas relacionadas a rocas volcánicas. Estos datos indican que no hubo enriquecimiento en torio lo que concuerda con una mineralización de uranio epigenética no relacionada a magmatismo.

Saulnier *et al.* (1987) al analizar los datos obtenidos en sus estudios mineralógicos y geoquímicos realizan las deducciones y conclusiones siguientes:

1) El uranio no sólo se encuentra formando parte de la uraninita, brannerita y coffinita, sino que también está adsorbido en anatasa, clorita y clastos de arcillas formados por alteración del vidrio volcánico posteriormente cloritizados, observándose una gradación entre los óxidos de titanio con uranio y la brannerita. Los óxidos de titanio provienen del reemplazo de magnetita titanífera, atribuído a la migración del hierro a partir de ellos. La disolución de parte de los granos sugiere la lixiviación del hierro como Fe^{2+} bajo condiciones reductoras.

2) Se verificaría lo sugerido por Demanche *et al.* (1976), quienes sostienen que, para ambientes medianamente reductores, la titanomagnetita se descompondría en rutilo o anatasa, liberando Fe^{2+}, que a su vez, en sulfhídrico, forma pirita que se deposita en intersticios cercanos al grano. También se cumpliría que ante la insuficiencia de sulfhídrico, el hierro se incorporaría a la estructura de las cloritas.

3) La materia orgánica, la pirita y las cloritas serían los principales precipitantes del uranio (Ferreyra, 1982). El hecho de que las areniscas sean eólicas implica la posibilidad de que el contenido inicial de materia orgánica haya sido bajo. Sin embargo, debido a que la existente en los yacimientos es amorfa, se estima que ha sido introducida como una especie coloidal soluble a partir de una fuente extrínseca. Las aguas subterráneas infiltradas en las areniscas a través de puntos de recarga superficial fueron las que aparentemente proveyeron de tales ácidos húmicos. Uno de lo mecanismos sugeridos para la precipitación de la materia orgánica amorfa a partir de los ácidos húmicos es la presencia de cationes polivalentes tales como hierro y titanio procedentes de la lixiviación de la titanomagnetita. La carga de estos cationes debió haber provocado la precipitación (Fishman *et al.*, 1985). La presencia de pirita y clorita asociada a la misma se considera un indicador de que la cantidad de materia orgánica sería en la actualidad inferior a la existente en el momento de la mineralización.

4) Los procesos de óxido–reducción causantes de la precipitación de la mineralización estarían evidenciados por la precipitación de una mayor cantidad de baritina en la zona mineralizada. Esta se formaría por la oxidación de la pirita que proporciona el sulfato y por la descomposición de los feldespatos que aportan el bario.

5) De acuerdo a Ferreyra (1982b) la fracturación postmineral fue seguida de una removilizción del uranio que se depositó en diaclasas y fracturas, teniendo lugar además una depositación póstuma de carbonatos. La fracturación debió permitir la oxidación de parte de las piritas, materia orgánica y magnetitas titaníferas dando lugar a las limonitas y minerales secundarios de uranio.

DISTRITO SIERRA PINTADA-SIERRA DE LAS PEÑAS

MANIFESTACIONES PIRCAS DEL MESÓN, LA RINCONADA, RINCÓN DEL ATUEL Y CUESTA DE LOS TERNEROS

Existe un grupo de manifestaciones de hábito vetiforme emplazadas (o relacionadas) en rocas de la Formación Cerro Carrizalito, o sus equivalentes de esta edad, que se concentran principalmente en las áreas de Sierra Pintada y Agua Escondida. La interpretación de la génesis de tales depósitos es dificultada por la escasez de información específica. Puede decirse que, en general, tienen relaciones Th/U inferiores a la unidad, lo que indica que el uranio no es de directa procedencia magmática sino que provendría de meteorización y removilizaciones a partir de rocas fuente en que el torio permanecería retenido en los hidrolizados. Además en general están asociados a zonas de alteración y sombreros de hierro que indican una relación con mineralización de sulfuros metálicos. Sin embargo falta información que permita definir si la mineralización de uranio provino principalmente por descenso o por celdas geotermales, o en algunos casos por una combinación de ambos procesos. En la hipótesis de mineralización por soluciones descendentes se propone que, durante el Triásico inferior, una importante cantidad de uranio disponible en el vidrio de las piroclastitas de la Formación Cerro Carrizalito y de la Formación Puesto Viejo (Triásico inferior a medio) fue liberada por meteorización e incorporada a los acuíferos y en su descenso y desplazamiento a través de la discordancia infratriásica (superficie de importante paleometeorización) habría alcanzado los depósitos vetiformes de sulfuros metálicos formados principalmente en relación con el ciclo volcánico de la Formación Cerro Carrizalito. En este caso los depósitos serían asignables al Tipo Relacionado a. Discordancias, Subtipo Discordancias Fanerozoicas, de la clasificación genética de Dahlkamp (1993), (Lardone *et al.,* 1993). En el caso de la hipótesis de mineralización por celdas geotermales, éstas se habrían desarrollado durante la actividad volcánica de la Formación Cerro Carrizalito y en menor grado

en relación a los ciclos efusivos de la Formación Puesto Viejo. En este supuesto el uranio liberado de las piroclastitas mencionadas habría descendido con las aguas meteóricas hasta alcanzar celdas geotermales, desarrolladas preferencialmente en zonas de falla,y depositado donde las condiciones de temperatura y ambiente reductor fueron adecuadas. Bajo esta hipótesis los depósitos serían asignables al Tipo Volcánico, Subtipo ligado a estructuras, Clase Vetiforme de la clasificación de Dahlkamp (*op. cit*.).

En la primera hipótesis los depósitos estarían espacialmente controlados por la profundidad a partir de la superficie de discordancia y sería esperable una brusca disminución de la mineralización con el aumento de la profundidad. Bajo la segunda hipótesis las manifestaciones de uranio no estarían controladas estrictamente por la profundidad (y virtualmente podrían hallarse mayores concentraciones). Desafortunadamente las exploraciones y laboreos realizados han sido casi superficiales y la información obtenida procede exclusivamente de la zona de oxidación de estos depósitos.

Pircas del Mesón: Se ubica en el Mesón de las Picazas, adyacente a la mina Las Picazas,sobre la margen derecha del río Diamante a unos 20 km aguas abajo del embalse Agua del Toro. Fue evidenciada por prospección aérea en 1968. La mineralización está alojada en pórfidos riolíticos alterados, de textura fina, pertenecientes a la Formación Cerro Carrizalito y está asociada a cobre, plomo, fluorita y cuarzo. Las rocas presentan importante caolinización, silicificación y seritización (Kleiman, 1990), predominando colores de alteración ferruginosa. Los minerales de uranio identificados son metazeunerita, metatorbernita y se los encuentra tapizando diaclasas posteriores a la fases de alteración principales. La presencia de fluorita y topacio es concordante con ejemplos mundiales de asociación de riolitas topacíferas con uranio. El contenido promedio es de 0,237 % U y el máximo es de 0,265 % de U. La relación Th/ U es de 0,009.

La Rinconada: Se halla aproximadamente a cuatro kilómetros al oeste de Valle Grande y a 80 m al sur del camino que une esta localidad con El Nihuil. El depósito está albergado en una zona de falla de rumbo norte-sur donde se han emplazado diques subverticales de pórfido basáltico de la Formación Quebrada del Pimiento de hasta 15 m de ancho y posteriormente pórfidos riolíticos asignables a la Formación Cerro Carrizalito. Las rocas de caja de las intrusiones son tobas brechosas, debritas y laharitas de la Formación Agua de los Burros. El conjunto se presenta afectado por zonas de epidotización, silicificación, caolinización y argilización. Con la silicificación se encuentran cristales de pirita y muy pequeños cristales negruzcos que representarían la mineralización de uranio. Asociada a la mayor anomalía hay un incremento en el contenido de K, Ba y Th y un decrecimiento de sodio. La zona anómala tiene una longitud de aproximadamente 300 m por 150 m de ancho, distinguiéndose tres cuerpos principales. Leyes promedio de 0,025 U a 0,026 se hallan en una potencia variable de 0,40 m a 1,60 m. La relación Th/ U =0,023. La mineralización asociada es de cuarzo, pirita, calcita y fluorita, jarosita, celadonita y goethita.

Rincón del Atuel: Se ubica a 25 km al oeste sudoeste de la ciudad de San Rafael y a 1 km al sur del puesto Las Tinajas. El depósito está emplazado en diques de pórfido basandesítico de la Formación Quebrada del Pimiento, buzantes al oeste, que aparecen afectados por brechamiento, alteración e intrusión parcial y reducida de pórfidos riolíticos. La mineralización estaría asociada principalmente a actividad hidrotermal vinculada con la fase volcánica principal de la Formación Cerro Carrizalito, una de cuyas calderas (Potrerito) se ubica a 20 km al oeste (Salvarredi, 1997). La faja constituida por el dique, que inclina 70°O, y la zona de alteración tiene un rumbo N20ºO a N40ºO, un ancho que llega hasta 50 m y una longitud de 400 m. Las zonas de alteración determinadas por Dristas *et al.* (1978) desde el centro a la periferia son: zona de jarosita–escorodita; zona de celadonita–clorita y zona de carbonatos. La mineralización más importante se halla en coincidencia con la zona de jarosita–escorodita. El mineral de uranio identificado es metazeunerita, propio de zona de oxidación, de la misma manera que la escorodita, proveniente de la oxidación de arsenopiritas. Las leyes promedio se ubican entre 0,034 % U y 0,085 % U, con un máximo de 0, 227 % U. Las relaciones Th/U se ubican en torno a 0,004 que evidencia una procedencia no magmática del uranio.

Cuesta de los Terneros: Se ubica en el pie oriental del Cerro de los Terneros, al costado sur de la Ruta Nacional 144 a 32 km al oeste-suroeeste de San Rafael y constituye el primer depósito uranífero hallado en la región (Parera, 1956). La mineralización está localizada en una brecha en el contacto del pórfido riolítico del Cerro de los Terneros (perteneciente a la Formación Cerro Carrizalito) con ignimbritas de la Formación Agua de los Burros. La exploración realizada por medio de un pique de 15 m y dos galerías cortas ha permitido determinar las existencia de uraninita, uranofano, schroeckingerita–autunita, y como minerales asociados óxidos de hierro y manganeso, ópalo, yeso y calcedonia (Romero, 1959). Los contenidos medios de uranio son de 0,22 %U y un contenido máximo de 0,68 % U. Los contenidos de uranio muestran valores más bajos en la parte más profunda del pique (Rodríguez, 1960).

DISTRITO AGUA ESCONDIDA

MANIFESTACIONES PUESTO MANSILLA, TRES CORONELES Y PUESTO BRAVO

En el ámbito de la hoja geológica 30e Agua Escondida, departamento Malargüe, fue hallado en la década del ’50 un grupo de manifestaciones de uranio (figura 1), de morfología vetiforme (Ortega Furlotti, 1958) emplazadas

principalmente en rocas ácidas de la Formación Los Corrales (González Díaz, 1979) de edad pérmica superior–triásica inferior. La mineralización tiene pequeñas dimensiones, muy poca continuidad y bajos contenidos de uranio. En general en estas manisfestaciones, en forma superficial, se observa carnotita y malaquita,acompañadas por galena, pirita, esfalerita e intensa hematitización. En líneas generales estas manifestaciones son similares a las de Sierra Pintada descriptas anteriormente y, aunque no existen dataciones de la mineralización, de acuerdo a sus caraterísticas y aspectos geológicos regionales su edad estaría ubicada entre el límite Pérmico-Triásico y el Triásico medio.

Puesto Mansilla: Está ubicada a aproximadamente 15 km al noroeste de la localidad de Agua Escondida. Se emplaza en una fractura de rumbo aproximado noroeste-sureste, localizada sobre un dique de pórfiro riolítico rojizo. La mineralización se localiza en venillas de cuarzo sobre una corrida de 80 m de largo por un ancho no superior a 0,40 metros. Asociada a las venillas de cuarzo aparecen sulfuros de cobre y de plomo, con una diseminación accesoria e irregular de núcleos de uraninita y aureolas impregnadas con carnotita. Los contenidos de uranio se ubican entre 0,06 % de U y 0,034 % de U.

Tres Coroneles: Se ubica en el faldeo alto del Cerro Tres Coroneles. La mineralización está emplazada en una brecha riolítica portadora de cobre (en forma de malaquita, azurita y calcopirita) distribuida irregularmente a través de los planos de diaclasas generando variados registros radiactivos. La mineralización de uranio está representada por escasas impregnaciones de uranofano que tapizan las grietas y fisuras a partir de las cuales se forman típicas aureolas de impregnación. Accesoriamente se reconocen pequeños cristales de pirita y galena. El cuerpo brechoso impregnado con la mineralización tiene aproximadamente 25 m de largo por 0,60 m de potencia. El contenido de uranio en la zona de mayor mineralización es de 0,053 % U a 0,034 % U.

Puesto Bravo: Se ubica a 300 m al este del Puesto Bravo, situado al sur de la Laguna Agua Nueva. La mineralización se aloja saltuariamente en un dique de pórfiro basáltico muy brechado que intruye a cuerpos de pórfiro riolítico de la Formación Los Corrales. El pórfiro basáltico aparece inyectado por venas de cuarzo de poco espesor, portadoras de carbonatos de cobre y asociadas a sulfuros de hierro y plomo. La manifestación ha sido constatada por radimetría y los minerales de uranio estarían obliterados por los abundantes óxidos de manganeso que impregnan las zonas mineralizadas. En una longitud de aproximadamente 50 m se distinguen tres sectores que acusan valores radiactivos anómalos pero relativamente bajos. El ancho medio de los mismos no supera los 0,40 m y las muestras extraídas en los tres sectores anómalos revelan un contenido promedio de 0,034 % de U. Así también el cuerpo mineralizado aparece atravesado por numerosas venas de calcita y de la variedad ónix que corresponderían a la actividad de fuentes termales ligadas a los eventos póstumos de la actividad volcánica basáltica cuaternaria que afectó a la zona.

BIBLIOGRAFÍA

Aldebert, S., 1978. Manifestación Nuclear Rincón del Atuel. departamento San Rafael, provincia de Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Arcidiácono, E. y M. E. Saulnier, 1980. Contribución a la interpretación genética de los yacimientos uraníferos del área de Sierra Pintada, San Rafael, Mendoza. *A.M.P.S.*, 11: 1-14.

Azcuy, C. L., 1993. Las secuencias sedimentarias mesozoicas. En: V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Minerales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza,1993), Relatorio:* 41-52.

Bermúdez, A., D. Delpino, F. Frey y A. Saal, 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En: V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Minerales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza,1993), Relatorio:* 161-172.

Bordonaro, O., M. Keller y O Lehnert, 1996. El Ordovícico de Ponon Trehue en la provincia de Mendoza (Argentina): Redefiniciones Estratigráficas. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996), Actas,* 1: 541-550.

Chaar, E. y R. Ferreyra, 1978. Estudio sedimentológico, petrográfico y mineralógico sobre muestras de sondeos del yacimientos Los Reyunos, Sector La Terraza.

Coco, A., 1968. Relevamiento radimétricoaéreo. San Rafael, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, inédito.

Coronado, J., 1971. Manifestaciones nucleares de Valle Grande. San Rafael. Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, inédito.

Dahlkamp, F. J., 1993. Uranium Ore Deposits. *Springer – Verlag.* Berlín

Di Persia, C. A., 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de La Horqueta, zona Sierra Pintada, departamento San Rafael, provincia de Mendoza. *4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas,* 3: 29-41, Buenos Aires.

Dristas, A. J., K. Hayase, C. Prozzi y A. Prieto, 1978. Estudio sobre la manifestación de uranio de Rincón del Atuel, departamento San Rafael, provincia de Mendoza.

Espejo, I. E., 1990. Análisis paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial en los alrededores de los ríos Diamante y Atuel (provincia de Mendoza). *Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral,* inédita. Buenos Aires.

Ferreyra, R., 1981. Características generales del Sector Tigre I, Yacimiento Dr. Baulíes, Sierra Pintada, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Ferreyra, R., 1982. Acerca del contenido actual y original de uranio del Miembro Toba Vieja Gorda. Sierra Pintada, Mendoza. Sus implicancias como roca fuente para los yacimientos del área. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Ferreyra, R., 1982. Consideraciones genéticas sobre los depósitos uraníferos de Sierra Pintada. Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Ferreyra, R., 1983. *Estudio isotópico por ca*rbono y oxígeno sobre muestras de diferentes niveles del Grupo Cochicó, Sierra Pintada., San Rafael, provincia de Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, inédito.

Gamba, M. y O. Jofré, 1978. Prospección geoquímica estratégica. Sierra de las Peñas, departamento San Rafael, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno,* inédito.

Gianni, R. y J. C. Dichiachio, 1992. Relevamiento geoeléctrico en Zona Ex-Mina Santa Elena, Bloque de San Rafael. *Informe CRAS–Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

González Díaz, E. F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 27 d, San Rafael.

González Díaz, E. F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30 e, Agua Escondida

Goodell, P., 1985. Classification and models of Uranium deposits in volcanic environments.

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. Soc*iedad Geológica Argentina, Revista,* 1 (3). Buenos Aires.

Holmberg, E., 1948. Geología del Cerro Bola, contribución al conocimiento de la tectónica de la Sierra Pintada. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 68: 313-361 Reimpreso en *Sociedad Geológica Argentina, Revista,* 3 (4): 313-361. Buenos Aires.

Holmberg, E.,1973. Descripción Geológica de la Hoja 29 d Cerro Nevado, Provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín,* 144: 1-71, Buenos Aires.

Ibáñez, G. H., 1967. Informe complementario sobre la estratigrafía de la Sierra de Pintada (Mendoza Sur). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito. Buenos Aires.

Irigoyen, M. , 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina, Centenario de la Academia Nacional de Ciencias,* 345-364. Córdoba.

Kleiman, L. E. y J. Salvarredi, 1989. El vulcanismo del Pérmico inferior relacionado con la mineralización de uranio en el área de Sierra Pintada (Mendoza). *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe final del Convenio CREGU, inédito.

Kleiman, L. E., 1990. Petrografía, Mineralogía y Geoquímica de las Manifestaciones Rincón del Atuel, Pircas del Mesón y La Rinconada, San Rafael, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* DEE N26/90, inédito.

Lardone, L., 1984. Variaciones litofaciales de los Miembros Areniscas Atigradas y Toba Vieja Gorda en el área del yacimiento Dr. Baulíes,Sierra Pintada , Mendoza. *9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 1: 260–269. Buenos Aires.

Lardone, L. y N. Giordano, 1984. Características estructurales y morfológicas del Yacimiento Tigre I–La Terraza , Sierra Pintada, provincia deMendoza. *9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 1: 353-368. Buenos Aires.

Lardone, L., J. C. Meza y J. A. Salvarredi, 1993. Yacimientos de uranio. En: V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Minerales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza,1993), Relatorio:* 537-542. Buenos Aires.

Linares, E. *et al.*, 1978: Geocronología de las rocas efusivas de las zonas de los yacimientos Dr. Baulíes y Los Reyunos, Sierra Pintada, San Rafael, Mendoza. República Argentina. *7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén , 1978), Actas,* 1: 13-21. Buenos Aires.

Llambías, E. J., L. E. Kleiman y J. A. Salvarredi. 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Minerales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza,1993), Relatorio:* 53-64.

Maloberti, A., 1983. Análisis estadístico de imbricaciones en el Miembro Sefítico Inferior de la Formación Cochicó. Flanco oriental de la Sierra Pintada. departamento San Rafael, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno D.E.E. 22-83, inédito. Buenos Aires.

Marquad, F. J. y A. J. Menéndez, 1985. Graptofauna y edad de la Formación Lutitas del Cerro Bola, Sierra Pintada, Departamento San Rafael, Mendoza. *Centro Cuyano de Documentación Científica.* Mendoza.

Meza, J. C., 1987. Informe mensual abril/87. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito. Buenos Aires..

Meza, J. C., 1988. Informe mensual julio/88. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito. Buenos Aires.

Meza, J. C., 1990. Interpretación geológica y potencial uranífero de la prolongación sur de la cuenca pérmica oriental, Bloque de San Rafael, Mendoza, Argentina. *11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas II:* 177-180, San Juan.

Meza, J. C. y M. Mazzoni, 1996. Depósitos de flujos de detritos en la Formación Yacimiento Los Reyunos (Pérmico), Sierra Pintada de San Rafael, Mendoza. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996), Actas,* 2: 73. Buenos Aires.

Meza, J. C., 1997: Primera Datación de Mineralización de Uranio para el Yacimiento Dr. Baulíes-Los Reyunos, Sierra Pintada; Mendoza.

Moreno Peral, C., 1987. Perforaciones de exploración geológico–minera en la Manifestación Rincón del Atuel.Sierra Pintada, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Morello, O. y R. E. Ferreyra, 1979. Estudio petrográfico de muestras provenientes de Rincón del Atuel. San Rafael, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe interno, DEE 4/79 (complementario).

Muset, J. A., 1969. Exploración emanométrica de la zona de arroyo El Tigre, San Rafael, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, inédito.

Nicolli, H., E. Chaar, y C. Latorre, 1973. Características y génesis de los yacimientos nucleares Dr. Baulíes y Los Reyunos, Departamento San Rafael, Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín, 50* (1-4): 147-166. Córdoba.

Nicolli, H., M. Gamba y R. Ferreyra, 1980. Geochemical characteristics and génesis of sandstones type uranium deposits. Sierra Pintada district, San Rafael, Mendoza, Argentina. *26° International Geological Congress (París), Proceedings, Section 13, Theme 2.2, Metalogenesis of Uranium:* 163-187,París.

Núñez, E., 1976, Descripción Geológica de la Hoja 28 d Estación Soitué, provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 166: 1-67, Buenos Aires.

Ortega, Furlootti, A., 1958. *Informe del descubrimiento de las manifestaciones de mineral nuclear "Puesto Mansilla, "Tres Coroneles" y "Puesto Bravo"*. Comisión Nacional de Energía Atómica, inédito.

Ortega Furlootti, A., E. J. Rodríguez, A. O. Prieto y A. Valdiviezo, 1974. El nuevo distrito uranífero de Sierra Pintada, Provincia de Mendoza. *5° Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz, 1972). Actas,* 2: 267-284, BuenosAires.

Pérez, E. E., R. Schenone y J. A. Salvarredi, 1981. Informe geológico del Flanco Oriental del Bloque de San Rafael. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito, Buenos Aires.

Polanski, J., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 26 c La Tosca, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 101: 1-86, Buenos Aires.

Prieto, A. O., 1973. Informe Preliminar de la Manifestación Nuclear Rincón del Atuel. departamento San Rafael. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Padula, E. L., 1949 a. Descripción Geológica de la Hoja 28 c El Nihuil, San Rafael (Mendoza) Escala 1:100.000. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (informe inédito), Buenos Aires.

Parera, C. A., 1956. Exploración Cuesta de los Terneros y Rincón del Atuel. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, inédito.

Ramos, V. A., 1988 b. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En S Clark y D. Burchfield (eds.). Processes in Continental Lithospheric Deformation. *Geological Society of America, Special Paper,* 218:31-54, Boulder.

Romero, R., 1959. Informe sobre la prospección radiactiva realizada en Sierra Pintada.*Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Rodríguez, E. J., 1960. Plan de exploración para el yacimiento Cuesta de los Terneros. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Rodríguez, E. J. y A. Valdiviezo, 1970. Informe sobre los resultados de la investigación geológica semirregional (perfiles y plano geológico) en el área de las manifestaciones nucleares de Sierra Pintada. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno, inédito. BuenosAires.

Salvarredi, J. A., 1983. Informe de exploración del Área Reyunos Norte. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Salvarredi, J. A., 1996. Caldera del Potrerito, Sección Superior del Grupo Choiyoi, Bloque de San Rafael. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Geológico deExploración de Hidorcarburos (Buenos Aires, 1996), Actas,* 1: 347.

Salvarredi, J. A., (en prep). Estudio de favorabilidad uranífera de la Unidad XXIII: Bloque de San Rafael.

Santomero, A. M. O., 1968. Prospección geoquímica en el area de Sierra Pintada. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Santomero, A. M. O., 1978. Prospección geoquímica estratégica en el distrito uranífero de Sierra Pintada, San Rafael, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Saulnier, M. E., 1980. Estudio minerallógico y petrográfico de muestras provenientes de Rincón del Atuel. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* DEE 6/80, inédito.

Saulnier, M. E. y A. R. Vullien, 1983. Estudio mineralógico y petrogáfico de muestras provenientes de Pircas del Mesón – La Picaza, Totem – Valle Grande y Agua del Toro. departamento San Rafael, Mendoza.

Saulnier, M. E., M. Gamba y L. E. Kleiman, 1987: Mineralogía y geoquímica del sector Tigre I, Yacimientos Dr. Baulíes Los Reyunos, Mendoza.

M. Spalletti, L. y M. Mazzoni, 1972. Paleocorrientes del Miembro Medio de la Formación Yacimiento Los Reyunos. Sierra Pintada, provincia de Mendoza. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, Revista,* 3: 77-90. Buenos Aires.

Villieras, F., 1987. L'uranium dans le secteur de la Sierra Pintada, Le bloc de San Rafael. *Rapport de stage DEA, Université de Nancy I,* inédito.

Vullien, A., 1981. Estudio comparativo de las características esenciales, mineralógicas y petrográficas de las siguientes formaciones: La Horqueta, Río Seco de los Castaños, El Imperial y Cochicó. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe D.E.E. 30/81.

Werner, A., 1989. Prospección geoeléctrica en los alrededores de Sierra Pintada, San Rafael, provincia de Mendoza. *Convenio INCYTH – Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno inédito. Mendoza.



PÉRMICO-TRIÁSICO:
Cuencas intracratónicas (rift)

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos
Manifestación Quebrada El León, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca
Arcillas refractarias del distrito Patquía-Amaná, La Rioja
Bentonitas de la región precordillerana de San Juan y Mendoza

Depósitos vetiformes
Yacimiento uranífero San Roque, La Rioja

Burgos, J. A., 1999. Manifestación Quebrada El León, distrito uranífero Tinogasta, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 909-913, Buenos Aires.



MANIFESTACIÓN QUEBRADA EL LEÓN, DISTRITO URANÍFERO TINOGASTA, CATAMARCA

José A. Burgos[1]

INTRODUCCIÓN

Si bien los primeros antecedentes para el área se refieren a los trabajos ejecutados a partir de 1954 por la Compañía Argentina de Uranio Cerro Bravo, con posterioridad la CNEA desarrolló programas de prospección y exploración sobre una amplia región del departamento de Tinogasta, llegando a delimitar una nueva zona de interés, de unos 70 km^2, dentro de una mayor superficie reconocida durante la exploración.

Los resultados obtenidos, luego de la investigación superficial y subprofunda ejecutadas en algunas de las principales manifestaciones, no permitieron mantener las expectativas económicas, razón por la cual en 1988 se suspendieron definitivamente las actividades en el área.

UBICACIÓN

El área La Alumbrera, del distrito Tinogasta, se ubica en el faldeo oriental del cerro Negro de Rodríguez, a una altura media de 2.500 m s.n.m., correspondiente a la unidad morfoestructural nominada Sistema de Famatina y se extiende entre los 28º04' a los 28º20' de latitud sur y los 67º40' a los 67º55' de longitud oeste.

El acceso hacia el límite oriental del área se realiza a partir de la ciudad de Tinogasta, tomando hacia el sur por Ruta Provincial 40 e ingresando por la localidad de Río Colorado. Hacia el norte se puede acceder a través del río La Troya siguiendo la ruta internacional a Chile (Paso de San Francisco).

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Noroeste.*

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Los primeros antecedentes mineros se refieren a las actividades desarrolladas entre 1954/57 por la Compañía Argentina de Uranio Cerro Bravo en varios yacimientos conocidos inicialmente como Norma, Isabel, La Flecha y Helios, localizados en las sedimentitas de edad pérmica aflorantes sobre el faldeo occidental del Bolsón Fiambalá-Tinogasta, los que integraron posteriormente el Distrito Uranífero Tinogasta (Cordon y Toubes, 1957).

En 1956 se logró la primera producción de 26,6 t de mineral seleccionado con una ley de 0,34 % de U procedente del yacimiento La Cienaguita del Departamento Tinogasta. Desde ese año hasta 1960 la CNEA participó de los estudios de estos depósitos, localizando sobre la misma corrida varias anomalías sin interés económico (Agua Amarga y Punta Colorada, entre otros).

En 1961 se desarrolló un programa de prospección aérea que confirmó los anteriores yacimientos detectando nuevas anomalías sobre el faldeo occidental de la Sierra de Fiambalá, que no pudieron localizarse en superficie.

Hasta 1977, la CNEA continuó desarrollando en el ámbito provincial actividades discontinuas de prospección y exploración, en particular, sobre las sedimentitas continentales de edad pérmica del faldeo oriental del cerro Negro de Rodriguez descubriendo numerosas anomalías, indicios y manifestaciones de uranio vinculadas con un horizonte guía de distribución regional denominado "Faja Decolorada" de la Formación de la Cuesta (Antonietti *et al.,* 1984). Estas concentraciones de minerales radiactivos, junto a otras de carácter vetiforme de reducidas potencias y corridas (Agua de los Pájaros, Peña Negra, Río Leoncito, Dique Vallecito y Quebrada La Lora, entre otras), fueron

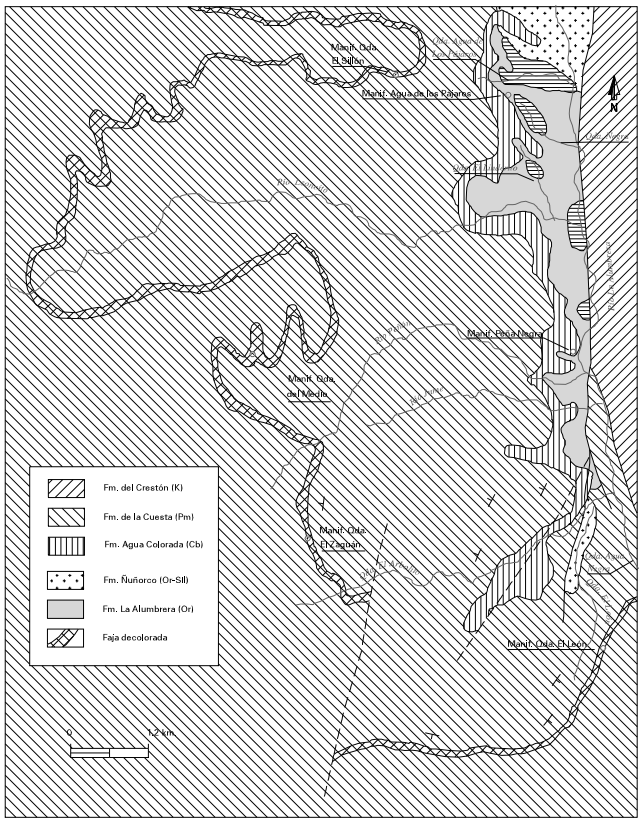


Figura 1. Geología regional del distrito.

agrupadas en el Area La Alumbrera (Gorustovich y Solís, 1977).

Entre los principales depósitos del Area La Alumbrera, se destacan los trabajos de exploración ejecutados en la manifestación Quebrada El León que permitieron realizar una primera estimación a nivel geológico de 173 t de mineral con una ley media de 0,063 % de U (Chiaradía 1977). Con posterioridad, se inició un programa de sondeos, parte de los cuales fueron testigados. Los resultados negativos del perfilaje, entre otros factores, determinaron la suspensión definitiva del trabajo (Burgos, 1989).

En este apartado se describe la manifestación Quebrada El León como ejemplo de los indicios uraníferos correspondientes al modelo de depósitos con control sedimentario.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las diferentes unidades litoestratigráficas que integran el área están representadas por reducidos afloramientos de rocas de edad ordovícica de la Formación La Alumbrera (Aceñolaza *et al.,* 1976). Corresponden a paquetes de lutitas y limolitas portadoras de una rica fauna de graptolites. Varios cuerpos plutónicos e hipabisales de composición granítica, granodiorítica, diorítica, y riodacítica, de colores rosados a grises, intruyen la secuencia ordovícica. Estos cuerpos son correlacionados a la Formación Nuñorco (Turner, 1962) de posible edad ordovícica-silúrica. Se presentan alineados y controlados por un fracturamiento norte-sur, y han desarrollado en la zona de contacto con las rocas de caja una débil aureola de 2-3 m de espesor formada por hornfels muscovíticos y metacuarcitas (Gorustovich y Solís, 1977).

Localmente, en el sector de la Quebrada Agua de los Pájaros, se describe una colada de andesitas de 60 m de espesor que se apoya discordantemente sobre la Formación La Alumbrera y Nuñorco. Por las relaciones de campo se les atribuye una posible edad devónica a esas rocas denominadas Vulcanitas Agua de los Pájaros (Romano, 1979). Numerosos diques de diabasas, andesitas, lamprófidos y riodacitas, de limitados espesores y corridas, intruyen en varias direcciones las diferentes unidades litoestratigráficas mencionadas precedentemente.

En sectores del área se han reconocido depósitos sedimentarios continentales de la Formación Agua Colorada de edad carbónica (Turner, 1964). La secuencia se apoya en discordancia sobre las formaciones La Alumbrera y Nuñorco y está compuesta por un conglomerado basal polimíctico con clastos de granitos, dacitas, cuarcitas y cuarzo, con alteración rojiza, a los que se sobrepone una intercalación de areniscas conglomerádicas, areniscas de variada granulometría y pelitas con restos carbonosos, en general de color gris blanquecino.

Aproximadamente el 60 % de los afloramientos del área corresponden a las sedimentitas pérmicas de la Formación de La Cuesta (Turner, 1964) (figura 1). Estos depósitos continentales se apoyan transicionalmente sobre la sedimentación carbónica y discordantemente sobre el resto de las formaciones. Están integrados por conglomerados, areniscas, lutitas y margas de coloración rojiza a pardo rojiza, con intercalación de vulcanitas de posible edad pérmica. En el tercio superior de esta secuencia se localiza un horizonte guía de distribución regional de unos 50 m de espesor, denominado por los geólogos de la CNEA “Faja Decolorada”. Corresponde a una intercalación de bancos fácilmente distinguible por su coloración amarillo verdosa, compuesta por areniscas, pelitas y calcilimolitas (Chiaradia, 1977; Gorustovich y Solís, 1977).

Diques de dacitas, diabasas y lamprófidos de posible edad permo-triásica, atraviesan en varias direcciones las secuencias carbónicas y pérmicas (Romano, 1979).

Sobre el perfil del Río Colorado aflora una importante unidad volcaniclástica, denominada por Turner (1964) Formación del Crestón y considerada por de Alba (1979) de posible edad cretácica superior. En la zona de Costa Azul y quebrada La Coipa del faldeo oriental del cerro Negro de Rodríguez, la base de la secuencia volcaniclástica se apoya en concordancia sobre la Formación de La Cuesta a través de una colada basáltica de 10 m de espesor de coloración azulada con amígdalas rellenas de calcita. Se sobreponen potentes bancos de areniscas y limolitas pardas, con intercalación de niveles conglomerádicos de color morado y matriz areniscosa tobácea. En el río La Alumbrera la Formación del Crestón se pone en contacto por falla con la Formación La Alumbrera, Nuñorco y de La Cuesta (Romano, 1979).

Los depósitos continentales que afloran sobre el límite oriental del Área integran la Formación Río Colorado de edad terciaria inferior (Sosic, 1972). Corresponden a una intercalación de conglomerados, areniscas, limolitas y tobas de tonalidades moradas, rojizas y pardas. Sedimentos aterrazados, escasamente consolidados, de arenas, conglomerados y aglomerados, se localizan principalmente sobre las márgenes de las quebradas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Las numerosas concentraciones de minerales de uranio alojadas en el área La Lumbrera del distrito uranífero Tinogasta, en diferentes unidades litoestratigráficas aflorantes en el área, permiten establecer dos modelos principales:

1) Depósitos con control sedimentario (quebrada El León).
2) Vetas hidrotermales (manifestación Agua de los Pájaros).

Depósitos con control sedimentario

La mineralización de uranio se localiza en la "Faja Decolorada" de la Formación de la Cuesta de edad pérmica y se extiende en las provincias de Catamarca y La Rioja. Ha sido reconocida radimétricamente sobre una longitud superior a los 70 kilómetros. Entre los principales depósitos radiactivos se destacan los de Río Colorado, La Cienaguita, Las Higueritas, Quebrada El Zaguán, Quebrada del Medio, Quebrada El Sillón, Quebrada El León y Florentino Ameghino, entre otros.

Teniendo en cuenta la similitud en la distribución mineral y las características petromineralógicas de la "Faja Decolorada" se considera representativa la descripción que se efectuará para la manifestación Quebrada El León.

Este depósito tiene un desarrollo total de 750 m de corrida en sentido norte-sur, con buzamientos variables entre 35º y 60ºE y ha sido dividido en un sector norte de 400 m, una zona central de 200 m donde la faja ha sido eliminada por un tectonismo transversal y un sector sur de 150 metros. La mineralización es discontinua, con espesores de 0,50 a 2 m máximos. Los estudios realizados apenas permitieron realizar una primera estimación preliminar de reservas a nivel geológico de 173 t de mineral con una ley media de 0,063 % de U (Chiaradia, 1977).

Litología

Si bien la "Faja Decolorada", está integrada por una sucesión de paquetes de pelitas verdes, calcilimolitas amarillas y areniscas marrones de 50 m de potencia promedio, la mineralización de uranio se localiza exclusivamente en los dos bancos de calcilimolitas, siendo el superior de mayor importancia con una potencia variable entre 8 y 11 metros.

El término calcilimolita define el carácter litológico de la roca portadora, la que está compuesta principalmente por carbonatos y cuarzo del tamaño del limo. Los fragmentos de cuarzo son angulosos y evidencian signos de crecimientos y reemplazo parcial por carbonatos. Se observan pequeñas bandas de cuarzo y el conjunto de la roca se presenta teñida por óxidos de Fe. En la fracción clástica los feldespatos y las piritas son escasas, del mismo modo las arcillas. Como mineral accesorio se encuentra circón (Ferreyra, 1975).

Estudios sobre muestras de testigos de perforaciones del banco superior de calcilimolitas amarillas, permiten diferenciar dos paquetes de sedimentos. El inferior tiene un espesor de 2 a 4 m y corresponde a una arcilita limosa piritífera bien consolidada, de color naranja grisáceo a gris oliva y estructura laminar muy fina. Las láminas más gruesas son de arcilla piritífera con escasas partículas de cuarzo, plagioclasa, escamas de muscovita y vitroclastos, mientras que las más finas corresponden a limolitas cuarzo feldespáticas, también piritíferas. La pirita se encuentra frecuentemente alterada en óxidos e hidróxidos de hierro (Bosso, 1989).

El paquete superior tiene un espesor de 6 a 8 m y esta constituida por limolitas arcósicas calcáreas a limo-arcilitas arcósicas hematíticas, de color rojo pálido a grisáceo. La roca esta bien consolidada, con fina laminación paralela y continua, a veces irregular y microplegada; las láminas limolíticas son algo arenosas y de composición arcósica, las plagioclasas están levemente alteradas a minerales arcillosos y el cemento es calcáreo y hematítico. Venillas de carbonatos penetran la roca en todas direcciones formando a veces pequeños nódulos.

Con referencia a los bancos intercalados de pelitas verdes, estos presentan similares características petromineralógicas y potencias variables entre 1 y 7 metros. La siguiente descripción se refiere al análisis microscópico de una muestra de superficie correspondiente a lo que Chiaradia (1977) definió como "cuarto banco en pelitas verdes". La muestra fue clasificada como chonita vitroclástica, presenta un predominio de una matriz vítrea parcialmente desvitrificada en relación a los componentes clásticos que están constituidos por cuarzo tamaño limo con bordes corroídos por la absorción del vidrio de la matriz; plagioclasas frescas de igual tamaño que el cuarzo, vitroclastos purmíceos con signos de desvitrificación, muscovitas en laminillas sin orientar y biotitas totalmente desferrizadas. El cemento es calcita subesparítica-micrítica e hidróxido de Fe; como accesorios se identificaron cristales de circón tamaño limo, turmalina y minerales opacos (Bosso, 1989).

En la parte media de la Faja Decolorada, se ubica un banco macizo bien consolidado de unos 8 m de espesor que presenta un característico color rojo pálido a rojo grisáceo, con estructura laminar fina y paralela continua. Las intercalaciones que se abservan obedecen a cambios de color y de granulometrías por pasaje de limolitas a arcillitas generando estructuras micrograduadas y aún con variaciones laterales hacia areniscas muy finas. El estudio de muestras

superficiales permitió clasificarla como limoarcilitas calcáreas hematíticas a limolitas feldespáticas calcáreas (Bosso, 1989).

Estructura

El principal rasgo tectónico en el ámbito de esta manifestación corresponde a una fractura de dirección norte-sur y buzamiento subvertical que se ubica sobre la traza de la quebrada El León. Numerosas fallas menores y diaclasas de rumbos este-oeste y/o diagonales, seccionan la Faja Decolorada provocando flexuras, rebatimientos y cambios en la dirección e inclinación de los paquetes sedimentarios. Un importante juego de fallas transversales ubicado en la parte central de la manifestación habría originado la eliminación de la Faja Decolorada sobre un tramo de 200 m de corrida.

Morfología

Los estudios sobre levantamientos topográficos, perfiles radimétricos y trincheras permiten considerar el carácter lenticular peneconcordante de la mineralización de uranio. Se estima que representan cuerpos elongados no superiores a los 150 m de desarrollo longitudinal y profundidades prácticamente desconocidas, ya que los tres sondeos realizados no permitieron definirla para cotas entre -50 y -100 m de profundidad (Burgos, 1989).

Mineralogía

Estudios mineralógicos realizados en laboratorios de la CNEA sobre muestras procedentes de la manifestación Quebrada El León confirmaron la presencia de uraninita asociada a pirita, calcopirita, calcosina y hematita; asimismo se observaron escasas pátinas de minerales secundarios de uranio, cobre y materia carbonosa.

La uraninita está presente en dos formas:

a) como agregados policristalinos con tamaños máximos de 40 micrómetros y cristales de calcopirita y pirita rellenando los espacios vacíos.

b) en forma de esferulitas de menor tamaño, incluidas en pirita.

Estudios petrográficos sobre muestras superficiales y de testigos de perforación de la "Faja Decolorada" han puesto de manifiesto que durante la depositación de los epiclásticos, hubo aportes de rocas piroclásticas finas, evidenciadas por altos porcentajes de feldespatos y vitroclastos, principalmente vinculados a los bancos de pelitas verdes y calcilimolitas.

La cantidad de carbonatos presentes en las rocas supera el 50% y en general los minerales presentes incluído el cuarzo y los feldespatos se presentan reemplazados por una ganga dolomítica.

La mineralización de uranio se presenta en estado de equilibrio entre los valores radimétricos y químicos. Los análisis realizados no fueron suficientes para establecer con exactitud la paragénesis mineral.

MODELO GENÉTICO

Se considera que las rocas que integran la "Faja Decolorada" habrían sido depositadas en un ambiente fluviolacustre de baja energía en condiciones reductoras bajo clima árido por la presencia de feldespatos frescos y del mismo tamaño que el cuarzo. La mineralización de uranio es de tipo peneconcordante y se habría depositado singenéticamente antes de producirse la litificación.

Si bien se ha mencionado un posible origen en relación con un episodio metalogénico del Paleozoico superior-Triásico superior (Gorustovich y Solís, 1977), la participación de elevados porcentajes de elementos piroclásticos finos con altos contenidos de ppm U, particularmente en los bancos de pelitas verdes, sugieren que dichos materiales habrían sido la fuente del uranio (Burgos, 1989). La lixiviación de las fracciones vítreas a partir de los procesos de desvitrificación podría liberar el uranio contenidos en los circones, los feldespatos y/o en los vidrios. Según Shatkov *et al.* (1970), señala que no más del 20% del uranio está presente en los minerales accesorios, que el contenido en los fenocristales varía entre el 3 y 8% y que en la pasta varía entre el 70% y el 98% del U total de la roca.

El carácter fluvial queda evidenciado por las estructuras sedimentarias típicas, con predominio de los sedimentos detríticos sobre los volcánicos. En las estaciones lluviosas se produce la depositación de los niveles pelíticos junto con el aporte de materiales piroclásticos con fina laminación paralela; en los períodos de sequedad se originan los niveles químicos evaporíticos. Las dolomías precipitan formando láminas gruesas, reemplazan al vidrio en las chonitas y cementan también a los detríticos.

La presencia de laminación disturbada, pequeños nódulos, micropliegues y ondulitas, indicarían corrientes laminares durante la depositación.

El ambiente lacustre está representado básicamente por los bancos de pelitas y calcilimolitas donde predominan los materiales piroclásticos sobre los detríticos.

El medio reductor queda evidenciado por la abundancia de piritas contenidas en las secciones inferiores y superiores de la Faja Decolorada. También por los variables contenidos de materia orgánica, que han sufrido los efectos de la fluctuación del nivel de agua, originando un mayor enriquecimiento del 2º nivel mineralizado (superior).

La sección media de la Faja Decolorada está integrada principalmente por aportes detríticos depositados en un ambiente oxidante bajo clima estacional, con una nula a escasa participación volcánica.

Los mayores espesores y contenidos de uranio en superficie se relacionan con una mayor fracturación y craquelamiento. Existe una relación directa entre los porcentajes de uranio lábil - Fe Total y un aumento de estas relaciones hacia el piso del banco portador, que podría indicar una migración descendente. Del mismo modo se interpretan las

mayores concentraciones de carbonato y V_2O_5 sobre el techo del banco portador. La relación directa entre U fijo y carbonato para la base del banco portador también indicaría el transporte del uranio desde los niveles superiores.

Por el momento, la extensión longitudinal de más de 90 km que presenta la Faja Decolorada con concentraciones locales de mineralización de uranio y radimétricamente anómala respecto a los sedimentos rojos del Pérmico, bien puede ser explicado por la participación de materiales volcánicos, que no fueron uniformemente distribuidos en el ambiente lagunar. Es posible que las principales manifestaciones de uranio de la Faja Decolorada sólo representen sectores de mayor disponibilidad de piroclásticos finos, que han permitido luego del tectonismo local y la lixiviación, concentraciones anómalas de bajos tonelajes. El modelo genético más próximo aplicable a estas manifestaciones uraníferas es el de areniscas continentales con depósitos peneconcordantes epigéneticos, en cuerpos de mena ameboidales o lenticulares elongados lateralmente en el sentido del rumbo de la estratificación (Ziegler, 1974; Dahlkamp, 1993, Nash *et al.,* 1981; Cox and Singer, 1987).

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, G., Gorustovich, S. y Solís, J. A., 1976. El Ordovícico del Area La Alumbrera. *Ameghiniana.*

Bosso, M. A., 1989. Descripción Petrográficas de muestras de la Manifestación Quebrada El León Departamento Tinogasta-provincia de Catamarca, en Burgos, 1989. *Comisión Nacional de Energía Atómica. Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Burgos, J. A., 1989. Resultados de la investigación por sondeos en la Manifestación Quebrada El León-Departamento Tinogasta, Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica. Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Chiaradia, V. G., 1977. Informe final Manifestación Nuclear Quebrada El León. Tinogasta Catamarca. Comisión Nacional de Energía Atómica. *Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

de Alba, E., 1979. Sistema del Famatina. *2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional Ciencias,* 1: 349-395. Córdoba.

Ferreyra, R. E., 1975. Informe sobre las rocas de la Manifestación Nuclear Quebrada El León. Tinogasta, Catamarca. *Comisión Nacional de Energía Atómica.* Inédito.

Gorustovich, S. A., 1977. Informe sobre el Area La Alumbrera. *Comisión Nacional de Energía Atómica. Departamento Regional Noroeste.* Inédito.

Gorustovich, S. A. y Solís, J. A., 1977. Area La Alumbrera. Nueva zona de interés uranífero del SO de la provincia de Catamarca. *2º Congreso Iberoamericano Geológico-Económico,* 5: 295-315. Buenos Aires.

Romano, H. I., 1979. Geología de la comarca La Alumbrera. Seminario I. *Universidad Nacional de Salta Departamento Ciencias Naturales.*

Shatkov, G. A., Shatkova, L. N. y Gushchin, Y. N., 1970. The distribution of uranium, thorium,fluorine, chlorme, molybdenum and niobium in liparites and acid volcanic glasses. *Geochem. Int.* 7, 1051-1063. (Zapiski Vses. Mineralog. Obshch, 99: 165-177, 1970). *Curso Latinoamericano de capacitación para la Prospección y Exploración de yacimientos uraníferos* Tomo 1: 1-28, 1978. Buenos Aires.

Sosic, M. V. J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 14-d, Tinogasta. (provincia de Catamarca y La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 129. Buenos Aires.

Schalamuk, I. B. y M. C. Cábana, 1999. Arcillas refractarias del distrito Patquía-Amaná, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 915-919, Buenos Aires.



ARCILLAS REFRACTARIAS DEL DISTRITO PATQUÍA-AMANÁ, LA RIOJA

Isidoro B. Schalamuk[1] y María C. Cábana[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Son numerosos los depósitos de arcillas que se localizan en el extremo austral de la Sierra de Vilgo, formando parte del distrito Patquía-Amaná, en la Cuenca Paganzo. Los depósitos se ubican en el departamento Independencia. El acceso a las minas se realiza por la Ruta 26, que une Villa Unión con Patquía en el kilómetro 58, siguiéndose luego huellas, hacia el noroeste, por alrededor de 25 a 35 km, según los casos, hasta arribar a los yacimientos.

Leyes, reservas y producción

La región considerada reviste gran importancia por contar con amplias reservas de arcillas refractarias, que fueron intensamente aprovechados entre los años sesenta y fines de los ochenta, manteniendo aún un significativo aporte al producido nacional. De acuerdo a los datos de la Estadística Minera Nacional, el distrito ha producido desde el año 1965 hasta el año 1997 alrededor de 470.000 toneladas. La mayor producción proviene de los depósitos conocidos como Las Mellizas, Las Kokas y Los Mogotes.

En general los materiales arcillosos son altamente caoliníticos, presentan buena refractariedad, con contenidos en Al_2O_3 que oscilan normalmente entre los 27 y 36% y conos pirométricos equivalentes de 31 ½ a 33 (tabla 1).

[1] *CONICET. INREMI, Universidad Nacional de La Plata.*

[2] *INREMI, Universidad Nacional de La Plata, CIC.*

HISTORIA Y ANTECEDENTES MINEROS DEL DISTRITO

En la cuenca del Paganzo, que forma parte del distrito Patquía-Amaná, participan varios yacimientos arcillosos que fueron objeto de explotación y algunos de ellos mantienen una producción sostenida. Los primeros trabajos tuvieron lugar a principio de la década del cincuenta, y en la década del sesenta alcanzó mayor relevancia, manteniéndose hasta la actualidad, en razón de la alta refractariedad y calidad de las arcillas. Los trabajos de explotación consisten en laboreos a cielo abierto (canteras) y vía subterránea, mediante socavones y galerías.

Entre la lista de autores que aportaron trabajos referidos al distrito y a la caracterización de las arcillas deben citarse entre otros a Rossi y González (1970); Azcuy y Morelli (1970); Iñiguez (1973); Azcuy *et al.* (1979); Schalamuk *et al.* (1983) y Del Blanco *et al.* (1992).

MARCO GEOLÓGICO

La sucesión estratigráfica de la cuenca comienza con rocas cristalinas predominantemente graníticas, atribuidas al Precámbrico-Paleozoico inferior, en las que se apoyan en discordancia sedimentos continentales del Grupo Paganzo, que según Azcuy y Morelli (1970) contienen a las formaciones Lagares, La Colina y Amaná, equivalentes a Paganzo I, II y III, respectivamente.

La formación Lagares, la más antigua, representa la porción basal del Grupo Paganzo, contiene a los yacimientos de arcillas carbonosas que se disponen en mantos de hasta 4 m de potencia intercalados entre niveles de arcosas.

El sector superior de la formación Lagares pasa en forma transicional a limolitas arcillosas, pardo rojizas, de

Composición química (en %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	44,50	46,40	56,30	54,70	55,00	58,20	48,70	55,60	48,90
Al_2O_3	39,90	35,30	26,50	32,80	32,40	27,60	32,30	39,50	36,00
Fe_2O_3	0,39	0,84	0,68	0,50	0,31	0,17	0,51	0,93	0,22
TiO_2	0,70	0,50	0,50	0,40	0,60	0,50	0,80	0,30	0,20
MgO	0,05	0,36	0,30	0,005	0,05	0,04	0,05	0,37	0,04
Na_2O	0,70	2,14	1,74	0,40	0,34	-0,19	0,62	0,80	0,24
K_2O	0,56	1,10	2,94	1,22	0,83	1,05	1,70	1,76	0,26
H_2O (±)	14,02	14,36	11,50	16,60	11,30	13,10	16,50	0,56	15,30
Total	100,72	101,00	100,46	100,72	100,83	100,85	101,18	99,82	101,16
Composición mineralógica (en %)									
Caolinita	95	90	81	83	86	85	90	—	96
Illita	—	5	5	3	1	—	—	—	2
Cuarzo	5	3	12	14	12	12	7	—	2
Feldespatos	—	2	2	—	1	3	3	—	—
Cono pirométrico equivalente									
	33	32	31 1/2	32	31 1/2	31 1/2	31 1/2	33	33

Tabla 1. 1-Arcilla gris compacta (Las Mellizas); 2-Negra carbonosa (Las Mellizas); 3-Gris clara compacta (Las Kokas); 4-Gris carbonosa (Las Kokas); 5-Verdosa compacta (Las Kokas); 6-Gris oscura compacta (Margarita II); 7-Carbonosa (Clarisa); 8-Carbonosa calcinada (Don Paco); 9-Blanca compacta (La Sonia).

la formación La Colina, la que suele contener intercalaciones de arcosas rosadas y coladas de traquiandesitas.

El Paganzo III, con la formación Amaná-Talampaya, agrupa una serie de areniscas de grano medio a fino, de color pardo a morado claro.

A estas unidades se les asigna una edad Carbónico medio a superior, Carbónico inferior a Pérmico superior y Pérmico-Triásico, según Azcuy *et al.* (1979) para las formaciones Lagares, La Colina y Amaná-Talampaya respectivamente. Se cita también para el área, la presencia de coladas de basaltos olivínicos que se intercalan en la parte inferior de la formación La Colina.

Morelli *et al.* (1984) distinguen en la formación Lagares cuatro facies, clasificadas como A: conglomerados y areniscas gruesas; B: areniscas y pelitas carbonosas; C: areniscas y conglomerados; y D: areniscas, pelitas y conglomerados. La facies B registra un espesor del orden de los 14 m, conformada por estratos tabulares, con estructura entrecruzada, ondulitas y laminación, mostrando ciclos bitemáticos y granodecrecientes. La unidad es dividida en dos subfacies, b_1 con pelitas y areniscas alternantes, donde se localizan las acumulaciones arcillosas, a modo de banco que constituyen los yacimientos, y b_2 representada por sabulitas, areniscas y pelitas en secuencias granodecrecientes.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Son varios los yacimientos de arcillas que se localizan en este distrito, entre los mas importantes Las Mellizas, Las Kokas, Alba, Margarita II, Clariza, Faraón y Sonia.

Las Mellizas: es un importante yacimiento ubicado en el flanco occidental de la Sierra de Vilgo, a 86 km al oeste de Patquía y 12 al este de la población de Amaná.

Este yacimiento se encuentra formado por una sucesión de lentes arcillosas intercaladas con bancos de arcosas rosadas. Se destacan dos niveles arcillosos principales, uno de hasta 3,5 m de espesor de arcilla negra, muy laminada con restos de plantas fósiles y niveles grafitosos de 1 a 2 cm de espesor; y otro de arcilla gris, dura y compacta, de 1 a 1,5 m de potencia. El primero dispuesto en el sector sudsudoeste del yacimiento, y el segundo en el nor-noreste. El

arrumbamiento general de la sucesión sedimentaria es noreste-suroeste con un buzamiento de 10º-12º al sureste.

En un perfil observado en el frente suroeste de explotación se observa, sobre un conglomerado arcósico, la siguiente secuencia (Schalamuk *et al.*, 1983):

1,50 m	arcilla negra carbonosa, untuosa al tacto y lajosa.
1,10 m	arenisca conglomerádica arcósica de color gris rosado
0,40 m	arcilla negra algo carbonosa compacta y dura

En el sector nornoreste del yacimiento se encuentra un nivel de arcilla gris oscura, teñida con óxidos de hierro, dura, compacta y astillosa, con un espesor de 1,35 m que tiene como piso un conglomerado arcósico rosado y como techo una arenisca de grano medio con niveles limosos. La composición, en porcentaje, de una muestra de arcilla negra extraída del nivel de 1,50 m y de la variedad gris de 1,35 m de espesor es incluida en la tabla 1.

El yacimiento viene siendo explotado en forma continuada desde los primeros años de la década del cincuenta; se lo trabajó por vía subterránea. Cuenta con un socavón principal de rumbo N95º y varias galerías que suman algo más de 2 km de longitud total (Schalamuk *et al.*, 1983).

El depósito fue exhaustivamente estudiado por Rossi y González (1969), quienes estimaron una reserva superior a las 400.000 t para las dos variedades principales de arcillas. Su producción según datos proporcionados por la firma propietaria y la Estadística Minera de la Provincia, ha alcanzado desde sus comienzos hasta 1995, un volumen de alrededor de 230.000 toneladas. La arcilla gris es comercializada sin ningún tratamiento, mientras la variedad negra es calcinada en boca de mina, con la obtención de "chamote" de muy buena calidad.

Otro yacimiento presente en este distrito es el llamado Las Kokas, el cual se encuentra ubicado a unos 7 km al nornoroeste de Las Mellizas, en el faldeo occidental de la sierra de Vilgo, en las proximidades del paraje Portezuelo Blanco. Las Kokas, es una propiedad minera constituida por: Las Kokas, Las Kokas I, Las Kokas IV y Las Kokas V.

Un perfil general del yacimiento (figura 1) muestra, en discordancia sobre el basamento granítico, un grueso paquete de arcosas con diversas intercalaciones arcillosas y limolíticas, con espesores de algunos centímetros hasta 4 metros. Desde el punto de vista de su aprovechamiento se destacan por su calidad y espesores tres niveles de arcillas, dos de color gris claro y uno intermedio de arcilla negra carbonosa.

El afloramiento muestra en conjunto un rumbo este-oeste y una inclinación de 8-10º al sur, acorde con la estructura regional (Schalamuk *et al.*, 1983). Se trata de un importante yacimiento, de amplias reservas, Iñiguez (1973), que cuenta con arcillas aluminosas de buena calidad. La explotación se realiza a cielo abierto, en un frente de 60-70 m de largo, de orientación este-oeste, con una altura de 8 a 20 m., en donde se aprovecha un horizonte de arcilla gris oscura, dura y áspera al tacto. El análisis de una muestra común de este nivel es incluido en la tabla 1.

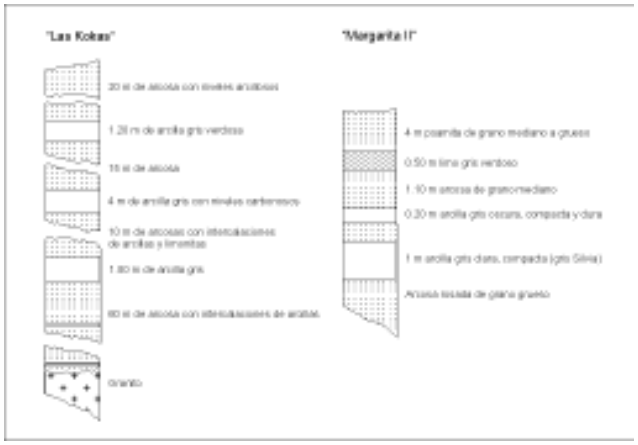


Figura 1. Perfil general del yacimiento Las Kokas y frente de explotación del yacimiento Margarita II (simplificado de Iníguez, 1973 y Schalamuk *et al.,* 1983).

Alba: ubicada a unos 500 m de Las Kokas, es otra de las minas que se encuentran dentro del distrito Patquía-Amaná. Este yacimiento registra un pequeño afloramiento de un nivel de arcilla gris, muy aluminosa de menos de un metro de espesor intercalado entre gruesos bancos areniscosos (Schalamuk *et al.*, 1983).

Margarita II: en este depósito se destaca la presencia de sedimentos carbónicos continentales con tres niveles de arcillas bien definidas, que se alojan entre paquetes de areniscas y conglomerados arcósicos. Se explota un frente irregular de 7-8 m de altura y 50-60 m de largo, pudiéndose observar sobre un grueso banco de psefitas arcósicas la secuencia presentada en la figura 1 (Schalamuk *et al.*, 1983).

Los resultados obtenidos del análisis de una muestra común de la variedad gris clara (Gris Silvia) de un metro de espesor, son incluidos en la tabla 1.

La explotación comenzó a principios de 1973, en primera instancia por vía subterránea y posteriormente a cielo abierto.

Clariza y *Vallecito* son dos depósitos, localizados en las proximidades del paraje Las Torres, que se caracterizan por presentar una secuencia que se inicia con 20 m de arcosa con intercalaciones pelíticas verdosas y en parte rojizas y apoya discordante sobre el granito; sigue 1,20 m de arcilla verde bien laminada; 5 m de arcosa con intercalaciones pelíticas, sobre la que apoya un metro de arcilla carbonosa negra con marcada laminación que alterna con niveles de arcilla negra más compacta con fósiles; en la base de este nivel se presenta 0,40 m de arcilla carbonosa gris con aspecto terroso; en el techo 0,50 m de arcilla gris estratificada con intercalaciones lenticulares de psamitas. Todo el conjunto se encuentra cubierto por arcosas blanco grisáceas con finos niveles de arcillas y areniscas micáceas con un espesor total de 13 metros (Iñiguez, 1973).

El horizonte aprovechable varía entre 1,20 m y 1,50 m de espesor; se muestra compacto, con fractura concoide, con algunas pigmentaciones de óxidos de hierro, su corrida es de unos 300 m y presenta una actitud N12-15ºO/15ºE.

Faraón, en la estancia homónima ubicada en el faldeo oriental de la sierra de Vilgo, se registran varias minas entre otras Osiris, Amonrá, Anubis, Keops, Atilas y Micerino. La región se caracteriza por afloramientos de rocas graníticas y tonalíticas sobre las que apoyan en discordancia sedimentos carbónicos de la formación Lagares, donde se emplazan horizontes arcillosos que afloran intermitentemente en una amplia zona (Schalamuk *et al.*, 1983).

En uno de los cortes (Osiris) se observa, sobre un paquete conglomerádico rosado con lentes de areniscas, la siguiente secuencia:

0,25 m	de arcilla gris blanquecina, blanda.
0,40 m	de arcilla negra carbonosa, muy deleznable.
1,80 m	de arcilla gris clara, dura áspera al tacto, con finos niveles limo-arenosos.
1,20 m	de arcilla negra carbonosa, compacta con poca plasticidad.
10,00 m	de cubierta de arenisca arcósica rojiza con niveles conglomerádicos.

En la tabla 1 se incluye los resultados obtenidos de una muestra de arcilla negra de 0,40 m de espesor (Schalamuk *et al.* 1983).

Sonia se encuentra ubicada en el flanco occidental de la sierra de Paganzo, se trata de un depósito que presenta según Iñiguez (1973), un nivel de arcilla blanca de 0,20-0,30 m de espesor, en parte ferruginosa, que se aloja entre paquetes de areniscas rojas y blancas con sectores conglomerádicos. El mineral es altamente aluminoso (ver tabla 1) y se destina a la industria cerámica.

Otros depósitos presentes en el área son, Don Paco, Los Mogotes, San Antonio y Los Colorados.

Los Mogotes, esta propiedad se localiza en el flanco occidental de la Sierra de Los Colorados. El área esta representada por afloramientos de roca granítica de color rojo y grano grueso y por una secuencia sedimentaria del Paganzo, constituida por conglomerado polimíctico en la base, areniscas arcósicas de grano mediano a grueso hasta conglomerádico de color rojo morado y finalmente areniscas grises de grano medio a fino, con intercalaciones de horizontes lutíticos gris verdosos.

Los horizontes arcillosos se alojan en la formación Saladillo del Paganzo I (equivalente a la formación Lagares), sobre la cual se asienta en discordancia los Estratos de Patquía, conformando según Amos y Zardini (1962) una estructura braquianticlinal ligeramente asimétrica. Estos horizontes, de color negro a gris, se presentan con espesores variables entre 0,15-1,20 m e intercalados en areniscas arcósicas multicolores que apoyan sobre un conglomerado rojo morado y tienen como techo areniscas blanquecinas de grano grueso hasta conglomerádico, con intercalaciones de areniscas y lutitas gris verdosas (Schalamuk *et al.*, 1983). El paquete sedimentario tiene una actitud N35ºO/5-10ºSO.

El yacimiento es reconocido en una corrida de unos 300 m, y en uno de sus frentes de trabajo es posible observar la siguiente secuencia:

1,20 m	arcilla gris oscura, compacta y de fractura concoide.
0,15 m	arcilla negra muy carbonosa, blanda y deleznable.
0,55 m	arcilla gris oscura, lajosa, untuosa al tacto y bastante blanda.
0,30 m	intercalación de psamita arcósica gris rosada.
0,75 m	arcilla gris oscura, medianamente dura, áspera al tacto.

Los Colorados, este depósito se encuentra ubicado en un ambiente geológico de similares características al mencionado para Los Mogotes, donde Mastandrea (1970), reconoce 5-6 niveles arcillosos, de hábito a veces lenticular, formados por arcillas compactas, laminadas, negras a gris azuladas con poca plasticidad. Los mismos se presentan con espesores variables desde pocos centímetros hasta más de un metro, y se intercalan con horizontes areniscosos y conglomerádicos de potencias similares (Schalamuk *et al.*, 1983).

Según Mastandrea (1970), la cuenca se encuentra dividida en dos sectores, uno al norte y otro al sur, por un afloramiento de roca granítica. En el sector sur, se han reconocido corridas, de horizontes arcillosos, de 80 m a 200 m, con una actitud N30-65ºO/10-15ºSO y espesores de 0,09 y 1,20 metros. En el sector norte, ubicado a 900 m del anterior, se observan corridas de 80 a 120 m, con potencias de 0,20 a 0,40 m y una actitud N30-40ºE/7-10ºNO.

Análisis practicados sobre 13 muestras de las distintas variedades arcillosas revelan contenidos entre 27,1-36,2% de Al_2O_3; 38-51,7% de SiO_2; y 10,3-20,4% de materia carbonosa. Los altos contenidos en alúmina y los resultados registrados en algunos ensayos físicos, permiten clasificar a esta arcilla como altamente refractaria (Schalamuk *et al.*, 1983).

Mineralogía y geoquímica

Desde el punto de vista de su mineralogía, los datos aportados por los diferentes autores mencionados indican para las arcillas negras (carbonosas) una composición de caolinita del orden del 85 % y en algunos casos valores superiores, un 10-15% de illita al que deben sumarse impurezas de cuarzo y feldespato. Para las grises el mismo contenido de caolinita, un 10% de cuarzo y feldespato además de illita, smectitas y óxidos de hierro y titanio (Brodtkorb *et al.,* 1996).

Los análisis químicos (ver tabla 1), (en Schalamuk *et al.,* 1983), revelan para las arcillas negras (carbonosas) rangos en porcentaje de SiO_2 = 44,5-55,6; Al_2O_3 = 32,3-35,5; Fe_2O_3 = 0,51-0,93; TiO_2 = 0,3-0,5; MgO = 0,05-0,37; Na_2O = 0,80-2,14; K_2O = 1,10-1,76; H_2O (±) = 14,36-16,50.

Las arcillas grises compactas registran porcentajes que oscilan entre SiO_2 = 44,5-56,3; Al_2O_3 = 26,5-38,9; TiO_2 =

0,5-0,7; MgO = 0,03-0,05; NaO_2 = 0,7-1,74; K_2O = 0,56-2,94; H_2O (±) = 11,50-14,02.

La variedad gris verdosa castaña muestra los siguientes rangos extremos en porciento, SiO_2 = 48,9-55,0; Al_2O_3 = 32,4-36,0; Fe_2O_3 = 0,22-0,31; TiO_2 = 0,2-0,6; MgO = 0,04-0,05; Na_2O = 0,24-0,34; K_2O = 0,26-0,83; H_2O (±) = 11,30-15,30 (Brodtkorb *et al.* 1996).

Es de señalar que determinaciones analíticas por activación neutrónica (Del Blanco *et al.*, 1992), registran algunos valores llamativos en diez muestras de arcillas carbonosas, en elementos tales como Au (hasta 550 ppb); Th (55 ppm); U (71 ppm); Zn (140 ppm); La (140 ppm); Ce (170 ppm) y Nd (57 ppm).

Las determinaciones de elementos del grupo de las Tierras Raras en el yacimiento Las Mellizas, muestran para las arcillas negras una relación promedio, de La/Lu de 1,52 para roca total. En la fracción menor a 4 micrones la relación La/Lu es de 2,02. En las arcillas grises esta relación es de 1,26 y 1,39 respectivamente. Las determinaciones muestran que en la fracción arcilla la relación La/Lu en todos los casos es mayor que en la fracción gruesa (roca total). Las arcillas negras, por otra parte observan mayores concentraciones, en términos absolutos de elementos del grupo de las Tierras Raras y observan concentraciones superiores en los lantánidos livianos y europio, en relación a las arcillas grises.

Las relaciones La/Lu de la fracción menor a 4 micrones, y el contenido total de las Tierras Raras y traza indican buena correlación con los caracteres de la roca madre, si se asume que la zona de aporte de material clástico para la Formación Lagares corresponde a rocas tipo granítico y en menor medida a las metamorfitas presentes en el área.

MODELO GENÉTICO

Según la interpretación de los distintos autores que contribuyeron al conocimiento geológico del distrito minero, la cuenca sedimentaria donde se localizan los yacimientos arcillosos, muestra una sedimentación continental en un ambiente predominantemente fluvial de relativa turbulencia.

Las arcillas carbonosas se habrían originado por alteración de las rocas de basamento y luego depositadas en períodos de calma que, dada la baja energía de transporte favoreció su depositación en diferentes niveles, en algunos casos con abundantes restos vegetales.

BIBLIOGRAFÍA

Amos, A. y R. Zardini, 1962. Geología de algunos depósitos de arcilla de La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 18 (1-2): 47-83. Buenos Aires.

Azcuy, C. y J. Morelli, 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (4): 405-429.

Azcuy, C., J. Morelli, D. Valencio y J. Vilas, 1979. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 243-256.

Brodtkorb, M. K. de, I. A. Schalamuk, O. Marcos y F. Sardi. Mineralización del Sistema de Famatina, en "Geología del Sistema de Famatina", Herausgegeben von F. G. Aceñolaza, H Miller y A. Toselli. *Müncher Geologische Hefte, Reike* A:19, Allgemeine Geologie, München 1996.

Del Blanco, M., S. Romero, R. Pla, I. B. Schalamuk, R. Fernández y H. Echeveste, H, 1992. Concentraciones de elementos del grupo de las Tierras Raras y otros minoritarios en materiales arcillosos del Yacimiento Las Mellizas, Amaná, La Rioja. *Reunión Argentina de Sedimentología*, 2: 175-182.

Iñiguez, M., 1973. Perspectivas del mercado y disponibilidad en materia prima para productos cerámicos refractarios y arcillas en la provincia de La Rioja. *LEMIT-CFI,* informe inédito.

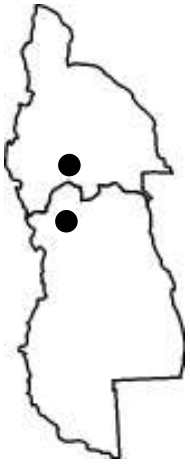
Mastandrea, O., 1970. Exploración de arcillas en estancia Los Colorados, departamento Independencia, La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* informe inédito.

Morelli, J., C. Azcuy, M. Hunicken, C. Limarino y M. Pensa, 1984. El Grupo Paganzo en los Colorados, Paganzo, provincia de La Rioja. *AMPS Revista,* 15 (3-4): 67-80.

Rossi, N. y O. González, 1970. Arcillas de La Rioja. *Instituto Nacional de Geología y Minería,* informe inédito.

Schalamuk I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los Yacimientos de Minerales no metalíferos de la región NOA. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 20:36-40.

Schalamuk, I. B. y M. C. Cábana, 1999. Bentonitas de la región precordillerana de San Juan y Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 921-927, Buenos Aires.



BENTONITAS DE LA REGIÓN PRECORDILLERANA DE SAN JUAN Y MENDOZA

Isidoro B. Schalamuk[1] y María C. Cábana[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los depósitos bentoníticos de la región precordillerana están dispuestos en una faja de aproximadamente 60 km de extensión. Se encuentran alojados en terrenos de edad triásica localizados en los faldeos oriental y occidental de esta provincia geológica. Estos yacimientos se emplazan en la zona de Potrerillos-Cacheuta, provincia de Mendoza, mientras que en la provincia de San Juan las concentraciones más importantes se localizan en la zona de Barreal.

Cabe mencionar la presencia de depósitos bentoníticos terciarios que se emplazan en la zona de Cerro Salinas en Mendoza, y en Sierra de Mogna en San Juan.

Leyes, reservas y producción

Acorde con los datos proporcionados por la Estadística Minera de la República Argentina, en el período 1945-1997 la producción fue del orden de 1.604.135 t, de las cuales 709.543 t fueron aportadas por la provincia de Mendoza y 894.592 t por la provincia de San Juan.

Según Wetten y Baraldo (1983), las reservas estimadas para la cuenca Sorocayense-Hilario y Colón, sitas en la provincia de San Juan, son aproximadamente de 8.625.000 t de mineral, el cual se discrimina en 25% para bentonita de primera y un 75% para bentonitas de segunda, eso es 2.156.250 t y 6.468.750 t respectivamente.

HISTORIA Y ANTECEDENTES MINEROS

La actividad extractiva de este mineral se inicia en la provincia de Mendoza alrededor del año 1935, y luego en los años de la década del 40 en la provincia de San Juan, llegando a alcanzar, hacia 1980, valores equivalentes al 50% de la producción nacional.

Existen varios estudios realizados acerca de los depósitos de bentonita, tanto de la provincia de Mendoza como de San Juan, entre ellos, cabe destacar el de Camacho (1952), de carácter general; Wetten, (1959), que abarca las bentonitas de San Juan conjuntamente con los depósitos de caolín; Pajares y Miolano (1971); Miolano (1977); Lavandaio (1975) y Bonfils (1977), de carácter geológico-económico, con respecto a la geología del área, en particular la de Potrerillos (Mendoza), existen estudios realizados por geólogos de YPF, Stipanicic y Bonetti (1969); Rolleri y Criado (1968), Díaz y Massabie (1974); Angelelli *et al.*,(1980); Wetten y Baraldo, (1983).

GEOLOGÍA REGIONAL

Los mas importantes yacimientos y manifestaciones de la provincia de Mendoza, se emplazan en el ámbito de la Precordillera y pertenecen al Mesozoico (Formación Potrerillos) y al Terciario (Calchaquense), prevaleciendo por su calidad las correspondientes a la primera.

Las minas mas numerosas se disponen en una amplia faja de terrenos triásicos en el faldeo oriental y occidental de la Precordillera, en una extensión de aproximadamente 60 km, con mayor concentración en las zonas de Potrerillos-San Ignacio.

Los sedimentos triásicos, en una de cuyas formaciones se alojan los bancos de arcillas bentoníticas, se apoyan en discordancia sobre el basamento. Este conjunto de sedi-

[1] *CONICET. INREMI, Universidad Nacional de La Plata.*

[2] *INREMI, Universidad Nacional de La Plata. CIC.*

mentos está conformado por vulcanitas, tobas y aglomerados pérmicos, de naturaleza ácida e intermedia. Sobre estos, descansa una columna de alrededor de 1.570 m de materiales conglomerádicos, areniscosos, pelíticos, además de tobas y arcillas bentoníticas.

En la zona de Cerro Bayo (Díaz y Massabie, 1974), se observan las siguientes formaciones: Formación Las Cabras, integrada por dos miembros y asignada al Triásico inferior-medio; Formación Potrerillos del Triásico medio-superior; Formación Cacheuta del Triásico superior y Formación Río Blanco correspondiente también al Triásico superior.

La Formación Potrerillos, representada por sedimentos amarillentos a verde claro y rojizos en su base, de típica estratificación continental con importante variación granulométrica tanto en sentido horizontal como vertical, está compuesta por dos secciones de coloración y características litológicas diferentes: la inferior, de un espesor variable entre 50 y 240 m formada por materiales gruesos conglomerádicos con intercalaciones de psamitas y pelitas, mientras que la superior muestra un dominio de bancos de materiales finos que muestran una marcada estratificación de pelitas de pocos milímetros hasta centímetros, de coloración gris claro y en parte verdoso (Angelelli *et al*., 1980), sección donde se localizan los depósitos de bentonitas.

En la provincia de San Juan, los yacimientos bentoníticos se encuentran ubicados en la vertiente oriental y austral de la Precordillera en dos regiones de diferente edad, una triásica emplazada en la vertiente austral-occidental de esta provincia geológica y otra Terciaria ubicada en la Sierra de Mogna. Cabe mencionar además, la existencia de minas de bentonitas en la zona de San Ignacio, en la margen izquierda del río Mendoza, y en el cerro Cocodrilo al norte de Potrerillos; como así también la existencia de arcillas bentoníticas en el departamento de San Rafael en un ámbito de materiales volcánicos referidos al Grupo Choiyoi del Triásico.

El Triásico de la zona Barreal–Hilario, ubicada en la porción occidental de la Precordillera Sanjuanina, está integrado por las facies Barreal-Rincón Blanco y Mudadero. El Grupo Barreal, de un espesor de 550-600 m aproximadamente, está representado por las formaciones: Cepeda, Cortaderita y Barreal. Las dos últimas son portadoras de niveles bentoníticos y ambas están compuestas por una alternancia de bancos de areniscas rojizas, amarillentas y grisáceas; de material conglomerádico fino; de limos tobáceos grises verdosos; de arcillas limosas carbonosas y de bentonitas amarillentas grisáceas a rojizas. En la secuencia de estos sedimentos se destaca la existencia de bancos o niveles guías orientados norte-sur, persistentes en decenas de kilómetros.

Los yacimientos consisten en concentraciones lenticulares y bolsoneras que conforman uno o más horizontes, de una potencia muy variable, desde algunos decímetros hasta varios metros, de un material de variado aspecto, coloración y consistencia.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Los depósitos sitos en la provincia de Mendoza responden a uno o dos horizontes de carácter lenticular y bolsonero con espesores que oscilan entre 1,5 y 7 m, de un material gris claro, de variada calidad, conforme a su contenido en montmorillonita. Entre los de mayor importancia se destacan San Carlos, Santa Elena, María Laura, San Félix, El Salto, La Elcha I y II, Virgen de Andacollo, La Joyita.

San Carlos, es una propiedad ubicada a 6 km al suroeste de la localidad de Potrerillos, en el departamento de Luján. El yacimiento está integrado por dos bancos bentoníticos de los cuales el superior o principal presenta un rumbo general N30ºO y una inclinación de 25º-30º al suroeste, con una potencia superior a 2 m y un recorrido de alrededor de 300 metros. Este banco está integrado por un metro de bentonita arenosa, amarillenta con lentes bentoníticos verdosos de buena calidad, por encima 0,30 m de bentonitas verde clara suave al tacto y por último un metro de material bentonítico gris azulado también suave al tacto, poco compacto, con intercalaciones de bentonitas arenosas del mismo color. El techo de este banco está representado por lentes de yeso de poco centímetros hasta 0,5 m de espesor, de grano fino y colores blanquecinos a rosados con intercalaciones de delgados horizontes bentoníticos. Sobre este conjunto apoyan en forma concordante, materiales arcillo-limosos de colores gris amarillentos, con buena estratificación. El banco inferior, está constituido por material bentonítico verdoso, que presenta un arrumbamiento N20ºO, subvertical y con una potencia de 1,5 metros.

Santa Elena, ubicada al norte de la anterior y emplazada en el mismo ambiente geológico, presenta un laboreo principal que consiste en tres galerías de aproximadamente 60 m de largo cada una.

María Laura, este depósito se emplaza a 6 km al oeste de la localidad de Potrerillos y a unos 800 m al sureste de la mina San Carlos. Se trata de un banco bentonítico con una orientación N10ºE e inclinación de 75º al este, y presenta una potencia de 1,5 metros. Su piso está formado por areniscas de grano fino, gris blanquecinas, con intercalaciones de pelitas grises y su techo esta conformado por sedimentos de igual naturaleza, grises y gris azulados (Angelelli *et al.*, 1980).

San Felix, esta mina se localiza en el paraje llamado El Salto, 8 km al oeste de Potrerillos, departamento de Luján. El yacimiento consiste en un paquete de material bentonítico, subhorizontal, con una potencia de más de 4 m, integrado por distintos bancos. Los de la porción superior, de coloración gris a gris verdosa, se encuentran bastante fracturados y manchados por hidróxidos de hierro, mientras que los bancos de la parte inferior presentan una coloración gris azulada. En la base se observan intercalaciones bentoníticas amarillentas de reducido espesor pero de muy buena calidad. Cabe mencionar la presencia de venillas de yeso microcristalino, seccionando a la bentonita.

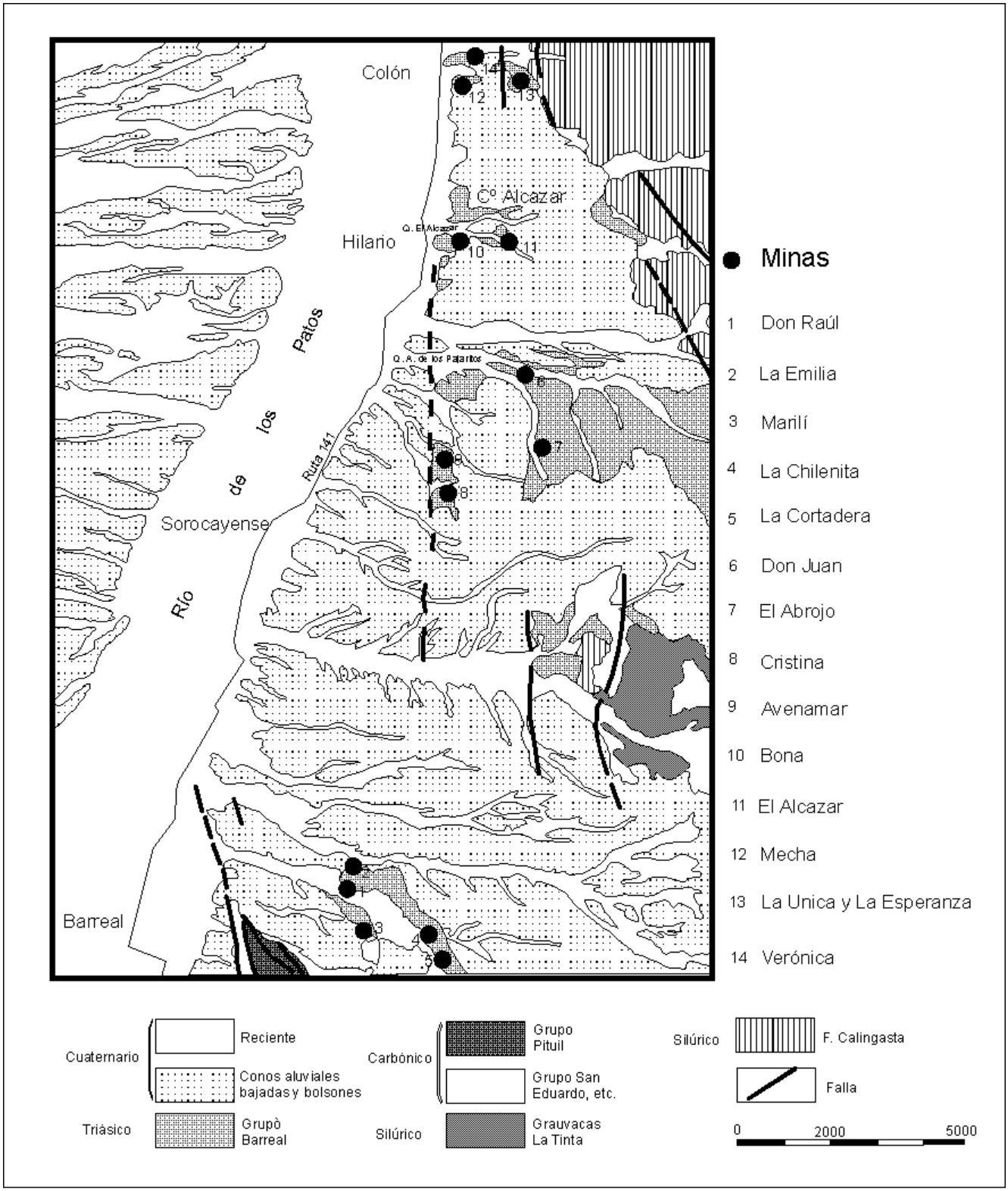


Figura 1. Geología de la región bentonítica Barreal-Hilario, departamento Calingasta, San Juan. Modificado de Quartino *et al.,* 1971.

La Elcha I y II, estas propiedades se encuentran situadas en el faldeo occidental del cerro Cacheuta, a 55 km al oeste de la ciudad de Mendoza. Lavandaio (1975), establece un perfil litológico compuesto por unas sedimentitas suprayascentes representadas por areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, luego un banco bentonítico gris verdoso, un nivel limo-arcilloso de 2-7 m. y otro banco bentonítico, verde claro a amarillento, de excelente calidad, con una potencia de 0,20 a 1,20 metros. Por debajo de esta secuencia menciona la presencia de areniscas compactas que

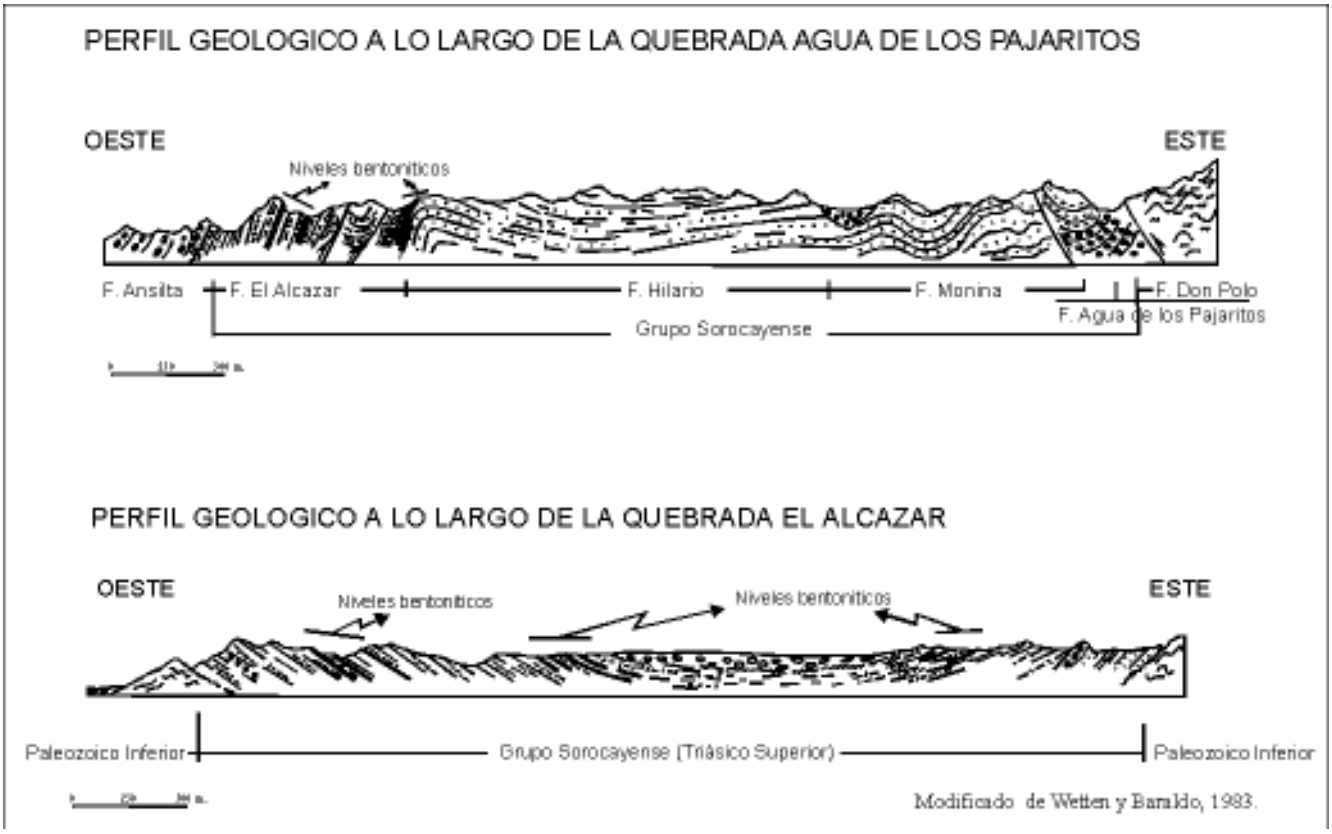


Figura 2. Perfiles geológicos a lo largo de las quebradas Agua de los Pajaritos y El Alcázar.

constituyen el estrato superior de un paquete de areniscas y pelitas grises.

En la provincia de San Juan los yacimientos de bentonita se hallan emplazados en una faja de 22 km de largo, por un ancho de 5 km en el sur y 1 km en el norte (figuras 1 y 2). Estos comprenden varios bancos o mantos de arrumbamiento general norte-sur con buzamiento de 40º-60º y hasta subvertical en algunos casos, registran también inclinaciones de 5º-10º tanto al este como al oeste, según la posición que ocupan dentro de la estructura de amplios anticlinales de la región. El espesor de los estratos bentoníticos varía según los sectores entre 1-1,50 y 1,8-2,0 m alcanzando hasta algo más de 2,50 metros.

Esta región bentonítica comprende tres áreas: Barreal, Sorocayense-Quebrada Agua de los Pajaritos y Cerro Alcazar-Hilario, dentro de las cuales se menciona, para la primera de ellas, a las minas Don Raúl, Emilia, Marilí, La Chilenita y La Cortadera, en la segunda región a Don Juan, El Abrojo, La Cristina y Avenamar y por último, dentro de la tercera zona a las minas Bona, El Alcázar, Los Morrones, Mecha, La Unica, La Esperanza y Verónica.

BARREAL

Don Raúl, esta mina se encuentra situada a 4,5 km al este de la localidad de Barreal, en el margen noreste de la quebrada de La Tina. El banco bentonítico, de una potencia variable entre 1,10 y 1,30 m presenta un rumbo oestenoroeste-estesureste y una inclinación de 24ºNNE (Angelelli *et al.*, 1980). El material bentonítico, compacto y suave al tacto, está constituido por una alternancia de estratos de unos 10-15 cm de espesor, de color amarillento verdoso claro y gris claro con manchas de óxidos de hierro.

La Chilenita-La Cortadera, son dos minas ubicadas a 2 km al sureste de la anterior, sobre la margen oriental de la Quebrada de la Cortadera. Los bancos bentoníticos se reconocen al noroeste por las labores de La Chilenita y 1 km al sureste por las de La Cortadera, así como por varios trabajos de exploración realizados entre ambas. Los bancos bentoníticos de orientación meridional con inclinación de 40º al oeste, se encuentran intercalados entre estratos de areniscas y areniscas tobáceas gris claro, siendo su material áspero al tacto por el contenido de arenas. En La Chilenita el banco principal, objeto de explotación, presenta una potencia de 1,0-1,2 m y el ritmo de explotación a septiembre de 1977 era del orden de 200 t mensuales. En cuanto a la mina La Cortadera, Valania (1960), manifiesta que está constituida por cuatro mantos bentoníticos, de los cuales se destaca el denominado manto 1, emplazado en el ala oriental de un amplio sinclinal. Estos bancos presentan un rumbo general nornoroeste con inclinaciones de 37º-40º al oeste.

Mina	Montmorillonita y beidelita (1)	Impurezas (2)	Indice de hinchamiento	Retenido en tamiz 200
Don Juan *	65%	Cuarzo no muy abundante	21	—
Marilí *	60%	Feldespato, cuarzo, illita, escasos	21	6,520%
Avenamar *	75%	Cuarzo, yeso, feldespato, escasos	25	0,013%
La Unica *	50%	Yeso abundante, cuarzo illita	10	—
Avenamar * (Dr. Wetten)	75%	Cuarzo e illita escasos	26	—
Cañón del Colorado *	55%	Illita, cuarzo, feldespato	15	1,893%
San Felix **	50%	Cuarzo abundante, caolinita y yeso	13	6,695%
La Elcha (bco. inf.) **	70%	Caolinita, yeso, illita, cuarzo	18	4,412%
La Elcha (bco. sup.) **	40%	Cuarzo abundante, illita, feldespato	10	—

Tabla 1. Análisis mineralógico e índices de hinchamiento. *San Juan, ** Mendoza. (1)- Valores estimativos deducidos de difractogramas de rayos x y análisis químicos. (2)- Obtenidos por rayos x. Extraído de Angelelli *et al.* 1980.

SOROCAYENSE-QUEBRADA DE LOS PAJARITOS

Don Juan. Esta propiedad se localiza en la Quebrada de los Pajaritos, a 23,5 km al sur de la localidad de Calingasta. El yacimiento está formado por siete bancos bentoníticos de los cuales dos son explotados en diferentes niveles. El rumbo de éstos es norte-sur con una inclinación de 50º-55º al este y con potencias variables entre 1,8 y 2,0 metros. El material bentonítico tiene una coloración amarillento verdosa a grisácea. Los planos de diaclasas y de estratificación se encuentran manchados de hidróxidos de hierro. El piso está constituido por material arcilloso pardo grisáceo a negro, mientras que el techo esta conformado por una arenisca tobácea de coloración rosada.

CERRO EL ALCÁZAR-HILARIO

Bona: ubicada a 16 km al sur de Calingasta y 300 m al estesureste del cerro Alcázar, el yacimiento está formado por bancos bentoníticos de rumbo norte-sur e inclinaciones de 5º-10º al este, con espesores de 1,5 a 2,0 metros. El material que los componen son gris blanquecino, compacto y áspero al tacto, estratificados en capas de algunos centímetros a unos pocos milímetros, de composición arcillo-carbonoso-ferruginoso.

El Alcázar, ubicada a 2 km al noreste de la anterior, los bancos bentoníticos de orientación norte-sur, forman parte de un pliegue con eje buzante al sur y flancos con inclinaciones de 5º-10º tanto al este como al oeste. La potencia de los bancos es de alrededor de 1,2-1,5 m pudiendo alcanzar espesores de 2 metros. El material es de coloración gris blanquecino y áspero al tacto.

La Unica y La Esperanza: estas dos propiedades se encuentran ubicadas en el Paraje Colón, a unos 16 km al sur de Calingasta. En este sector minero los mantos bentoníticos reconocidos y objetos de una intensa explotación, son variables en número y espesor (Wetten y Baraldo, 1983). Se observan siete niveles de un espesor promedio de 60 cm, ubicados sobre el flanco oeste del sector. La secuencia en la que se alojan los bancos bentoníticos está afectada por una serie de plegamientos simétricos

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sílice (SiO_2)%	56,94	55,78	61,40	58,4	49,85	54,9	57,97	69,38	56,07	55,35
Aluminio en Al_2O_3%	16,61	20,10	16,05	18,0	22,50	22,3	21,30	13,75	18,85	16,28
Hierro en Fe_2O_3%	5,04	4,50	3,82	4,8	4,40	4,4	4,00	2,60	5,03	2,60
Titanio en TiO_2%	0,19	0,26	0,29	0,4	0,23	0,1	0,27	0,28	0,21	0,21
Calcio en CaO%	1,05	1,50	0,81	0,9	1,40	0,6	1,40	0,32	0,60	1,01
Magnesio en MgO%	5,35	1,39	2,08	1,7	3,22	2,0	1,26	1,07	1,39	4,75
Humedad a 105º C	8,24	9,80	10,70	—	9,06	—	7,60	5,80	8,71	9,48
Perdida por calc.%	6,20	6,78	3,60	15,8	9,05	15,8	5,75	4,22	7,34	6,94

Tabla 2. Análisis de bentonitas Zona Potrerillos-Cacheuta. 1- Alicia, Potrerillos; 2- Santa Elena, Potrerillos; 3- Mitre, Potrerillos; 4- San Felix, Potrerillos; 5- El Risco, Cacheuta, 6- La Elcha, Cacheuta; 7- La Carolina, San Isidro; 8- Lely, Challao; 9- Don Emilio, Salagasta; 10- San Alberto, Ramblón. (extraído de Angelelli *et al.*, 1980).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Humedad%	n.d.	n.d.	4,31	n.d.	n.d.	—	n.d.	n.d.	3,28	1,62	3,43	2,24	2,71
Perdida por calc.%	20,4	18,7	11,99	20,7	11,0	—	20,7	18,9	9,60	12,98	9,07	10,93	6,55
SiO_2%	53,5	55,0	53,50	54,0	64,8	59,94	51,4	52,8	62,00	56,30	58,00	53,00	62,50
Al_2O_3%	18,0	15,5	22,20	14,5	16,6	18,97	18,0	16,7	17,80	19,20	18,95	22,80	14,45
TiO_2%	0,1	0,1	n.d.	0,1	0,2	n.d.	0,1	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe total%	3,4	4,2	4,80	5,3	2,8	3,52	5,1	3,4	3,60	5,00	4,05	4,20	3,15
CaO%	0,6	0,9	1,40	1,2	2,7	1,70	0,9	5,1	1,80	2,00	1,40	2,00	1,00
MgO%	2,4	3,5	0,36	2,4	0,7	0,70	1,7	0,2	0,72	0,36	0,72	0,43	0,36
Na2O%	0,3	0,4	2,10	0,2	0,3	1,00	0,2	0,6	0,90	1,90	3,38	3,30	6,42
K2O%	0,1	0,1	1,20	Vest.	Vest.	0,15	Vest.	0,4	0,30	0,64	1,00	1,10	2,82

Tabla 3. Análisis de bentonita-Area Hilario-Barreal. Extraído de Angelelli *et al.*, 1980.

CAÑÓN DEL COLORADO

Esta zona bentonítica, conocida también como de Mogna, contiene depósitos asignados al Terciario, se encuentra situada a 8 km al norte de la ciudad de San Juan. Los yacimientos se emplazan en una estructura anticlinal, orientada norte-sur y registra una longitud de 6 km por algo mas de 2 km de ancho (Miolano, 1977). La actividad minera se desarrolla en el flanco occidental del anticlinal donde se emplazan las minas San Pedrito, San Antonio y Cañón del Colorado, entre otras. El material bentonítico acusa una coloración blanca a blanco grisácea, manchado por hidróxidos de hierro, siendo suave al tacto y consistente.

San Pedrito, es una propiedad situada en las cabeceras del Cañón del Colorado, formada por dos bancos, orientados norte-sur con inclinaciones de 25º al oeste y potencias variables entre 1 y 2 m como máximo en los bolsones.

Cañón del Colorado: se localiza a 2 km al sur de la mina anterior. La actitud de los mantos, que presentan una coloración blanquecina, es N-S/35-45ºO, con espesores de 1 a 1,2 m. El nivel superior se dispone por debajo de un paquete de areniscas grises en su techo y rojizas en su base y el piso corresponde a bancos de areniscas rojizas.

Mineralogía y geoquímica

La composición mineralógica de estos depósitos es esencialmente montmorillonita y en menor proporción beidelita, aparte de material arenoso-limoso y de otras impurezas.

El valor de las bentonitas reside principalmente en su gran poder coloidal, absorbente y decolorante, en su propiedad filtrante y su capacidad de hinchamiento.

Los datos obtenidos de análisis efectuados sobre nueve muestras, correspondiendo seis de ellas a la provincia de San Juan y las tres restantes a la provincia de Mendoza, se indican en la tabla 1. Los análisis realizados consisten en estudios mineralógicos y determinación del índice de hinchamiento

Muestras	1	2	3	4	5
Humedad	4,50	3,50	4,50	4,00	4,20
Perdida a 500º%	4,92	5,49	5,44	5,10	5,74
SiO_2%	62,30	62,60	61,00	61,80	60,30
Al_2O_3%	15,50	15,05	16,20	14,75	16,45
Fe total%	2,45	2,95	2,60	2,85	2,95
CaO%	2,60	3,00	2,60	2,80	3,40
MgO%	1,37	1,74	1,37	1,37	1,23
Na2O%	5,10	4,30	5,10	6,10	3,70
K2O%	1,14	1,22	1,02	1,09	1,96

Tabla 4. Análisis de bentonitas Area Cañón del Colorado. 1, 2, 3 y 4- minas San Pedrito y Cañón del Colorado; 5 Santiaguito y Navidad. Extraído de Wetten y Baraldo, 1983.

Las tablas 2, 3 y 4 presentan los valores porcentuales obtenidos a partir de análisis químicos efectuados en bentonitas de las zonas: Potrerillos Cacheuta, Hilario-Barreal y Cañon del Colorado, respectivamente.

GÉNESIS DE LOS DEPÓSITOS

En todos los casos, se trata de productos de alteración de materiales volcánicos, atribuibles a un proceso diagenético (halmirólisis) en un medio preferentemente lacustre, alcalino-sódico.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y Fernández, R., 1980. Los Yacimientos de Minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19: 44-59.

Bonfils, V., 1977. Estudio definitivo "Potrerillos". Evaluación geológico-económico del yacimiento de bentonita "San Felix". Planta de tratamiento. *Dirección General de Minería,* Mendoza.

Camacho, H., 1952. Informe sobre el actual estado de los estudios de yacimientos bentoníticos efectuados por la Dirección Nacional de Minería. *Dirección Nacional de Minería.* Buenos Aires.

Días, H. y A. Massabie, 1974. Estratigrafía y tectónica de los sedimentos triásicos, Potrerillos, provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 29: 185-204. Buenos Aires.

Lavandaio, E., 1975. Estudio geológico-económico de las minas de bentonitas del grupo La Elcha, departamento Luján, Mendoza. *Servicio Minero Nacional,* Plan Mendoza.

Miolano, A. D., 1977. Estudio integral de las cuencas bentoníticas de San Juan. Departamento de Minería. San Juan

Pajares, J. y A. Miolano, 1971. Proyecto de explotación de la mina de bentonita "Marilí". *1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 2: 447-492. San Juan.

Quartino, B., R. Zardini y A. Amos, 1971. Estudios y exploraciones geológicas de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Monografía,* 1. Buenos Aires.

Rolleri, E. y P. Criado Roque, 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *3º Jornadas Geológicas Argentinas,* 1: 1-76. Buenos Aires.

Stipanicic, P.y M. Bonetti, 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. Ciencias de la Tierra: La estratigrafía del Gondwana. *Coloquio VICG, UNESCO,* París: 1081-1119.

Valania, J., 1960. Estudio geológico-económico del yacimiento de bentonita "La Cortadera", distrito Barreal, departamento Calingasta, San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería.* Buenos Aires.

Wetten, F., 1959. Estudio integral de bentonitas y caolines de la provincia de San Juan. *Departamento Minería. San Juan.*

Wetten, F. y J. Baraldo, J., 1983. Geología de los yacimientos de bentonita existentes entre las localidades de Colón y Quebrada Carrizalito. Departamento de Calingasta. San Juan.

Aldana, V. R., 1999. Yacimiento uranífero San Roque, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 929-932, Buenos Aires.



YACIMIENTO URANÍFERO SAN ROQUE, LA RIOJA

Víctor R. Aldana[1]

INTRODUCCIÓN

El yacimiento San Roque se ubica en el extremo meridional del Sistema de Famatina, sobre afloramientos triásicos del sector Oriental de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, (Bonaparte, 1967) los que se vinculan a la parte final de la "Cuenca Paganzo" que tuvo su desarrollo principal durante el Neopaleozoico. En este sector de la cuenca se observa una continuidad de los procesos sedimentarios en ambiente fundamentalmente continental, (Stipanicic y Bonaparte, 1979).

Ubicación

Se ubica dentro del ámbito de la Hoja Geológica 18-e en el paraje La Torre, (30º11´02" latitud sur; 67º16´26" longitud L.O.) departamento Independencia, entre las localidades de Patquía y Villa Unión, en el kilómetro 74 de la Ruta Provincial 26.

Leyes, Reservas y Producción

La mineralización presenta un desarrollo discontinuo a lo largo de 200 m (entre la labor 4 y la perforación Nº 10), con espesores variables entre comúnes de 1 m y excepcionales de 3 metros. Los tenores son del orden de 0,848 ‰ de U, llegando eventualmente hasta 1,696 ‰ U. En Nueva Anomalía CNEA, la mineralización aparece a lo largo de 20 a 30 m, y espesores promedio de 0,20 m y tenores entre 2,544 y 3,392 ‰ U (Valdiviezo, 1973)

En la década del cincuenta se explotó alrededor de 2.600 t (m), con una ley de 1,700 ‰ de U, (Toubes, 1957).

Sistema de explotación

Laboreo a cielo abierto: canteras en corta

Laboreo subterráneo: piques y galerias por niveles, (Valdiviezo, 1973).

HISTORIA DEL YACIMIENTO

Descubrimiento

El yacimiento fue descubierto por el Sr. Francisco López a principio de 1954. Comprende siete pertenencias, en dirección norte-sur, (Marinkef y Cabeza, 1954).

Propietario

Inscripta inicialmente a nombre Francisco López, Rosa Guardia, Francisco López (h) y José López.

GEOLOGÍA REGIONAL

La mayoría de las interpretaciones tectónicas de esta cuenca sugieren una dinámica tensional, que condujo a la generación de una fosa tipo *rift* (Rolleri y Criado Roque, 1968; Stipanicic y Bonaparte, 1979). Posteriormente Milana y Alcober (1994), interpretan que la cuenca de Ischigualasto se generó como un hemigraven (*half-graben*), en relación a la notable asimetría, en sentido perpendicular a su eje longitudinal, reflejada en las tendencias isopáquicas.

Los afloramientos triásicos del sector Oriental y Nororiental de la cuenca (Ischigualasto, Huaco, Huachi y Gualcamayo), se vinculan al desarrollo final de la "Cuenca Pa-

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Centro.*

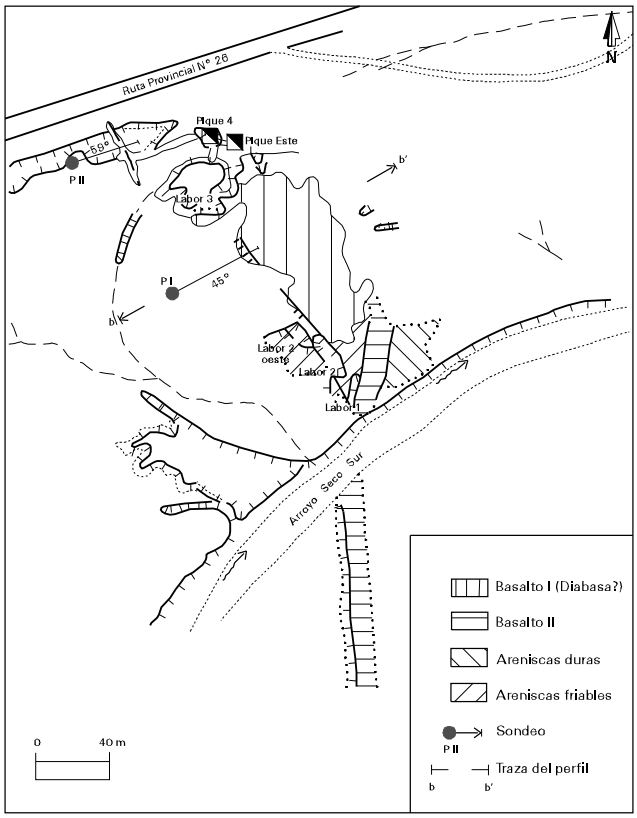


Figura 1. Geología del yacimiento San Roque.

ganzo" que verifica su desarrollo principal durante el Neopaleozoico. Para este sector se observa una continuidad de los procesos sedimentarios en ambiente fundamentalmente continental.

El cuadro estratigráfico para el área de Ischigualasto-Villa Unión, basado sobre el esquema original de Frenguelli-Ramaccioni, (Frenguelli,1944 a; 1948), y el bosquejo geológico de dicha área, tomados de los trabajos de Bodenbender (1911); De la Mota, (1946, 1949) y otros, fueron elaborados por Stipanicic y Bonaparte en 1979, e incluyen los depósitos de La Torre, los que habrían sido erosionados en las partes altas y medias de las sierras circundantes.

El basamento premesozoico, asignado al Proterozoico superior-Eopaleozoico, aflora en las sierras de Villa Unión, Famatina, Sañogasta, Vilgo, Valle Fértil, La Huerta, enmarcando la cuenca y está constituido por rocas ígneas y metamórficas: granitos, aplitas y pegmatitas, granodioritas gnéisicas, gneises granodioríticos, gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos, esquistos cristalinos en parte migmatíticos, anfibolitas y calizas cristalinas.

En la Sierra Baja de los Portezuelos, aledaña al yacimiento, los sedimentos pérmicos (Formación Patquía) se apoyan en discordancia sobre los granitos, con un buzamiento próximo a los 50º.

Con posterioridad a la depositación de la Formación Patquía se producen en la región movimientos de la Fase Amanaica, que dieron lugar a la acumulación de los estratos arenosos de las Formaciones Talampaya y Tarjados; la primera discordante con los depósitos neopaleozoicos y a su vez, con la suprayacente Formación Tarjados (Stipanicic y Bonaparte, 1979).

En el Triásico medio tienen lugar nuevos movimientos, de mayor magnitud, Fase Chañárica (La Rioja), depositándose luego los sedimentos agrupados en la unidad Superior, denominada Grupo Agua de la Peña (Bossi,1971), asignada al Triásico superior.

Entre la Sierra Baja de los Portezuelos y los Cerros Loma Blanca y Loma Negra al este, un dique de diabasa olivínica, de posición subvertical y rumbo general nornoroeste-sursureste, de potencia variable de 5 a 10 m, intruye a las areniscas de la Formación La Torre.

La actividad magmática triásica, está representada, localmente, por los mantos de basalto olivínico intercalados entre las sedimentitas descriptas (Andreis, 1969). Regionalmente, al sur del Campo de Talampaya se localizan dos afloramientos volcánicos muy notables, que son el Cerro Morado (223 ± 4 Ma) y el Cerro Negro (225 ± 6 Ma), (González y Toselli, 1973).

Milana y Alcober (1994) dividen los depósitos triásicos en cuatro grandes fases de acumulación y subdividen la columna, en tectosecuencias. Los sedimentos de la Formación La Torre corresponderían a las secuencias vinculadas al rifting inicial, de carácter aluvio-fluvial (secuencia Talampaya-Tarjados), de la primera fase.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Los rasgos orográficos principales están representados por la dorsal granítica de la Sierra del Cerro Blanco y las elevaciones tabulares de Lomas Blancas, Lomas del Chiflón y Loma Negra, en cuyo extremo noreste se ubica el yacimiento San Roque. En el área la secuencia sedimentaria pérmica-triásica, se adosa en parte al núcleo antiguo del Cerro Blanco y en la planicie intermontana aparece intruida y coronada por volcanitas postriásicas, cuya coloración se destaca desde lejos (Diez, 1971).

En el área del yacimiento afloran las areniscas triásicas de la Formación La Torre equivalente a la Formación Tarjados, intruídas por un filón de diabasa olivínica (I) de posición subvertical, rumbo noroeste-sureste, y otro filón basáltico (II), de posición vertical y rumbo norte-sur (figura 1).

Litología

Las arenisca presentan una alternancia de bancos gruesos (0,50 a más de 1 m) de granulometría mediana a gruesa, con otros más delgados (15 a 20 cm) de granulometría fina, friables, e impregnados en limonita. Es notable la dureza de los bancos de grano mediano, la que aumenta al aproximarse al contacto con el cuerpo de diabasa I, a la par que se incrementa la silificación, haciéndose a veces muy difícil la distinción macroscópica entre ambas unidades. La irregularidad del contacto arenisca-diabasas

I, contrasta visiblemente con el contacto rectilíneo arenisca- basalto II.

En La Torre estas areniscas constituyen pequeñas elevaciones que, localmente, son conocidas como "Cerrito de la Mina"; las areniscas mineralizadas se presentan silicificadas con abundante fracturación; aflorando principalmente en el borde suroeste y noroeste; fueron reconocidas también en la galería, emboquillada en el nivel -18 del pique 4 (figura 2). Dichas areniscas son de aspecto y composición diferente a las areniscas friables que afloran al sureste del cerrito de la mina, sobre la margen izquierda del arroyo seco sur (Valdiviezo, 1973).

Al sur del yacimiento San Roque, a una distancia de 1.200 m se ubica sobre la misma estructura norte-sur, la manifestación Nueva Anomalía CNEA, de similares características (Diez,1971).

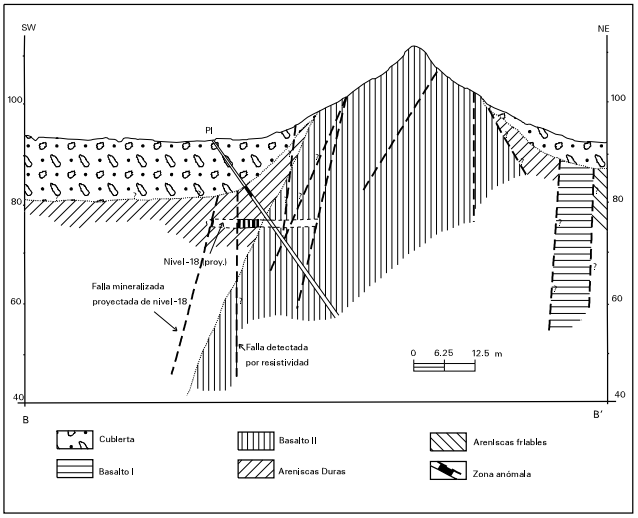


Figura 2. Zona mineralizada en el yacimiento.

Estructuras

Todos estos fenómenos de plegamiento y fracturación que afectan a las sedimentitas triásicas, quedan localmente reflejados en un intenso diaclasamiento, que está en directa relación con los distintos tipos de mineralización uranífera (Diez,1961).

En el área de La Torre el rumbo de la estratificación de las sedimentitas es en general norte-sur, el buzamiento muy suave hacia el este, conformando una estructura monoclinal afectada por el emplazamiento del dique de diabasa (I) en primer término y después por un cuerpo basáltico (II) (Valdiviezo, 1973).

El cuerpo de diabasa (I), más erosionado, presenta dos sistemas de fallas, el primero de posición subvertical y rumbo norte-sur, subordinado al anterior se encuentra el de rumbo N145º e inclinado al suroeste hasta subvertical;

El dique (II), de hábito tabular, de 10 m de potencia y rumbo norte-sur practicamente vertical, cortado y desplazado en varios sectores por fallas oblícuas de rumbo N145º, aflora en varios puntos que indican la continuidad de su corrida. Las direcciones dominantes de diaclasamiento en este cuerpo son: norte-sur, paralelo a sus contactos laterales; próximo a este-oeste, buzando 60º a 70º al norte y otro de rumbo paralelo al anterior, pero buzando 60º a 70º al sur.

Las direcciones dominantes de diaclasamiento según Valdiviezo (1973) son:

a) Rumbo norte-noreste, con suave buzamiento al sursureste.

b) Rumbo nor-noroeste, subvertical.

c) Rumbo norte-sur, subvertical.

d) Rumbo este-oeste, buzamiento 60º a 70º al norte.

e) Rumbo este-oeste, buzamiento 60º a 70º al sur.

Morfología

La mineralización uranífera es de hábito vetiforme y control estructural. Los cuerpos mineralizados están constituidos por venillas subverticales de rumbo N145º.

Mineralogía

La mineralización está representada por pechblenda y amarillos de uranio, entre los que sobresalen autunita, uranofano y fosfuranilita; acompañan óxidos de hierro y minerales supergénicos de cobre (Diez *et al.,*1984 y González (1973). Como ganga se encuentra yeso y calcita.

Las areniscas (silificadas) de la Formación La Torre, presentan un color amarillo (en corte fresco) tendiendo al rojizo , y una alteración ferruginosa oscura casi parda en el sector norte, mientras en el sector sur, la coloración es verdosa, (amarillo verdoso en corte fresco). El cuerpo de diabasa I, presenta una alteración meteórica, y en las inmediaciones de las fallas muestra su acción química epigénica puesta de manifiesto por la decoloración, abundancia de "huecos de disolución" y a veces leves alzas radimétricas. Su emplazamiento afecta visiblemente a las areniscas tanto térmica como mecánicamente.

El cuerpo de basalto II, por tratarse del relleno de una fractura regional, seguido de un rápido enfriamiento, los efectos térmicos de contacto alcanzan pocos centímetros y sólo producen un leve endurecimiento y cambio de color (Valdiviezo, 1973).

MODELO GENÉTICO

Su génesis no ha sido investigada, admitiéndose una hipótesis de cáracter hidrotermal endógeno y otra supergénica por descenso.

BIBLIOGRAFÍA

Andreis, R. R., 1969. Los basaltos olivínicos del cerro Guandacol (Sierra de Maz, provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica. *4º Jornadas Geológicas Argentina, Actas,* 1: 15-33. Buenos Aires.

Bonaparte, J. F., 1967. Comentarios sobre la "Formación Chañares" de la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (San Juan-La Rioja). *Acta Geológica Lilloana,* 9: 115-121. San Miguel de Tucumán.

Bossi G. E.,1971. Análisis de la Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. *1º Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica,* Madrid, 2, Sección 1 (Geología).

De La Mota, H. F., 1946. Estudios geológicos en el cerro Bola, al sur de Villa Unión, La Rioja. *Universidad Nacional La Plata. Facultad Ciencias Naturales La Plata.* Tesis inédito.

De La Mota, H. F., 1949. Informe Geológico sobre las posibilidades petrolíferas en la depresión que media entre las sierras de Valle Fértil y de Los Llanos. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales.* Buenos Aires, Informe Inédito.

Diez, J. D.1961. Manifestación San Basilio. Provincia de la Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* Informe Inédito.

Diez, J. D., 1971. Geología Area Mina San Roque y adyacencias. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* Informe Inédito.

Diez, J., Charadía, V., Navarra, P. y Apesteguia, J., 1984. Depósitos vetiformes y similares. in Geology and metallogenesis of uranium Deposits of South America, *OIEA,* Viena, 1984, 87-109

Frenguelli, J. 1944 a. La serie del llamado "Rético" en el oeste argentino (Nota preliminar). *Museo de La Plata, Notas,* 9 (Geología 30): 261-270.

Frenguelli, J. 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Agrgentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Anales,* 8: 159-310. Buenos Aires.

Gonzalez, M. 1973. Estudio petrológico de muestras de la manifestación San Roque. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* Informe Inédito.

González, R. y Toselli, A. J.,1973. Radiometric dating of igneous rocks of Sierras Pampeanas. *Geocienc*. San Pablo.

Marinkef, K. y Cabeza J., 1954. Breve informe sobre la manifestación de uranio de La Torre. Mina San Roque. La Rioja. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* Informe Inédito.

Milana, J. y Alcober, O., 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan-Argentina). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (3-4): 217-235. Buenos Aires.

Rolleri, E. y Criado Roque, P. 1968. La Cuenca Triásica del norte de Mendoza. *3º Jornadas Geológicas Argentina, Actas,*.1:1-76.

Stipanicic, P.y Bonaparte, J., 1979. Cuenca Triásica de Ischigualasto-Villa Unión. *2º Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 523-576. Córdoba.

Toubes, R. O., 1957. Informe Geológico-Minero y Proyecto de Exploración Mina San Roque. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, Informe Inédito.

Valdiviezo, A., 1973. Resultados de los trabajos de relevamiento detallado en Yacimiento San Roque (La Rioja). *Comisión Nacional de Energía Atómica,* Informe Inédito.

CAPÍTULO IV

DEPÓSITOS ASOCIADOS A EPISODIOS MESOZOICOS
Jurásico - Cretácico



JURÁSICO

Basaltos tholeíticos de intraplaca

Depósitos asociados a volcanismo subaéreo
Yacimientos de amatistas y ágatas ornamentales, Misiones

Depósitos residuales, de alteración y meteorización
Los depósitos ferríferos lateríticos de Misiones

Brodtkorb, A., 1999. Yacimientos de amatistas y ágatas ornamentales de Misiones. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 937-939, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE AMATISTAS Y ÁGATAS ORNAMENTALES DE MISIONES

Alejo Brodtkorb[1]

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos de amatistas y ágatas de la provincia de Misiones se encuentran dentro de un extenso distrito minero que incluye parte de los Estados de Santa Catarina y Rio Grande do Sul, Paraná y São Paulo, en la República Federativa del Brasil; parte de los departamentos de Artigas y Salto en la República Oriental del Uruguay, y la parte oriental de la República del Paraguay (figura 1).

Estos minerales se desarrollan en basaltos cuya masa efusiva tiene una extensión superior a un millón de kilómetros cuadrados. Se compone de numerosos derrames de lavas basálticas, muchas superpuestas. En Rio Grande do sul se mencionan 13 derrames y un espesor de 1.000 m, en el Departamento Artigas se han reconocido 15 coladas y un espesor de 995 m, mientras que para Misiones se habla de 11 coladas sin precisar los criterios para su diferenciación.

Las coladas portadoras de geodas o drusas con amatistas, donde se dieron condiciones peculiares que permitieron su desarrollo, son muy pocas. Por ejemplo en Uruguay es portadora la 3ª y algo la 5ª colada, y en el Brasil la principal es la 5ª colada.

UBICACIÓN

Los yacimientos se localizan entre el río Paraná y la Ruta Nacional 12 (Posadas-Cataratas del Iguazú), al noroeste de la localidad de Wanda. Partiendo de esa localidad por el camino al puerto, se avanza 1,5 km desviando al noroeste por un camino vecinal, a 1,5 km se llega a los yacimientos de Amatistas Selva Irupé y Tierra Colorada. Continuando por el mismo camino vecinal unos 2 km, desviando hacia el oeste y avanzando 1,5 km se llega a los yacimientos de Agatas Uruguá-í y Santa Catalina.

Las coordenadas son 54°36’ de longitud oeste y 25°27’de latitud sur.

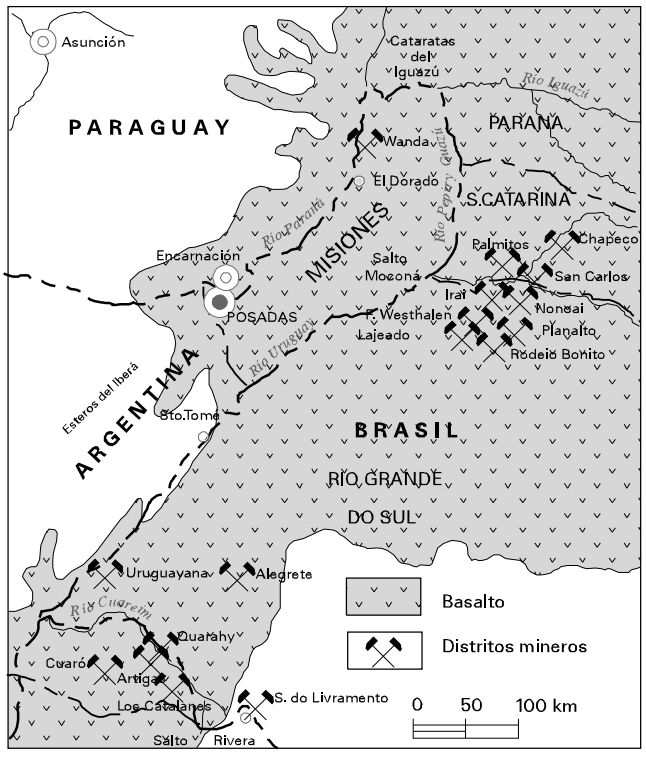


Figura 1 Distribución areal de los basaltos cretácicos y distritos mineros.

[1] *Geólogo consultor.*

Año	Amatistas	Agatas
1988	-	2.000
1989	-	-
1990	14.970	-
1991	10.385	-
1992	1.310	-
1993	4 830	-

Tabla 1. Producción anual para el período 1988/1993.

Leyes, reservas y producción

Por el tipo de yacimiento y el poco destape no se estimaron reservas.

La Estadística Minera de la República Argentina consigna para la provincia de Misiones producciones en kilogramos que se indican en la tabla 1.

Sistema de explotación

La explotación consiste en la remoción de la cubierta residual superior o de alteración meteórica, que varía entre 5 y 25 m de espesor, mediante topadoras, recolectándose los fragmentos liberados puestos al descubierto. Las geodas de valor son extraídas del basalto manualmente con cincel y martillo para evitar su fragmentación o daño.

En cuanto a las agatas se extraen los de tamaños de 0,25 kg o mayores en áreas inundables del río Paraná; se localizan individualmente por percusión mediante una larga varilla de hierro. El sonido emitido por los trozos de agata es diferente de los de otros fragmentos de roca existentes en el lecho.

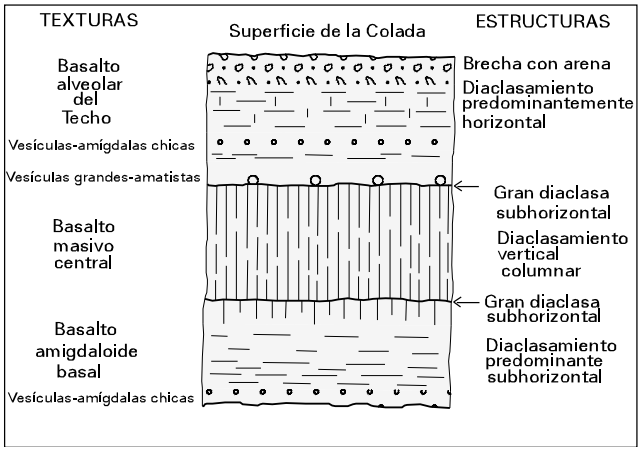


Figura 2. Perfil esquemático de las coladas lávicas.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La presencia de amatistas y ágatas en Brasil y Uruguay se conoce desde hace más de un siglo; en la provincia de Misiones se han localizado al noroeste de Wanda en la decada del ‘60. Se recibieron solicitudes de cateo por estos minerales, sin hallazgos concretos, en localidades como Cerro Azul, San Pedro y San Javier.

La exploración realizada consistió en destapes de unas hectáreas que han puesto al descubierto geodas de tamaños chicos a medianos de 30 a 60 cm de diámetro tapizadas con cristales de amatistas. Estas geodas constituyen una atracción de las excursiones turísticas a las Cataratas del Iguazú, distantes a unos 40 kilómetros al norte.

GEOLOGÍA REGIONAL

La estratigrafía comienza con la Formación Curuzú Cuatiá del Cretácico inferior, que en discordancia descansa sobre rocas antiguas hasta precámbricas. Esta formación se compone de 2 miembros: Solari que comprende clastitas de carácter cuarcítico y areniscas y Posadas, que comprende los basaltos homologables a los de la Formación Serra Geral (Brasil).

En la Argentina estos basaltos se extienden, en parte cubiertos, por las provincias mesopotámicas, desapareciendo en el sur contra el bloque cristalino del umbral de la isla Martín García. Asimismo son detectados en profundidad en las provincias de Chaco, Santa Fe, norte de Buenos Aires y más al oeste, en parte de Santiago del Estero y Córdoba.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

En los basaltos toleiíticos predominan texturas afaníticas, densas y microcristalinas. La composición mineralógica es relativamente homogénea: augita y/o pidgeonita, labradorita, magnetita y piroxenos; como accesorios apatita, olivina, biotita, cuarzo, hornblenda y pirita.

Estructura

Cada colada presenta pocas variaciones estructurales horizontales pero fuertes variaciones verticales. La estructura central presenta 2 diaclasas subhorizontales, contínuas y bien definidas, una arriba y otra abajo que la delimitan de las estructuras de la base y del techo respectivamente (figura 2).

Las estructuras de la base se corresponden con un enfriamiento rápido de la lava por su contacto con la superficie de flujo, presentando fisuramientos en planos subhorizontales. La rápida desgasificación da lugar a la formación de un delgado nivel subhorizontal de basalto vesicular, con oquedades o cavidades vacías.

Las estructuras centrales de enfriamiento lento dan lugar a una roca maciza, a veces con fenocristales. Se desarrollan diaclasas verticales y hasta diyunción columnar subhexagonal.

Las abundantes vesículas próximas a la superficie son de tamaño milimétrico, mientras que las inferiores son menos numerosas y de algunos centímetros de tamaño. Siguen hacia abajo vesículas de gran dimensión por causa de estacionamiento de los gases y que a veces están rellenas con ágatas y amatistas.

Morfología

Las geodas o drusas rellenas o tapizadas por ágatas, presentan bandeamientos paralelos a las paredes de la cavidad.

Otras vesículas son tapizadas centrípetamente, por cristales de amatistas o cuarzo en prismas hexagonales con extremos piramidales.

Mineralogía

Las ágatas tienen un bandeamiento y microporosidad variable, y admiten colorantes artificiales que resaltan ese bandeamiento. Las amatistas cristalizan en el sistema trigonal con maclas según la Ley de Brasil y contienen Fe y trazas de Al, Li, Ca, Mg, Cr, Mn, Ti y Cu. Generalmente son de colores lila pálido, azul y violeta oscuro. Algunas amatistas se decoloran al ser expuestas a la luz solar, siendo algunas de éstas suceptibles de ser tratadas térmicamente, con lo cual adquieren un color amarillo anaranjado, que simula al topacio, por lo que se los llama falso topacio o citrino.

Las geodas presentan siempre externamente una delgada película de color verde constituida por celadonita, un hidrosilicato férrico.

Los cristales de amatista no presentan una coloración gemológica uniforme por lo que normalmente se separan los extremos piramidales aptos como gemas, descartándose el resto del cristal.

Estudios geocronológicos

Dataciones mediante K/Ar realizadas por Cordani *et al.* (1966) dieron 125 a 115 Ma, es decir Cretácico inferior. Otras dataciones sobre muestras de Nogoyá (640 m de profundidad) muestran una actividad efusiva más antigua, del orden de los 147 Ma (Cortelezzi y Cayeneuve, 1967).

MODELO GENÉTICO

La génesis de las ágatas y amatistas que nos ocupan corresponden a procesos y condiciones peculiares, relacionados con los fluídos post-deposicionales de las lavas basálticas.

BIBLIOGRAFÍA

Adur, A. O., 1987. Mina Selva Irupé, Informe geológico minero del yacimiento, Wanda, Provincia de Misiones, Posadas. *Informe particular,* inédito, p. 1-9.

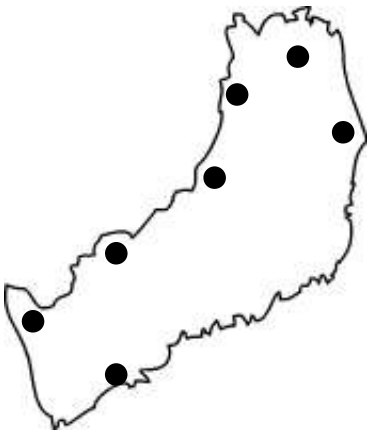
Bossi, J., 1969. Recursos minerales del Uruguay. *Editorial Nuestra tierra,* Montevideo, 68 p.

Corbella, H., 1981. Mineralizaciones silíceas -ágatas y amatistas- en los basaltos de la cuenca del Paraná y sus posibilidades en la provincia de Misiones. *Ministerio de Hacienda y Economía de la provincia de Misiones,* 42 p.

Cordani, U. G., K. Kawashita, J. H. Reynolds y G. Amaral, 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brasil. *Geochimica et Cosmochimica, Acta,* 30: 159-189.

Cortelezzi, C. R y H. Cayeneuve, 1967. Estudio geocronológico de los basaltos de Nogoyá, provincia de Entre Ríos y su relación con las rocas efusivas del sur del Brasil y Uruguay. *Revista Museo de La Plata. Sección Geología,* 6 (39): 19-32.

Lurgo Mayón, C. S., 1999. Los depósitos ferríferos lateríticos de Misiones. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 941-944, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS FERRÍFEROS LATERÍTICOS DE MISIONES

Carlos S. Lurgo Mayón[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Los afloramientos de mineral de hierro se hallan esparcidos, en forma irregular, en varias zonas de la provincia de Misiones, algunas de ellas sin vinculación o relación alguna entre sí. Sin embargo, a pesar de esta diversidad geográfica en cuanto a su aparición, todos los afloramientos observados responden, desde el punto de vista de su formación, al mismo tipo de yacimiento: depósito residual, originado por la alteración meteórica del basalto. Existe sin embargo una excepción: se trata de algunos afloramientos de mineral de hierro existentes en la zona de Bernardo de Irigoyen, los que se consideran que han sido originados por manantiales de aguas ferruginosas.

Fueron exploradas las áreas que se resumen a continuación (figura 1):

Santa Inés: se examinaron 26 pozos sobre una extensión mineralizada de 52,6 hectáreas. La potencia media de los bancos es de 0,85 m para el tacuru y 0,80 m para el ripio. La potencia máxima llega a los 3,77 m para el primero y 4,08 m para el segundo. El carácter lenticular fuerte afecta no sólo los tipos de mineral sino también a la tierra colorada y al ñaú estéril.

Zona de Montecarlo y Eldorado-Victoria: La disposición de los bancos es más regular que Santa Inés. El tacurú supera al ripio siendo ambos semejantes. La potencia media es de 0,60 m con máximas de 1,35 m en Eldorado-Victoria y 2 m en Montecarlo. Los bancos de mineral aprecen en las cabeceras de los arroyos que drenan la región. El número de cuerpos es elevado como en Santa Inés. Los pozos excavados fueron 494 con profundidad media de 0,97 m y máxima de 2,5 metros.

En la zona de Eldorado se realizaron 196 pozos.

Zona de Wanda: se distribuyen en un área de 5 km de diámetro con densa cobertura selvática. Se ubicaron 5 cuerpos de mineral ferrífero con yacencia similar a la de Eldorado y Montecarlo. Se practicaron 308 pozos con profundidad media de 1,30 m, siendo la máxima de 1,78 metros. Existen dos bancos: uno de tacurú y otro de ripio. La potencia media de ambos es de 1,30 metros.

Zona de San Ignacio, Gobernador Roca y Santo Pipó: se hizo un breve reconocimiento mediante la apertura de 12 pozos a razón de 4 por zona.Se demostró existencia de tacurú con potencia variable de 0,50 m a 0,80 m y leyes de 34 a 35% Fe, es decir comparables a la zona Montecarlo y Eldorado-Victoria.

Otros Sectores: se han identificado varios cuerpos tabulares superficiales y subsuperficiales de mineral en las fajas ribereñas de los ríos Uruguay y Paraná. Entre los mismos figura el sector Bonpland sito a 6 km de Santa Ana, con cuerpos de tacurú de buena ley pero reducidos en superficie. El sector más promisorio de esta corrida es el de Itacaruaré-Concepción de la Sierra-San José donde se detectaron cuerpos a lo largo de la Ruta Provincial 2. En las proximidades de Bernardo de Yrigoyen, 6 km al sur de la ruta 14 se reconocieron dos afloramientos separados entre sí por 1.500 metros. Alcanzan potencias de 0,30 m de hematita. El segundo afloramiento aparece al sur del anterior y está formado por nódulos de 0,20 m de hematita dispersos sobre una superficie de 200 m, originado según Angelelli (1937) por circulación de aguas ferruginosas en manatiales. Se habrían formado limonitas durante un primer estadío para pasar a hematita con posterioridad y la ley de hierro alcanzó a 53,28%.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

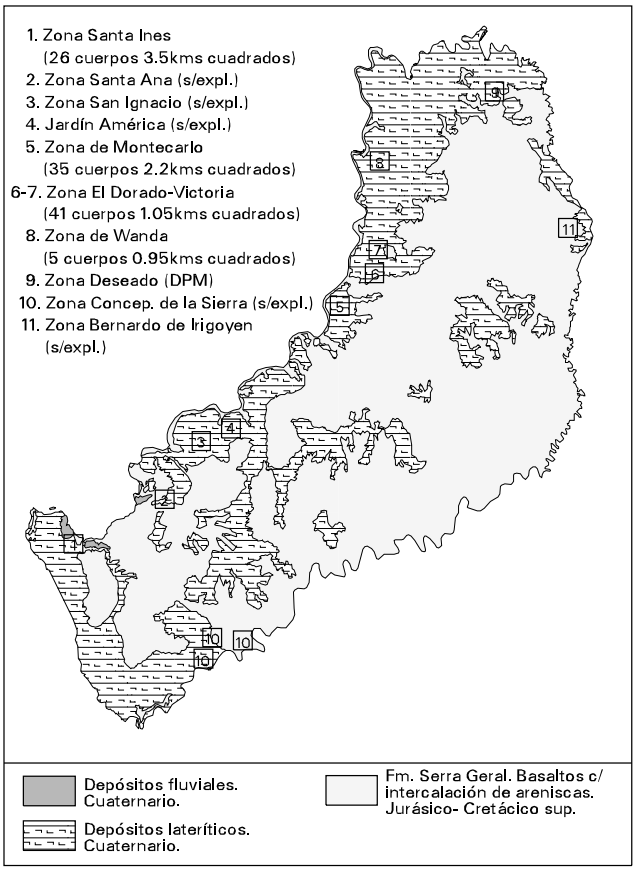


Figura 1. Áreas exploradas con lateritas en Misiones.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

El mineral de las cuatro zonas estudiadas, posee una ley media en hierro de alrededor del 30%, con un contenido medio de 29,07% de SiO_2 y 3,99 % de TiO_2. El contenido en alúmina y manganeso es, término medio, 6,94% para el primero, y 1,22% del segundo. Prácticamente carece de calcio, magnesio, fósforo y azufre. El mineral de la zona de Santa Inés es de menor ley en hierro con relación a las de las zonas restantes. Se ha analizado una muestra de basalto fresco y otra alterado con fines meramente ilustrativos. La roca original fresca tiene 11,33% de Fe y 16,68% de Fe en la roca alterada. Para Al_2O_3 los valores son 11,85% y 17,10%. El peso específico varía mucho; para el tacurú oscila entre 2,48, y 2,90; en el ripio es de 2,70. Para la estimación de reservas de mineral se ha hecho intervenir, sin embargo, un valor promedio inferior a los apuntados, con el objeto de proporcionar un margen adecuado de seguridad a los cálculos correspondientes. Se ha asignado, pues, un peso específico de 2,50 al mineral, en cualquiera de sus dos formas.

Las reservas totales para las cuatro zonas estudiadas por Schmid *et al.* (1963)**,** que abarcan ambos tipos de minerales descriptos, alcanzan a 13.260.000 t, de las cuales 7.642.000 t, corresponden al tacurú con una ley media de 33,52% y 5.618.000 t corresponden al ripio con una ley media del 26,70 %. La ley media general para las reservas totales es por su parte, de 30,63 % de Fe**.** Corresponden exclusivamente a los 107 cuerpos explorados en dichos sectores. Estas cifras pueden incrementarse, como recurso, teniendo en cuenta el resto de las regiones indicadas.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

El conocimiento de las lateritas ferríferas de Misiones se remonta a 1919 con los estudios realizados por Hausen. Siguieron las evaluaciones de la Dirección General de Minas en 1925, de la Dirección Nacional de Minería y de la Dirección General de Fabricaciones Militares a partir de 1960.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional está caracterizada por la Formación Curuzú Cuatiá (Cretácico inferior) que comprende dos miembros: Posadas y Solari. Los basaltos del Miembro Posadas con afloramientos en las provincias mesopotámicas y en el subsuelo de la cuenca Chacoparanense. En Brasil cubre una extensa región de la cuenca del Paraná, bajo el nombre de Eruptivas o Lavas de Serra Geral y marca un episodio volcánico, durante la etapa distensiva en el cratón. Al Miembro Solari lo integran areniscas cuarzosas finas a medianas, rosadas a rojizas con matriz arcillosa y férrica, a veces silicificadas. Siguen hacia arriba la FormaciónYeruá del Cretácico, constituida por areniscas rojas y conglomerados. El tamaño de sus granos es variable. En otros puntos sobre el basalto descansan conglomerados volcánicos. Su destrucción genera una nueva serie psamítica durante el Oligoceno superior que en Corrientes se conoce como Formación Fray Bento. Los espesores del basalto según De Alba (1953) varían entre 470 m en la zona de Posadas y 300 m en Curuzú Cuatiá (perforaciones de exploración). Hacia Corrientes la unidad se sumerge: en esta última zona se localiza a –4,50 m, en Paraná a –700 m y en San Cristóbal (Santa Fé) a –862 metros. El basalto de meseta, tipo tholeítico predomina en Misiones, es amigdaloide, con vesículas que aumentan hacia el tope de cada manto. Presenta color gris a rojizo con amígdalas rellenas con cloritas, ceolitas y cuarzo.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Las manifestaciones se encuentran ubicadas en un complejo areno-arcilloso designado Formación Apóstoles perteneciente al holoceno (Gentili y Rimoldi, 1979) de carácter residual con características de forma y composición extremadamente variables, distribuidos de una manera inconexa y desordenada. No hay datos de yacimientos en la zona serrana, dorsal, de mayor altitud. Todos están en zonas marginales con relieve suave, ondulado. Lomadas de poca altura alternan con depresiones generalmente ocupadas por pantanos, con nivel fluctuante de sus aguas. Estos cuerpos se hacen evidentes, aflorando, en los bordes de dichas depresiones, cuando la curva de la pendiente comienza a ascender hacia las lomadas. En las lomadas de escasa

elevación los cuerpos pueden coronar las mismas imponiéndoles un carácter levemente mesetiforme (costras pardo rojizo) como en la zona Santa Inés. En otros los asomos aparecen en una sucesión de lomadas suaves alineadas a lo largo de algún curso de agua y separadas entre sí por zonas de drenaje suave, normales al rumbo de dicho curso de agua y al de los afloramientos. La mineralización en los cuerpos es discontinua, con índice de variabilidad equivalente al de la distribución areal de los mismos. Los afloramientos son subcirculares en planta. El número de cuerpos estudiados por la DGFM (1963) es de 107 de los los cuales 26 corresponden a Santa Inés, 35 a Montecarlo, 41 a la de Eldorado-Victoria y 5 a la de Wanda. La extensión de los cuerpos es igualmente variada. Los mayores cuerpos están en Santa Inés llegando dos de ellos a cubrir una superficie de unas 70 ha cada uno. El tamaño de la mayoría de los cuerpos de esta zona oscila sin embargo entre las 3 y las 10 hectáreas. En las zonas de Montecarlo y Eldorado-Victoria las dimensiones son aún menores, con promedios de 9 ha para el primero y 6 ha para el segundo.

El Complejo Residual. Los depósitos de Fe de Misiones provienen de la alteración de las rocas basálticas y concentración residual de sus productos insolubles o no transportables por razones topográficas. La acción mecánica y la alteración química se verifican intensamente al coincidir una roca de bajo índice de meteorización con un clima fuertemente meteorizante. El material resultante es una suerte de limo areno-arcilloso, rojizo, denominado tierra colorada, formación regolitica generalizada en el ambiente de Misiones. Sólo falta en las partes altas o en sus faldeos por arrastre hacia las zonas bajas. Hacia los límites de la provincia se observan basaltos desprovistos de su encape de tierra colorada. La potencia máxima de la tierra colorada según Angelelli (1937) es de 25 a 30 m, pero el promedio es de 1 y 1,5 metros. En las zonas estudiadas las potencias máximas observadas han sido de 5 –5,50 m, en el área de Santa Inés. El perfil normal del complejo residual de arriba hacia abajo es: a) Tierra colorada; material de naturaleza areno-arcilloso en general muy homogéneo aunque poco consolidado, sin estratificación, con variable grado de humedad. Su coloración es rojiza, con tonalidades pardas y violáceas. Hacia abajo se aprecia pasaje a niveles rojizos amarillento y aún amarillo. A veces incluyen fragmentos de basaltos, cuarzo, mineral tacurú y magnetita. La coloración roja es por la presencia de oxidos férricos libres e hidratados, sobre todo goethita y aún magnetita. El contenido en Fe para Santa Inés dio 9-10 %. Es la portadora principal de los bancos de mineral que constituyen el depósito ferrífero. b) Material arcillo-limoso grisblanquecino (ñaú); se constata principalmente en las depresiones pantanosas, directamente bajo el agua, o con alto grado de humedad, mayor que en el caso anterior. De ahí que tenga aspecto de fangolita, que al extraerse se endurece notablemente. Pasa transicionalmente a la tierra colorada, presentando motas como ésta unidad. La granulometría del ñaú es más fina que la de la tierra colorada. En Santa Inés dio valores de Fe_2O_3 del 14,3% y 16% de Al_20_3 c) Basalto fresco y alterado; hacia abajo sigue la volcanita alterada generalmente conocida localmente como tosca o piedra mora cuya parte inferior suele ser blanquecina por la intensidad de la caolinización registrada.

Mineralogía

Los depósitos de hierro están constituidos por uno o más bancos de mineral incluídos en el complejo residual recién descripto, predominantemente en la tierra colorada. El mineral de hierro a su vez, aparece básicamente como concreciones de tamaño en general pequeño, preferentemente nodulares, que al disponerse en fajas dentro de la sucesión areno-arcillosa, determina la formación de los bancos mencionados. La mineralización más elemental es aquella consistente en concreciones esferoidales, primera fase de la descomposición del basalto, fenómeno constatable por visualización directa. El mineral ferrífero producto de dicha meteorización adopta formas esferoidales, elipsoidales, siempre redondeadas. Asi también se lo percibe cuando aparece en medio de la masa de tierra colorada, sin contacto directo con el basalto. El constituyente principal de estos nódulos es limonita terrosa, a veces notablemente endurecida, cuyo color varía del pardo oscuro al pardo rojizo y aún amarillo parduzco. En la composición de las concreciones interviene también goethita. En ciertos lugares se ha comprobado además la presencia de hematita proveniente seguramente de la deshidratación de los minerales anteriores. Pese a que la limonita es el componente principal y evidencia su procedencia directa con el basalto por encontrarse en contacto directo del mismo, su composición admite variaciones derivadas del grado de diferenciación alcanzado en su génesis. Así existen nódulos en los que el mineral de hierro aparece todavía mezclado con otros productos, sobre todos caolínicos. Cuando el proceso ha finalizado, las concreciones de mineral de hierro resultantes están integradas solo por mineral de hierro masivo, de color marrón parduzco y de brillo submetálico. Entre la roca basáltica original y estas nodulaciones finales se dan todas las gradaciones posibles. El tamaño de los nódulos varía desde 1 mm de diámetro hasta bochas de 100 milímetros. La textura de los nódulos es bandeada, concéntrica, mientras que en otros casos es compacta y maciza. En ocasiones interviene sílice opalizada en su composición que también presenta crecimientos circulares concéntricos. Dentro del complejo residual antes descripto y en distintos niveles del mismo se distinguen nítidamente fajas determinadas en las que las concreciones de mineral aparecen concentradas en mayor o menor grado, formando de esta manera verdaderos bancos mineralizados. En las zonas de Montecarlo y Eldorado lo más frecuente es encontrar un solo banco, pero en zona de Santa Inés lo más común, es encontrar uno o dos bancos, como lo demuestran los perfiles de la gran mayoría de los pozos con mineral. En lo que se refiere a potencias varía desde bancos insignificantes de 3 a 4 cm, hasta otros de más de 2 metros. No obstante, el promedio de espesores es para Santa Inés entre 0,80 a 0,85 m, Montecarlo entre 0,62 y 0,62 y Eldorado-

Victoria entre 0,58 y 0,59. Los bancos de mineral pueden presentarse por encima del basalto, directamente asentados al mismo, a veces sin solución de continuidad con dicha efusiva, o bien separados del basalto por varios metros de intercalaciones areno-arcillosas. Una característica importante de los bancos es la de poseer una conformación moderadamente lenticular. Existen dos tipos de bancos: tacurú y ripio. Tal separación viene dada por la compactación y la densidad de concreciones. La mineralización de los bancos consiste simplemente en la concentración de nódulos en niveles determinados de la tierra colorada o del ñaú, materiales que hacen de matriz o ganga de aquellos. En el tacurú propiamente dicho las concreciones yacen en tierra colorada; se disponen en gran número y densamente apretadas, y además verifican un endurecimiento de los nódulos como la propia tierra colorada. Si la proporción de nódulos disminuye aparece matriz, manteniéndose la compacidad, aunque menor que la anterior; este sub-tipo fue denominado tacurú consolidado, y se solidariza al anterior. Un segundo tipo se define cuando la nodulación pierde mayor densidad y dureza a favor de la matriz de tierra colorada o aún ñaú. Es denominado tacurú semiconsolidado. Por último se ha distinguido un tercer tipo que se produce cuando dicho mineral aparece en forma de bloques y fragmentos, esparcidos o diseminados con densidad variable en la masa areno-arcillosa, que además puede tener su propio aporte de concresiones. Puede llegar a tener aspecto conglomerádico y a veces aglomerádico. Se lo designa como tacurú fragmentario. Como en el caso anterior, el mineral fragmentario varía en densidad según sea su relación con la matriz de tierra colorada. Si la proporción de matriz aumenta se produce una segunda clase de mineral, localizado tanto en tierra colorada como en ñaú, en el que suele quedar involucrado, a diferencia del tacurú. Esta unidad constituye una segunda clase de mineral. En general es más terrosa y menos compacta. Esta clase de mineral ha sido denominada ripio. Dentro de los bancos de este ripio la relación nódulos de mineral-tierra colorada o ñaú, es ampliamente variable, pudiendo llegar a proporciones incompatibles con la designación de mineral ferrífero. Las transiciones laterales y verticales, muy imperceptibles pueden devenir en tacurú. Los límites del tacurú con su caja son más nítidos y demarcables, que aquellos del ripio.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos de carácter supergénicos y de edad terciario superior a reciente, son producto de la acción del clima subtropical sobre afloramientos de efusivas basálticas. Consecuencia de ello es el suelo rojo generalizado en Misiones con espesor medio del orden de 25 metros. Estos corresponden en líneas generales a suelos lateríticos, generados de la roca preexistente conocida, en ambiente ácueo a húmedo. Los feldespatos y máficos originales dan lugar a silico aluminatos hidratados, pérdida parcial de sílice y absorción de agua. La sílice proveniente de la alteración de los feldespatos emigra en condición coloidal y se deposita como calcedonia, ópalo o aún cuarzo. Según Angelelli (1937) el proceso se completaría, luego de la pérdida total de la sílice, con la formación de hidratos de aluminio. En Misiones, el proceso final solo se verifica en pocos lugares y con escasa intensidad: probablemente marque un índice de inmadurez de los mismos. El ñaú formado en las depresiones recepciona material de arrastre de las partes altas, emergidas por leves ascensos o debido a cambios en el nivel freático. También a la tierra colorada se le adjudica un proceso de hidrólisis durante su formación. El hierro ferroso derivado del olivino y augita, quedaría en solución. Al descender el nivel freático, el hierro ferroso pasa a óxido férrico hidratado que emigra en solución coloidal hacia niveles superiores donde se deposita como limonitas, y también como goethita o turgita. Finalmente, en niveles superficiales o cercanos a la superficie se formaría hematita por deshidratación total de la limonita. Algunos minerales de la roca madre, como la magnetita no son alterados significativamente. Esta migración ascendente estaría marcada por las motas pardo-negruzcas, pardo-violáceas y hasta pardo-rojizas que muy frecuentemente suelen presentarse en los niveles superiores.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1937. Reconocimiento geológico del Territorio de Misiones en búsqueda de bauxita. *Obras Sanitarias de la Nación, Boletín,* 2. Buenos Aires.

Borello, A. V., 1956. Recursos Minerales de la Relpública Argentina. *Instituto Nacional de Investigación del Mueseo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista,* 3. Buenos Aires.

De Alba, E., 1953. Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 8 (3).

Fernandez Lima, J.C. y De la Iglesia, H., 1960. Informe sobre el mineral de hierro de la Provincia de Misiones. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Harrington, H. J., 1950. Geología del Paraguay Oriental. Contribución científica. *Facultad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Serie E, Geología,* 1.

Padula, E., Mingran, 1981.Geología Regional Argentina. Mesopotamia. *Academia Nacional de Ciencias.* Córdoba.

Schmid, J. A., A. Navarini, L. A. Barrionuevo y M. C. Fuschini, 1963. Informe sobre los Depósitos de hierro de Misiones. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito, 238.

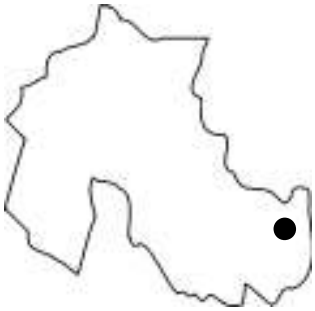


JURÁSICO-CRETÁCICO:

Cuencas intracratónicas

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos
El yacimiento de cobre Martín Bronce, Jujuy
Mineralización cuprífera del área Juramento, Salta
Distrito uranífero Tonco-Amblayo, Salta

Avila, J. C., 1999. El yacimiento de cobre Martín Bronce, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 947-949, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE COBRE MARTÍN BRONCE, JUJUY

Julio C. Avila[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El yacimiento está ubicado en el extremo norte del flanco oriental de la sierra de Santa Bárbara, a 150 km de San Salvador de Jujuy. Se accede a partir de la Ruta Provincial 1 mediante una huella minera de 12 km que une el yacimiento con la localidad de Siete Aguas.

ANTECEDENTES

El yacimiento fue estudiado por Rosco (1973), Chomnales (1976, 1979) Rodríguez (1981), Giuliani y Rayces (1981) y Avila *et al.* (1984).

LABOREO MINERO

Cuenta con tres labores mineras designadas niveles 1, 2 y Z. El nivel 1 consiste en una galería de 39 m, el nivel 2 es una galería de 20 m y el nivel Z alcanza 45 metros.

RESERVAS Y LEYES

Giuliani y Rayces (1981) cubicaron un total de 3.235.000 t con una ley media de 2,41% de Cu, distribuidos según se indica en la tabla 1.

Si se considera el área de distribución de la mineralización y el espesor medio de la misma se estima un tonelaje para el morro Martín Bronce del orden de las 40 Mt como reservas geológicas, que incluyen el mineral cubicado por Giuliano y Rayces (Avila *et al.*, 1984).

GEOLOGÍA REGIONAL

El yacimiento está ubicado en el ámbito de las Sierras Subandinas. La sierra de Santa Bárbara constituye un anticlinal constituido por una columna sedimentaria que incluye unidades ordovícicas hasta terciarias.

Sobre las unidades paleozoicas, correspondientes a las Formaciones Centinela, Zapla, Cachipunco y Arroyo Colorado, sobreyacen en discordancia las sedimentitas que conforman el Grupo Salta, de edad cretácico-paleocena. El Cretácico está representado por conglomerados y areniscas del Subgrupo Pirgua, areniscas de la Formación Lecho, calizas de la Formación Yacoraite y lutitas de la Formación Olmedo, con un espesor total de 380 metros. Siguen las formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera que constituyen el Subgrupo Santa Bárbara. Alcanza 700 m de potencia.

En discordancia se apoyan areniscas rojizas terciarias, asignadas al Grupo Orán. Completan la secuencia depósitos aluviales cuaternarios.

Tipo de reservas	Tonelaje	Ley en Cu %
Mineral medido	32.400	2,77
Mineral probable	112.000	2,76
Mineral posible	3.090.400	2,39

Tabla 1. Datos de cubicación del yacimiento Martín Bronce.

[1] *CONICET. Universidad Nacional de Tucumán.*

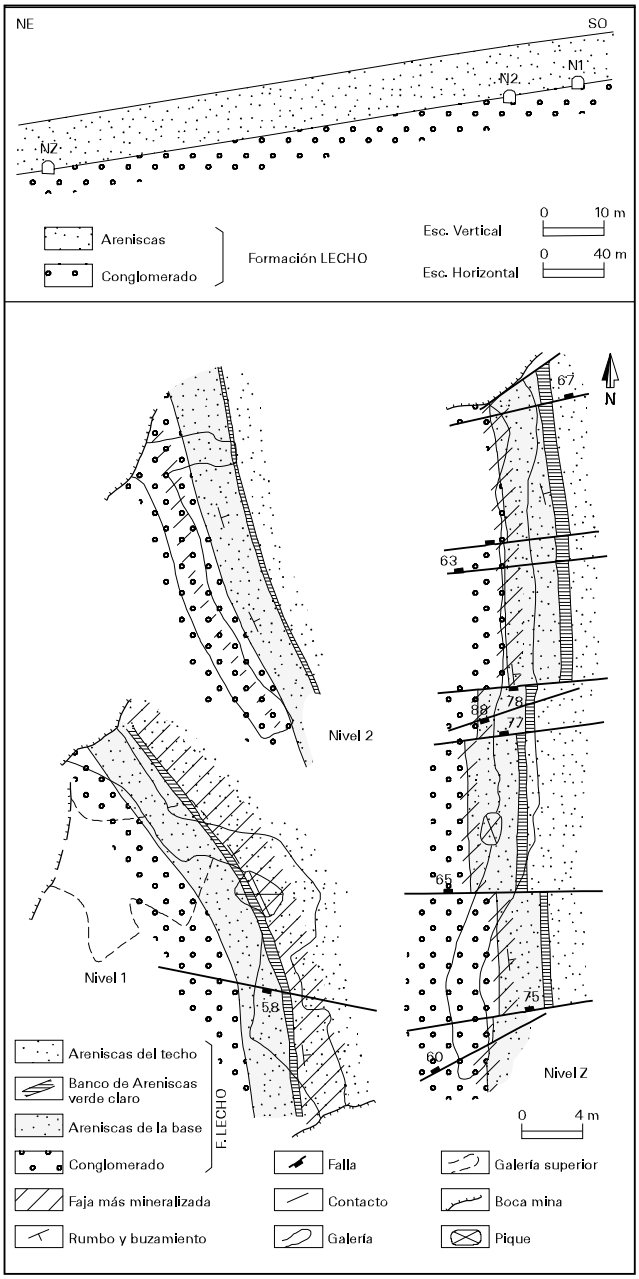


Figura 1. Geología del yacimiento Martín Bronce.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En el área del yacimiento afloran sedimentitas devónicas y cretácicas. Las primeras son asignadas a la Formación Arroyo Colorado (Padula *et al.*, 1967) y consisten en areniscas cuarzosas amarillo grisáceas y cuarcitas de colores claros.

El Cretácico está representado por sedimentitas del Grupo Salta correspondiente a los subgrupos Pirgua y Balbuena.

Al Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951; nom. Transl. Reyes y Salfity, 1973) se asigna un paquete de psefitas y psamitas rojizas de 150 m de espesor.

La Formación Lecho (Turner, 1958) es la portadora de la mineralización. Se inicia con un conglomerado basal de 15 m de potencia, constituido por clastos de cuarcita y arenisca en matriz de arenisca mediana a gruesa. Hacia el techo del conglomerado hay un paquete de 0,9 m en el que disminuye el número de clastos y la matriz de arenisca gruesa presenta estructura lenticular y entrecruzada. En este paquete se encuentra la mayor concentración de mineralización en el conglomerado (figura 1).

Suprayace al conglomerado un banco de areniscas conglomerádicas de 2,5 a 8 m de potencia, con estructuras entrecruzadas abundantes de tipo cóncavo y planar, así como estructuras lenticulares. Su principal componente es cuarzo, plagioclasa, turnalina, microclino y circón, como granos monominerales, litoclastos de metamorfitas, con matriz arcillosa y cemento de carbonato de cobre y material ferruginoso. Fue clasificado como subarcosa.

Este nivel pasa transicionalmente a un paquete de areniscas medianas, cuarzosas de color blanquecino, rojizo y verde claro no mineralizadas, constituidas por cuarzo, moscovita, biotita, turmalina, circón y plagioclasa con matriz arcillosa y cemento de ftanita. Siguen areniscas gruesas moradas, alcanzando entre ambos 0,3 m de espesor.

Hacia el techo se pasa transicionalmente a areniscas gruesas conglomerádicas marrones de 2,1 m de potencia, con escasa mineralización. Siguen en contacto neto areniscas gruesas con cemento carbonático de 0,2 m de espesor y areniscas gruesas con clastos sabulíticos de cuarzo y cuarcitas de 3 m de espesor, prácticamente sin mineralización.

Estructura

La estructura dominante en la zona del yacimiento es la de un anticlinal fallado en su eje, del que se conserva el flanco oriental, en donde se localiza el depósito. La secuencia tiene un rumbo N10°O con buzamiento 25°E.

En las labores se han identificado fallas de rumbo general este-oeste y buzamiento de alto ángulo, con desplazamiento en el plano horizontal de 0,3 a 2 metros.

El manto mineralizado tiene un espesor variable de hasta 18 m, con una potencia media de 10 metros.

Mineralogía

Los minerales metalíferos están emplazados en distintos estratos de la Formación Lecho. La mineralización se aloja en forma discontinua en el conglomerado basal así como en areniscas que lo sobreyacen.

El mineral principal es malaquita que cementa los clastos de las areniscas y del conglomerado, y rellena fisuras y microfisuras de los clastos. Se presenta maciza, compacta, de grano muy fino, o en cristales aciculares radiales de hasta 0,5 milímetros.

En mucha menor proporción se encuentra brochantita, azurita, hematita, limonita, calcosina, covelina, pirita y calcopirita. Los sulfuros se presentan en individuos aislados de 0,01 a 0,1 mm parcialmente alterados a los minera-

les oxidades de cobre y hierro. La covelina se encuentra como alteración de calcosina.

Análisis químicos

Se destaca la presencia de plata en todos los análisis químicos, con valores que fluctúan entre 20 y 600 g/t, probablemente asociada a la calcosina.

MODELO GENÉTICO

El yacimiento Martín Bronce se localiza cercano al borde de cuenca de la Formación Lecho, en la proximidad de la Dorsal Salto-Jujeña. La mineralización se aloja en un sector determinado de la columna sedimentaria pero su distribucióin no es uniforme, por lo que en sentido estricto no es estratiforme. No se encontraron en el área del yacimiento materiales pelíticos ni evidencia de ambiente reductor.

Estas características permiten establecer el siguiente modelo de formación: las fuentes primarias del Cu fueron las áreas positivas en la Dorsal Salto-Jujeña, habiendo sido transportado por aguas circulantes. La mineralización se depositó en una etapa posterior a la diagénesis de la roca, según demuestra su presencia como cemento de clastos de cuarzo con evidencias de crecimiento autígeno.

La presencia de calcosina y covelina con alteración periférica a minerales oxidados indicaría que el depósito original fue de sulfuros, por debajo de la capa freática.

BIBLIOGRAFÍA

Avila, J. C., R. Chomnales y S. E. Ferullo, 1984. Geología y metalogénesis del yacimiento cuprífero estratoligado «Martín Bronce», departamento Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 538-552.

Chomnales, R. 1976. Estudio microscópico en base de cortes pulidos del yacimiento Martín Bronce, serranía de Santa Bárbara, Jujuy. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Ciencias Geológicas,* informe inédito.

Chomnales, R., 1979. Estudio microscópico de cortes pulidos procedentes de mina Martín Bronce, departamento Santa Bárbara, Jujuy. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Ciencias Geológicas,* informe inédito.

Giuliani y Rayces, 1981. Programa de exploración mina martín Bronce. *Promoción minera de la Secretaría de Estado de Minería,* informe final, inédito.

Padula, E., E. Roleri, A. Mingramm. P. Criado Roque, M. Flores y B. Baldis, 1967. *Devonian of Argentina. Ins. Symp. Dev. System,* II, Calgary.

Reyes, F. y J. Salfity, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3.* Buenos Aires.

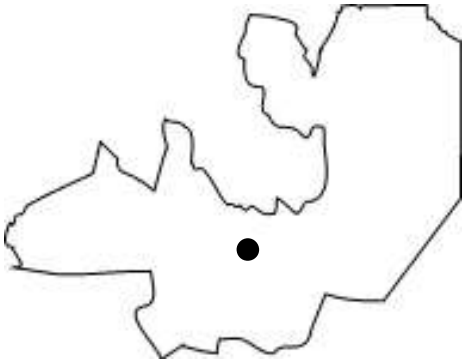
Rodríguez, J., 1981. Estudio geológico económico con aplicación de criterios estadísticos del yacimiento de mineales de cobre Martín Bronce, departamento Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Universidad Nacional de Jujuy, Revista del Instituto de Ciencias Geológicas,* 4. Jujuy.

Rosco, J., 1973. Revisión preliminar de manifestaciones de cobre, extremo norte de la sierra de Santa Bárbara, mina Martín Bronce. *Dirección Provincial de Minería,* Jujuy, informe inédito.

Turner, J. C. M., 1958. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Asiociación Geológica Argentina, Revista,* 13: 1. Buenos Aires.

Vilela, C., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 6: 2. Buenos Aires.

Peral, A. P. y P. J. Wormald, 1999. Mineralización cuprífera del área Juramento, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 951-957, Buenos Aires.



MINERALIZACIÓN CUPRÍFERA DEL ÁREA JURAMENTO, SALTA

Miguel A. Peral[1] y Peter J. Wormald[1]

INTRODUCCIÓN

Las manifestaciones de Cu se encuentran insertas en el sector central de una faja que se extiende cubriendo parte de las Sierras de Santa Bárbara, Mealla y Maíz Gordo en Jujuy, continúa en la provincia de Salta a través de las Sierra de Cresta de Gallo, Sierra de Lumbrera y Sierras de Metán-Guanacos, y cubre una extensión de mas de 300 kilómetros.

En esta faja hay manifestaciones de Cu en aproximadamente 50 localidades. Entre las que guardan relación con la mineralización de Juramento están las minas y/o manifestaciones denominadas: El Salto, Vampiros, La Punilla, Unchime, Arroyo Colorado y Martín Bronce, todas ubicadas en la parte norte de la faja y las de Veracruz, la Quesera y Morro Aspero al sur de la misma.

El Proyecto Juramento según fue estructurado por la Compañía Paramount comprende al conjunto de minas y manifestaciones satélites. De este modo cada una de las minas de la faja (León, María, El Salto, Vampiro, La Punilla, etc.) aportarían sus reservas minerales a un único proyecto cuyo objetivo es cuantificar 100 Mt de reservas.

Ubicación y acceso

El depósito se ubica a unos 60 km al sudeste de la ciudad de Salta, en el faldeo norte de las Sierras de Guanacos o Metán, localmente denominado Morro Pelado (1.500 m s.n.m) y muy cerca del paraje de Puesto Cachari. Aproximadamente entre los 24°46´ y 24°48´de latitud sur y los 65°22´ y los 65°25´ de longitud oeste.

Para acceder al lugar se recorren desde Salta un total de 115 km por la Ruta Nacional 34 hasta el puente carretero de río Juramento, luego se continua hacia el oeste unos 2 km a través del camino consolidado que se dirige al dique de Cabra Corral y finalmente se toma un camino vecinal, por el cual y luego de 17 km se accede a la zona de interés.

Leyes y reservas

Para el cálculo de las reservas se tomaron los siguientes parámetros: a) *cut-off* de más de 0,3% de Cu. b) Sólo se consideran las mineralizaciones cuyas longitudes son mayores de 3 metros. Sobre un total de 25 perforaciones con una profundidad que varía de 150 m a 200 m se cubicaron 11,5 Mt con 0,83 % de Cu y 19,2 g/t de Ag en la categoría de reservas medidas y un total para la categoría de reservas potenciales de 47,7 Mt de Cu con ley de 0,83% Cu y 19,2 g/t Ag (Rotzien y Wormald, 1998).

Antecedentes

En el área del Cerro del Plomo (mina León) hay viejas galerías y trincheras de exploración con escombreras enmascaradas por abundante vegetación. Sobre la falda occidental de Cuchilla de la Reina hay vestigios de molinos de mineral realizados en rocas lo que indicaría que el área fue conocida y trabajada posiblemente por los jesuitas, quienes tenían su centro de actividad en la zona de las ruinas de Talavera donde se han descubierto escorias de fundición.

Chomnales (1976) realiza un informe sobre la existencia de minerales galena como producto de reemplazo de las calizas de la Formación Yacoraite, que afloran en Cuchilla de la Reina. El mismo autor en 1985 realiza un estudio calcográfico de muestras procedente de la Formación Yacoraite recolectadas en el área de Juramento.

[1] *Geólogos Consultores.*

Una intensa exploración minera fue desarrollada en el periodo 1979-1981 por la empresa Pecomrio S.A., una subsidiaria de Río Algom, aunque la misma estuvo restringida a la zona denominada Cerro del Cobre (mina María), donde se realizaron cinco trincheras con topadora y un intenso muestreo de superficie. Y se cubicaron 1,55 Mt de mineral probable con 1% de Cu y 21 g/t de Ag y reservas máximas de 9 millones de toneladas.

Los conocimientos geológicos adquiridos sobre este depósito fueron publicados por Espisúa y Amengual (1983).

Finalmente en el período 1995-1998 la empresa Minera Paramount Ventures and Finances S.A. realizó estudios de superficie y de subsuelo, cuyos resultados se sintetizan en este trabajo.

Propietarios

La propiedad minera del área Juramento consiste de tres pequeñas pertenencias conocidas como María (18 ha), que cubre gran parte del sector denominado Cerro del Cobre y las minas León y Elba (12 ha), que se ubican en el Cerro del Plomo.

La Empresa Minera Paramount Ventures and Finances es propietaria en el área Juramento de una serie de cateos y minas, que cubren una superficie de aproximadamente 60.000 hectáreas.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

El basamento de la región está constituido por pelitas y grauvacas de origen marino levemente metamorfizadas, de la Formación Puncoviscana (Turner, 1960), de edad precámbrica superior-cámbrica inferior. Estas rocas conforman el núcleo de la Sierra de Metán-Guanacos, con afloramientos continuos y elongados en sentido meridiano.

En el área también afloran cuarcitas y ortocuacitas de colores, rosados a morado pálido, en bancos macizos de hasta 1 m, sin fósiles y de base no expuesta. Por sus características litológicas y con duda se las correlaciona con las cuarcitas cámbricas de la Formación Candelaria (Ricci y Villanueva, 1969) que afloran al sureste del sector.

En discordancia angular se asientan una potente columna sedimentaria de más de 6.500 m de espesor de origen continental y marino somero que se acumularon desde el Cretácico hasta el Eoceno, en una extensa área que comprende el noroeste argentino, parte de Chile, Bolivia y Sur de Perú. Esta secuencia está constituida por conglomerados, areniscas calcáreas, areniscas, calizas, pelitas y arcilitas pertenecientes al Grupo Salta y que comprende a los Subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara.

Según Bianucci y Homov (1982), la sedimentación del Subgrupo Pirgua está controlada por una tectónica extensional, que en este caso está relacionada con la fase de apertura del Atlántico del Jurásico Superior. Estas características comprenden posición intracratónica, diseño adecuado y geométrico en planta, arqueamiento positivo de los flancos y un plutonismo y volcanismo característico (figura 1).

Para el área Juramento, en la faja cuprífera existen básicamente dos grandes secuencias relacionadas con el rifting Cretácico; una de *sinrift,* (130 a 75 Ma) que comprende al Subgrupo Pirgua (Formaciones La Yesera, Los Blanquitos y Las Curtiembres) (etapa de prerift y sinrift de Galliski y Viramonte, 1988; Sureda *et al.*, 1989), y una etapa *postrift* que comprende a los Subgrupos Balbuena (Formaciones Lecho, Yacoraite y Tunal) y Santa Bárbara en su totalidad. Ambas secuencias se encuentran separadas por una discontinuidad de carácter regional, coincidente con la finalización del rift activo (Sureda *et al.*, 1989; Marquillas y Salfity, 1989). Esta discordancia corresponde a la discordancia de ruptura entre la fase de sinrift y postrift (Falvey, 1974).

La sedimentación de la secuencia sinrift corresponde a un período de máxima subsidencia tectónica, relacionada con la fase activa de hundimiento cortical que generó el graben. El Subgrupo Pirgua en su totalidad se relaciona con esta fase. Las disconformidades existentes entre las distintas formaciones indican que el proceso de rifting obedeció a varias etapas de actividad tensiva con pulsos de volcanismo (Bossi y Peral, 1990).

La discordancia erosiva que separa a las secuencias de sin rift de las de post rift es la discordancia de ruptura, coincidente con una etapa de interrupción del *ritfting* (Bianucci y Homov, 1989).

Las secuencias de postrift corresponde a la etapa de subsidencia térmica del graben y del área circundante, ampliando así la superficie de la cuenca principalmente en sentido este-oeste. Estas secuencias constituyen la roca de caja de las áreas mineralizadas. El relleno se inicia con areniscas calcáreas de retrabajado costero y/o eólicas, pertenecientes a la Formación Lecho, seguidas por calizas lacustres de las Formaciones Yacoraite y el Tunal y por los depósitos de barreales y lagos salinos del Subgrupo Santa Bárbara (Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbreras).

El volcanismo es escaso, niveles de basaltos intruyen a la Formación Lumbreras y a unos 30 km al sureste se encuentra un cuerpo subvolcánico de tipo porfírico que intruye a esta misma unidad.

La primera unidad sedimentaria de postrift en el área Juramento corresponde a la Formación Lecho (Turner, 1960) que comprende areniscas blanquecinas a gris blanquecina pobremente a bien cementadas, compuesta principalmente por granos de cuarzo (por lo menos 80%) y el restante a clastos subangulosos de: plagioclasas, feldespato potásico, hornblenda y moscovita, en una matriz calcárea. Bajo el microscopio los granos de cuarzo de 1-2 mm de diámetro parecen estar afectado por tectonismo (Durieux, 1997). La estratificación es poco visible, sólo se observan pequeños niveles con laminación paralela. El espesor es de 40 metros. En los niveles próximos al techo, esta formación se encuentra parcialmente mineralizada por carbonatos de Cu y calcocina, que se presentan diseminados y en venillas con valores de hasta 3.000 ppm Cu.

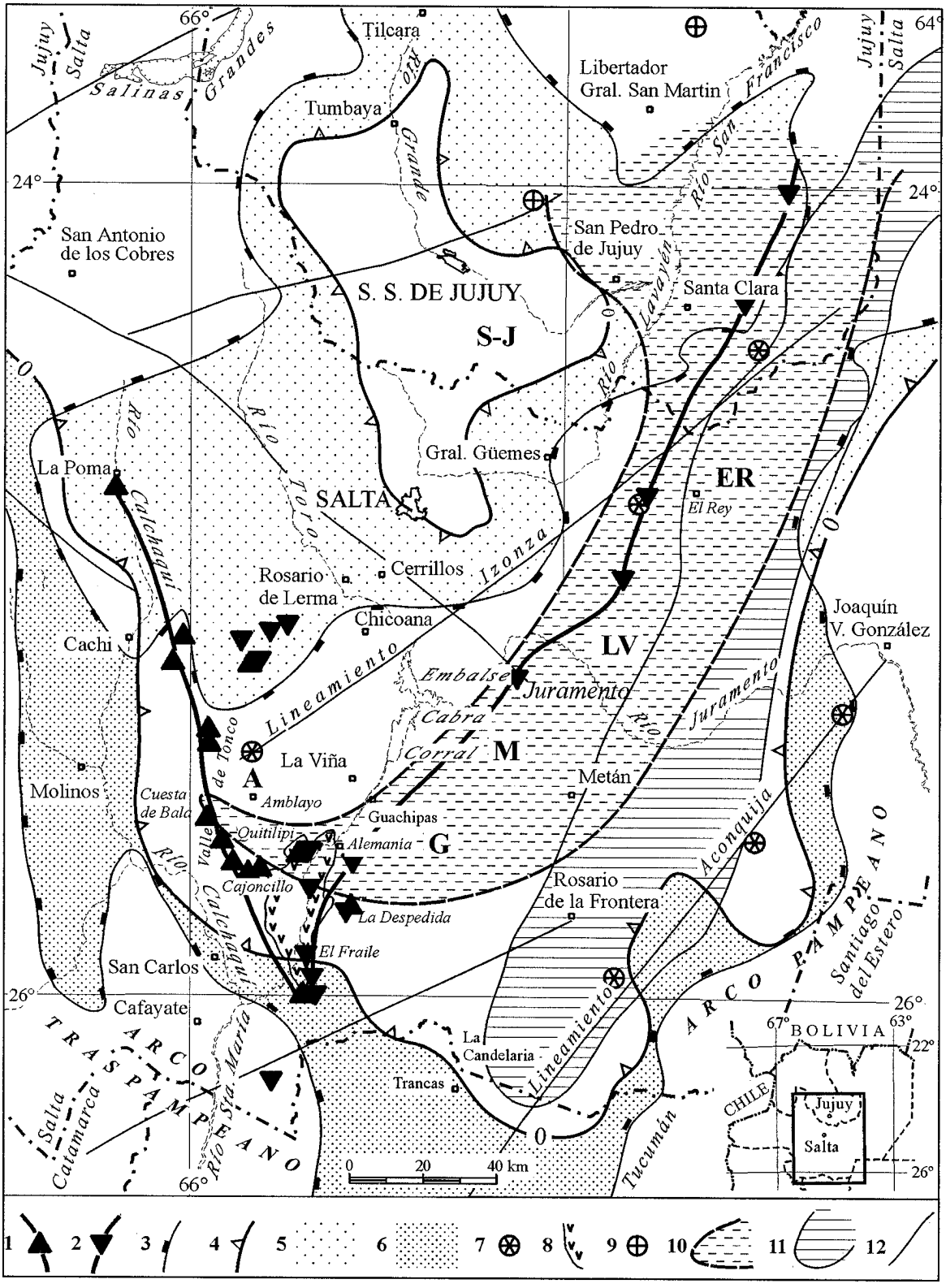


Figura 1. Yacimientos estratoligados en el sur de la cuenca del Grupo Salta (adaptada de Gorustovich *et al.,* 1999). 1. Faja de prospectos uraníferos. 2. Faja de prospectos polimetálicos (Cu-Pb-Ag-Zn y minerales asociados). 3. Bordes de cuenca del rift cretácico, nivelado al techo del Subgrupo Pirgua. 4. Bordes de la cuenca de los depósitos postrift, nivelado al techo de la Formación Yacoraite. 5. Areas de transgresión de la Formación Yacoraite sobre el basamento precretácico. 6. Areas donde el Subgrupo Balbuena no se depositó sobre el Subgrupo Pirgua, éste se erosionó parcialmente y yace en discordancia debajo del Subgrupo Santa Bárbara o del Grupo Orán. 7. Primer ciclo efusivo. 8. Segundo ciclo efusivo. 9. Tercer ciclo efusivo. 10. Faja dolomítica de la Formación Yacoraite. 11. Umbral de Los Gallos. 12. Lineamientos.

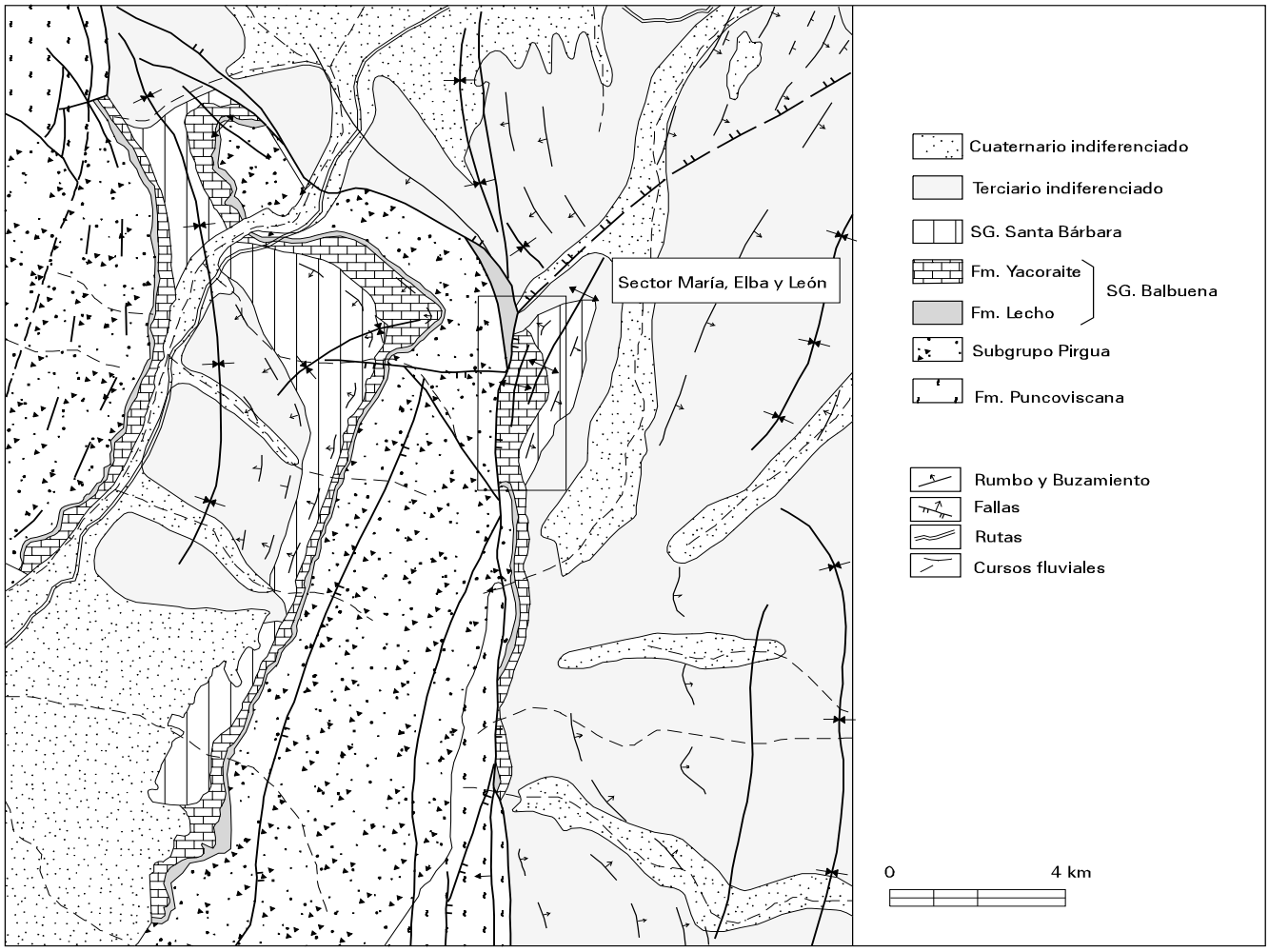


Figura 2. Geología del área Juramento.

Paraconcordantemente se apoya la Formación Yacoraite (Turner, 1960), unidad dominantemente carbonática constituida por areniscas calcáreas, calizas masivas, limos calcáreos, calizas oolíticas, niveles estromatolíticos. Dado que esta unidad alberga la mineralización, Mason (1996) divide a la misma en tres unidades.

Yacoraite inferior (miembro oolítico) corresponden areniscas calcáreas en la base con lentes de conglomerados calcáreos a la que le siguen bancos de hasta 2 m de calizas oolíticas (packstone-grainstone oolítico) intercalados por pequeños niveles de tobas y limonitas calcáreas con oolitas. A este nivel se asocia la principal mineralización.

Yacoraite Medio (miembro estromatolítico) corresponden a una secuencia donde alternan los niveles de calizas cristalinas compactas en con estratificación paralela, en bancos de hasta 50 cm, bancos estromatolíticos duros y resistentes que varían de 5 cm hasta mas de 1,5 m y niveles de areniscas calcáreas.

Yacoraite Superior (miembro pelítico) son en general limonitas calcáreas con estratificación y laminación paralela. En esta unidad la mineralización es casi nula.

La secuencia se completa con depósitos sedimentarios continentales del Terciario Superior, representados por el conjunto pelítico-samítico del Grupo Orán (figura 2).

Estructura

La zona del proyecto Juramento se ubica cerca de la intersección de dos grandes lineamientos de carácter regional, uno de rumbo noroeste-sureste corresponde al lineamiento del Toro y el otro corresponde a una estructura sigzagueante de rumbo norte-sur y noornoreste-sursuroeste. Muchas de las manifestaciones de Cu pertenecientes a la faja cuprífera se localizan sobre o muy cerca del lineamiento norte-sur.

Las estructuras de la zona de Juramento constituyen el segundo condicionante para la ocurrencia del depósito mineral. En todo ese recorrido la zona donde las estructuras presentan la mayor complejidad corresponde a la zona donde se ubica las mineralizaciones, en especial en el área del Cerro el Cobre.

Si se consideran a los cerros del Cobre y del Plomo en conjunto, sugieren un gran pliegue anticlinal de orienta-

ción norte-sur, el que posteriormente fue dislocado en cinco bloques por fallas transversales de rumbo noroeste-sureste. Esta estructura buza al norte y de acuerdo a Wormald (1998), aparentemente también buza al sur (figura 3).

Los estromatolitos de las facies media y superior de la Formación Yacoraite (Cerro del Plomo) se encuentran invertidos lo que indicaría que el flanco oriental del anticlinal estaría volcado.

Las fallas transversales, claramente visibles en fotografías aéreas, causan desplazamientos de rumbo. Las fallas inversas son paralelas a subparalela con el buzamiento de las capas (35°O).

Morfología

Se reconocen cuatro tipos principales de mineralización, que se describen a continuación:

Mineralización estratoligada: Es la más abundante, ocurre en parte basal de la Formación Yacoraite (miembro oolítico), pero puede encontrarse también en el techo de la Formación Lecho. Las areniscas rojas pertenecientes a la Formación Pirgua no están mineralizadas. Es frecuente observar en las calizas oolíticas el reemplazo del cemento, de manera que las oolitas quedan flotando en una matriz de calcocina. Este tipo contiene alta ley de Cu, en el Cerro del Cobre y al sur (Zona Cóndor) y alcanzan contenidos de más de 2% de Cu en capas de hasta 5 m de espesor (figura 4).

Mineralización en venas: Si bien la mineralización en venas y venillas es reconocida en toda la secuencia mineralizada, es común en las areniscas blanquecinas del techo de la Formación Lecho (visible en los cortes del camino que conducen a mina María). Estas corresponden a venas de calcocina y bornita de 0,5 a 1,5 cm de espesor, de formas estilolíticas. La alteración de la calcocina en estas venas es siempre a malaquita y luego a óxidos de Fe y Mn.

Mineralización diseminada: Las diseminaciones ocurren en la Formación Lecho. Este tipo de mineralización al sur del Cerro del Cobre (Zona Cóndor), arrojó valores de hasta 0,5 % de Cu y continúa hacia el sur a lo largo de unos 10 km (Río Piedras, Veracruz, Morro Aspero, los Bationes y La Quesera) (Mason, 1996).

Mineralización en fisuras: La mineralización se manifiesta de modo intenso, en el sector central del Cerro del Cobre, concordante con los sectores que han sufrido una intensa fracturación, con desarrollo de grietas, fisuras y microfisuras (2 a 3 fisuras x dm^2). Se presenta como pequeñas láminas u hojas, constituidas por azurita, malaquita y calcocina.

Mineralogía

En el depósito de Juramento se ha identificado una mineralización primaria en profundidad y una mineralización secundaria en superficie.

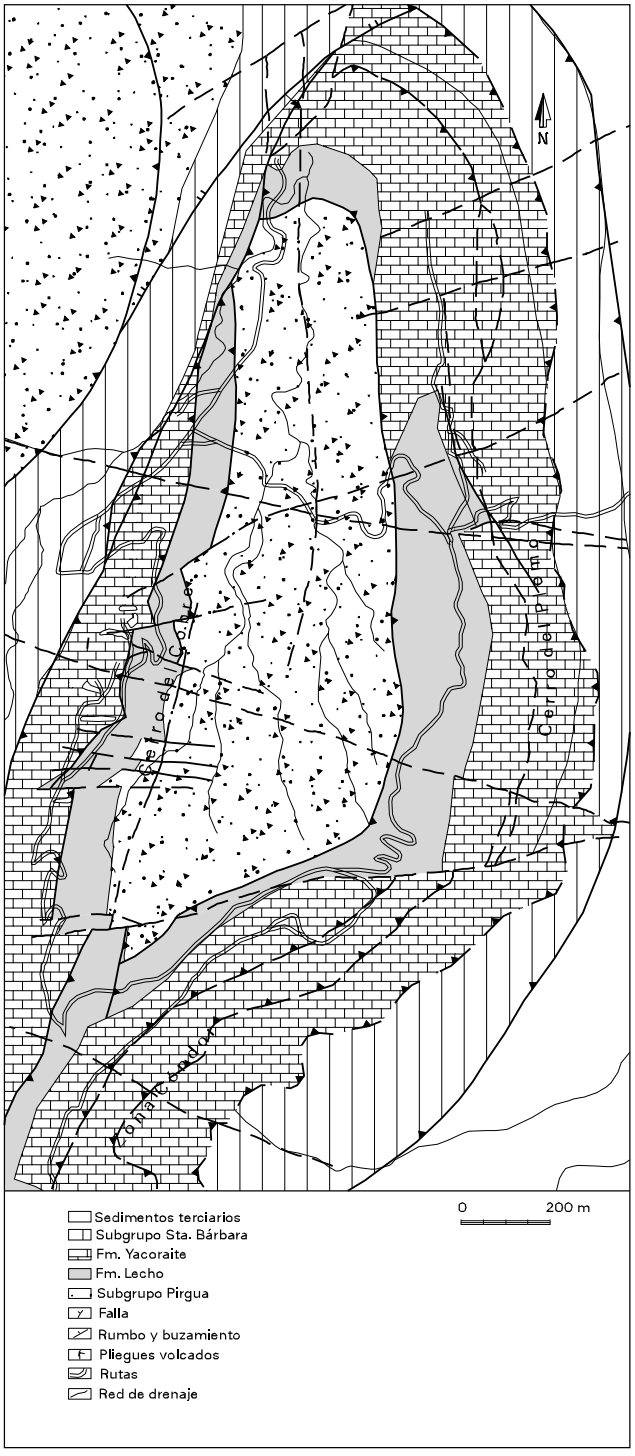


Figura 3. Geología del Cerro del Cobre.

La mineralización primaria fue observada mediante estudios calcográficos sobre rocas pertenecientes a testigos de perforación. La misma consiste de pirita, esfalerita, galena, calcopirita, bornita, calcocina, tetraedrita y tenantita. La pirita muy fina y de forma framboidal se determinó por calcografía (Durieux, 1997). Chomnales (1985) cita además la presencia de neodigenita, crisocola y oro.

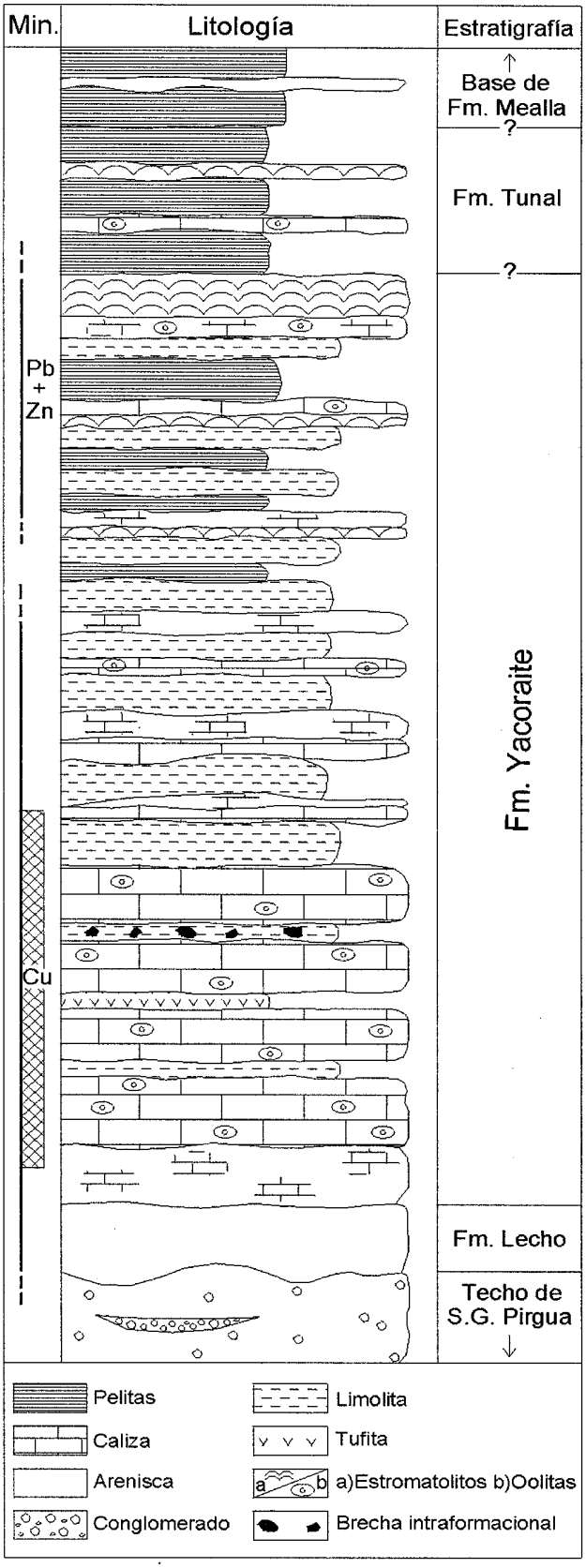


Figura 4. Facies esquematizada de la roca huésped del depósito Juramento, fuera de escala. Ubicación de la mineralización de Cu-Ag y Pb-Zn entre las rocas del depósito, mostrada gráficamente de Wormald, 1999).

La mineralización secundaria consiste de malaquita, azurita, calcocina, brocantita, covelina y una compleja mezcla de óxidos con Cu, Fe, Pb, Zn, Ag, Mn, As y Sb. Los minerales de ganga están constituidos por dolomita, algunas venas de yeso y esporádicos nódulos de limonitas. La zona supergénica se extiende hasta una profundidad de 75 m de la superficie (Rotzien y Wormald, 1998).

La mineralización de Pb y Zn se presenta a lo largo de toda la columna correspondiente a la Formación Yacoraite, diseminada en las calizas oolíticas (unidad inferior). Las concentraciones mayores de estos elementos se encuentran en la unidad media y superior, relacionadas en estos casos a los niveles de granulometría más fina (limos y arcilitas calcáreas).

MODELO GENÉTICO

Espisúa y Amengual (1982) proponen un modelo genético en el cual los minerales metálicos primarios se depositaron en un ambiente costero de *sabhka*. Consideran que la precipitación de los sulfuros estuvo regulado por variaciones de Ph y EH que se producen cuando interactuan o se mezclan las aguas continentales con las aguas marinas. De este modo proponen una secuencia de precipitación de sulfuros que va desde el margen proximal al distal en el siguiente orden: calcocina-calcopirita-bornita-galena-blenda y pirita. Las variaciones a estas zonaciones observadas en los depósitos de Cu son atribuidas a transgresiones y regresiones en el ambiente de *sabhka*.

Como resultado de los trabajos realizados se destacan las siguientes características de la mineralización del depósito Juramento las que son aplicables a un modelo general de depósito de cobre hospedado en sedimentos.

1) Está localizada próxima al borde de una cuenca de rift y asociada con areniscas de capas rojas, calizas y sedimentos reducidos (material carbonáceo, hidrocarburos y pirita diagenética). 2) Las rocas huéspedes de la mineralización están fracturadas y muestran evidencia de un flujo-fluido diagenético tardío.

Los depósitos de Cu-Ag (Pb-Zn) del noroeste de Argentina, comparten muchas de las características de los depósitos de cobre sedimentarios de otras regiones, tales como la faja de Kupferschiefer de Europa Central (Oszczepalski, 1989). En todas estas áreas hay potentes secuencias de capas rojas clásticas que están sobreyacidas por secuencias de plataforma continental carbonático-clásticas ricas en materia orgánica, que alojan depósitos de metales-base. Además, es probable que los yacimientos de U-Cu y de Cu-Ag-Pb-Zn de la cuenca del Grupo Salta compartan un origen común, vinculado a diagénesis y evolución de la cuenca (Wormald, 1999).

Un posible modelo para el depósito Juramento es el siguiente: la salmuera (cloruros oxidantes de las aguas de formación), generada a profundidad en regiones geopresurizadas de la cuenca de Salta, lixivió los metales a partir de los fragmentos ígneos y basaltos intraformacionales de las capas rojas del Subgrupo Pirgua. La migración de la sal-

muera debido a la compactación y/o flujos tectónicamente movilizados, pueden haber sido controlados por las fallas que formaron la cuenca y que facilitaron la migración hacia el borde de la misma. La reducción de las salmueras metalíferas de la zona de contacto entre las formaciones Lecho/ Yacoraite ocurrió debido a la reacción con caliza, hidrocarburos y pirita diagenética.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Empresa Paramount Ventures & Finance Inc., así como a L. Moya, C. Pérez, O. Rionda, G. Torres y C. Morello, los que de una u otra manera han participado en la elaboración e investigación de los datos recogidos durante la exploración realizada. A L. Ferreira por la confección de figuras 3 y 4 de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Amengual, R., 1976. Geología de la comarca ubicada al N-NW de la localidad de Metán, Provincia de Salta, República Argentina. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* tesis inédita.

Bianucci, H. A. y J. F. Homovc, 1982. Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua, noroeste argentino. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 1: 539-545.

Bossi, G. E. y M. A. Peral, 1992. Terminación Austral de la Cuenca del Grupo Salta. *4º Reunión de Sedimentología, Actas,* 1: 175-181.

Boyle, R. W., A. C. Brown, C. W. Jefferson, E. C. Jowett y R. V. Kirkham, 1989 (Ed.) Sediments-Hosted Stratiform Copper Deposit. *Geological Associations of Canada, Special Paper.* 36, 710 pág.

Chomnales, R., 1985. Estudio microscopio de cortes pulidos sobre una muestreo en la Formación Yacoraite, Provincia de Salta. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería,* informe inédito: 1-11.

Chomnales, R., 1976. Estudio preliminar sobre la existencia de minerales de plomo (galena) como producto de reemplazo de calizas, Cuchilla de la Reina, distrito Galpón, departamento Metán. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería,* informe inédito: 1-7.

Durieux, G., 1997. Estudio calcográfico realizado sobre rocas del Proyecto Juramento. *Informe interno de la Compañía Paramount.*

Espisúa, E. y R. Amengual, 1983. Juramento. Un Depósito Estratoligado de Cobre, Plata y Plomo. Provincia de Salta, Argentina. 2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 1: 71-90. San Juan.

Falvey, D. S., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *Australian Petrol. Expl. Ass. J.*: 95-106.

Galliski, M. A. y J. G. Viramonte, 1988. The Cretaceous Paleorift in Northwestern Argentina: A petrologic aproach. *J. South Am. Earth Sci.,* 1 (4): 239-242.

Kirkham, R. V., 1996. Sediment-hosted stratiform copper. En: O. R. Eckstrand; W. D. Sinclair; and R. I. Thorpe (Eds.); *Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geological Survey of Canada, Geology of Canada,* 8: 223-240.

Kirkham, R. V., 1996. Exploration for stratabound copper deposits in Salta Area, Northwestern Argentina. *Report for Paramount Ventures and Finances Inc.*

Mason, I. M., 1996. Juramento Projet Argentina, Report of 1995 *Exploration Informe interno de la Compañía Paramount.*

Marquillas, R. A. y J. A. Salfity, 1989. Dispersión Regional de los Miembros de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el Norte Argentino. *Simposio Recursos, Eventos y Ritmos del Cretácico de América Latina. Parte A:* 253 – 272. Bs. As.

Moreno, J. A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la cuenca del Noroeste Argentino, etc. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (1): 9- 44.

Oszczepalski, S., 1989. Kupferschiefer in Sowthwestern Poland: Sedimentary environments, metal zoning and ore controls, in Boyle et al., 1989. Sediment hosted stratifform copper deposits. Geological Association of Canada. Special Paper 36: 571-600.

PECOMRIO S. A. M., 1980, Juramento Project - Report on the First Stage, *Informe interno de La Compañía Río Algon.*

Ricci, H. I. y G. A. Villanueva, 1969. La Presencia del Paleozoico Inferior en las Sierras de la Candelaria, Provincia de Salta. *Acta Geológica Lilloana,* 10: 1-16

Rotzien, J. L. y P. J. Wormald, 1998. Report on 1997 diamond drilling program. *Informe interno de la Compañía Paramount. Volumen* 1: 1-25.

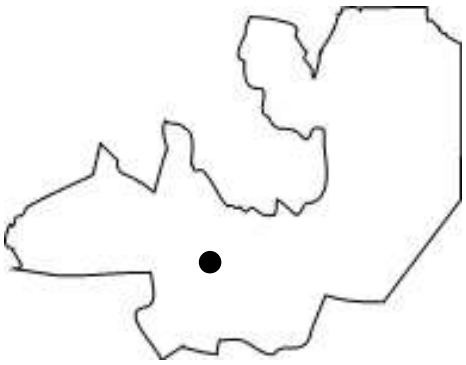
Sureda, R. J., W. Avila Salinas y R. A. Marquillas, 1989. La Provincia Metalogenética del Bermejo: un informe preliminar de los depósitos minerales de Argentina y Bolivia (Kimmeridgiano-Eoceno). *Simp. Depósitos Minerales Cretácico de América Latina.* Buenos Aires.

Turner, J. C., 1960. Estratigrafia de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 1: 54-94.

Wormald, P. J., 1998. The Juramento stratabound copper-silver deposit. 7º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas de resúmenes: 46-50. Salta.

Wormald, P. J., 1999. Stratabound copper-silver mineralization at Juramento: Toowards a model for exploration of the Salta Group basin, Argentina. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 402-405. Salta.

Romano, H. I., 1999. Distrito uranífero Tonco-Amblayo, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 959-970, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO TONCO-AMBLAYO, SALTA

Hugo I. Romano[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación y acceso

Este distrito minero está ubicado en el departamento de San Carlos, aproximadamente a 150 km al sudoeste de la ciudad capital, en las estructuras sinclinales de Tonco y Amblayo, se sitúa entre las coordenadas 25°18' y 25°43' de latitud sur y los 65°58' y 65°48' de longitud oeste.

En su totalidad el distrito se ubica en la subprovincia geológica Cumbres Calchaquíes.

El acceso desde la ciudad de Salta, se realiza a través de la Ruta Nacional 9 hasta la localidad de El Carril (37 km), tomando luego la Ruta Provincial 33 (ex Nacional 59) hasta el paraje El Zapallar (70 km) en este recorrido se pasa por la quebrada de Escoipe, cuesta del Obispo culminando en Piedra del Molino a 3.260 m sobre el nivel del mar. Se continúa con rumbo meridional por la planicie de Cachipampa por un camino abierto por la CNEA (hoy Ruta Provincial 26), arribando al yacimiento Don Otto en el extremo sur de la estructura de Tonco, luego de haber recorrido 46 kilómetros.

Para acceder a la estructura de Amblayo, en el paraje La Ovejería, a 13 km al sur de El Zapallar, se desvía al este hasta el pueblo de Isonza, luego con rumbo sur (Ruta Provincial 27), hasta la población de Amblayo (37 km) desde donde se alcanza el cierre sur de la estructura homónima donde se encuentra el yacimiento Emmy luego de 17 km de recorrido por el cauce del río Amblayo.

Estos accesos excepcionalmente en la temporada estival pueden interrumpirse a raíz de las precipitaciones pluviales con cortes y derrumbes generalmente en la quebrada de Escoipe, lo que obliga a realizar el viaje por Cafayate (187 km), luego a Cachi (170 km) y desde allí hasta El Zapallar (53 km) con un recorrido aproximado de 400 kilómetros.

Leyes, reservas y producción

Las reservas fueron estimadas con un tenor de corte de fondo de 0,0424 % de U para la potencia mínima de explotación de 1 metro. Las reservas totalizan 584.709 t de mineral con una ley de 1,05152 ‰ de U que arrojaron 614,8332 t de UO_2. Posterior al tratamiento en planta de concentración se produjeron 265 t de U.

Métodos de explotación

Los métodos de explotación empleados fueron los siguientes: Rajo abierto, chimeneas y pilares, corte y relleno y realce sobre saca (*schrinkage*).

Este último resultó el método más efectivo y debido a las características litológicas y de yacencia de la mineralización fue el más utilizado.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración (geoquímica, geofísica, perforaciones, laboreos)

Al comenzar el año 1959, después de dedicar una atención preferencial a las manifestaciones nucleares de tipo vetiforme, los profesionales de la entonces Seccional Norte de la CNEA, volcaron los esfuerzos prospectivos hacia los ambientes sedimentarios, especialmente los de edad cretá-

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Noroeste.*

cica y terciaria, en el marco de la provincia geológica "Sierras Pampeanas".

Así, en el mes de marzo, por prospección terrestre se ubica la anomalía Providencia en el paraje La Herradura, en la cuesta del Obispo alojada en estratos de la Formación Maíz Gordo.

Este hallazgo permitió entrever las posibilidades uraníferas del Grupo Salta, concentrándose todos los esfuerzos de prospección sobre estas sedimentitas, que arrojaron resultados positivos inmediatos con los indicios uraníferos Don Bosco (en el cerro Tin Tín), El Pelado (en el río Calchaquí), Martita Inés (Pueblo Viejo) y La Despedida (en el río Pirgua, al sur de Alemanía, fuera de este distrito).

Ya que todos estos indicios se alojaban en niveles estratigráficos correspondientes a facies marginales de la Formación Yacoraite como así también del Subgrupo Santa Bárbara, se sugirió la ejecución de un programa de prospección aeroradimétrica sobre las unidades sedimentarias antedichas utilizándose para esto aviones del tipo Pipper P.A. 18 Cesna 180 y 182 equipados con instrumental de alta sensibilidad desarrollados y construidos en la ex División Radimetría de la ex Gerencia de Materias Primas.

Los resultados así obtenidos fueron altamente positivos , detectándose varias anomalías radimétricas en el valle del Tonco, que luego de las verificaciones terrestres correspondientes, respondían a cuerpos mineralizados de alguna importancia, en los que se profundizaron las técnicas de estudio dando lugar a los yacimientos Don Otto, Pedro Nicolás y la manifestación Pepe Luis en el sector sur del Tonco, mientras que al norte se localizaban Los Berthos y M. M. de Güemes.

De la misma manera se localizaron otros hallazgos en el valle del río Amblayo los que a la finalización de las investigaciones se constituirían en el yacimiento Emmy y los indicios El Leñadero y El Desecho.

En 1960 comienza la exploración con sendos grupos en los dos sectores mencionados del Tonco. Las tareas de mayor envergadura se llevan a cabo en el sector sur donde se ubicó el yacimiento Don Otto, (originalmente denominado Tururú) cuyas etapas de exploración (laboreo de superficie, subprofundos y sondeos), explotación y beneficio se llevaron a cabo entre los años 1960 y 1981 por personal (profesionales, técnicos y obreros) de la CNEA. Paralelamente también se realizan importantes tareas de exploración mediante laboreos mineros y sondeos en el yacimiento Pedro Nicolás, aunque sin resultados satisfactorios.

En el sector norte, las tareas de exploración y prospección se llevan a cabo en varias etapas, consistentes principalmente en laboreos superficiales y subprofundos, sondeos y una mínima explotación cuyo mineral extraído se beneficiaba en la planta del yacimiento Don Otto. La primera etapa comprende hasta el año 1961 en las anomalías que darían como resultado los yacimientos Los Berthos y M. M. de Güemes. Luego en 1965 se reanudan los trabajos hasta 1966 en el yacimiento M. M. de Güemes por medio de sondeos exploratorios. En el período comprendido entre 1970 y 1974 se reanudaron las perforaciones y laboreos mineros subterráneos de exploración-explotación para finalmente entre 1976 y 1981 realizar esporádicos trabajos de exploración (sondeos) y explotación.

Propietarios

La CNEA es titular de los derechos mineros de las minas Don Otto, Los Berthos y Emmy.

GEOLOGÍA REGIONAL

Litología

En el área del distrito se encuentra aflorante el basamento metamórfico correspondiente a la Formación Puncoviscana de edad precámbrica superior-cámbrica inferior, constituido por esquistos y filitas de bajo grado metamórfico, de colores grises, pardos violáceos y verdosos (figura 1). Suprayace a este basamento, en franca discordancia angular, una espesa secuencia de sedimentitas de edad cretácica-terciaria, integrada por depósitos continentales en la que se intercala una delgada secuencia con influencia marina (Grupo Salta parcial) y otros netamente continentales (base del Grupo Salta) y los correspondientes al Grupo Orán de edad terciaria. Por último se mencionan los depósitos cuartarios, integrados por sedimentos sueltos, niveles aterrazados, rellenos de valles y sedimentos lacustres.

La ausencia de sedimentos paleozoicos, triásicos y jurásicos, se interpreta debida a la falta de depositación durante este lapso, de lo que se infiere que existió una amplia región que se comportó geotectónicamente como elemento positivo.

Estructura

El distrito Tonco Amblayo presenta una estructura en bloques, posiblemente generada en dos etapas: en primer lugar las rocas precámbricas son afectadas por la fase diastrófica Tilcárica (Orogenia Assyntica) dando origen a una estructura de bloques, caracterizada por fallas longitudinales subparalelas de rumbo meridiano, posteriormente una segunda etapa por acción de los movimientos terciarios del Ciclo Orogénico Andino, se produce la reactivación de las estructuras preexistentes que generan un ascenso diferencial y rotacional de los bloques, que a su vez originaron esfuerzos tangenciales y compresionales cuyos efectos deforman la cobertura sedimentaria conformando estructuras de plegamiento normales y falladas.

La estructura del valle del Tonco es mixta, con una corrida homoclinal de 35 km de largo, con buzamiento cambiante al este, luego por 12 km más conforma un cierre braquisinclinal asimétrico con plano axial buzante al este, mientras que el flanco oriental desaparece por tectónica en las inmediaciones de la quebrada de Los Patos.

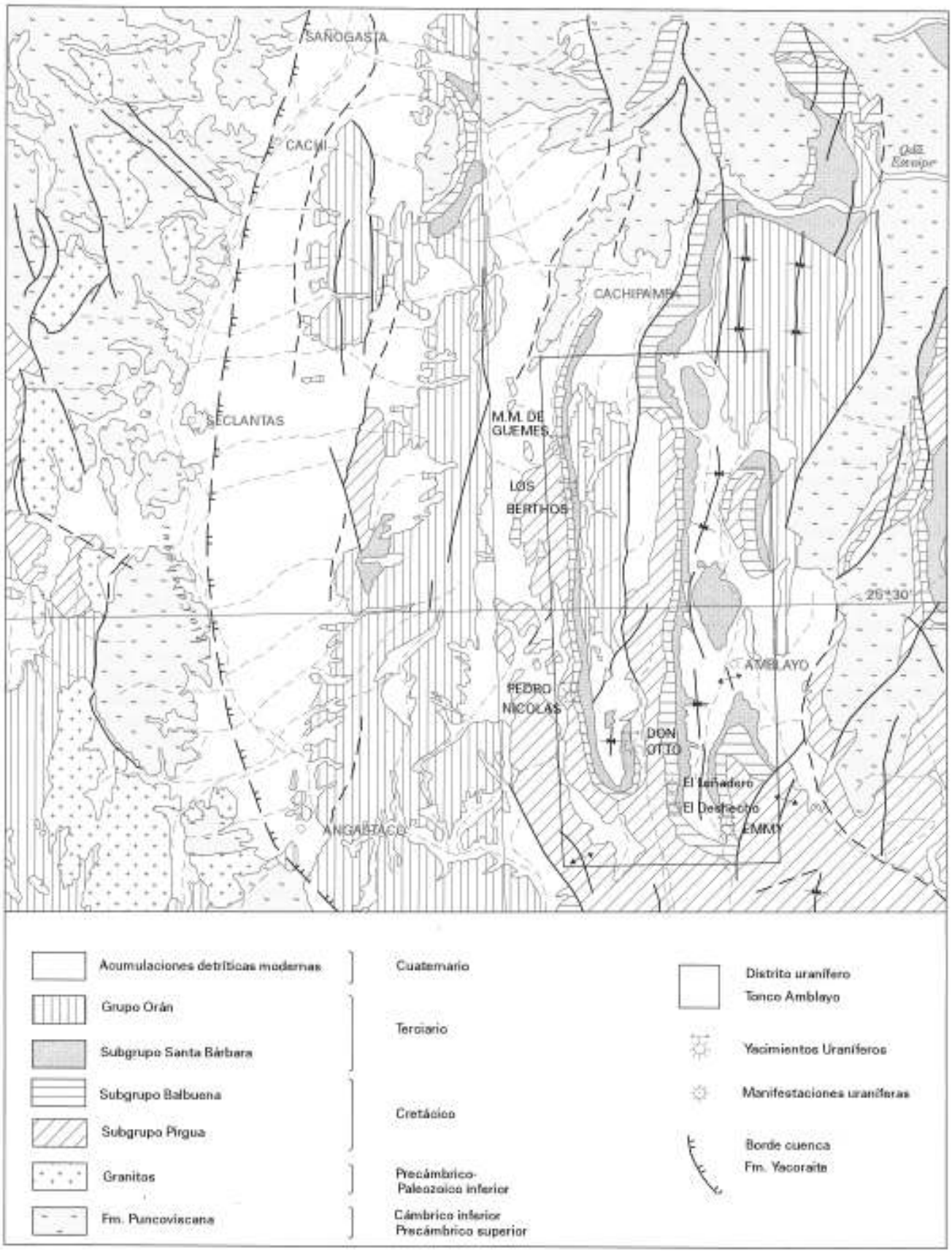


Figura 1. Geología del distrito uranífero Tonco-Amblayo.

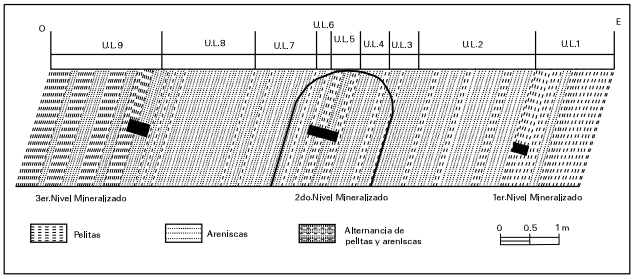


Figura 2. Unidades litológicas del yacimiento Don Otto.

En esta estructura se destacan:

1°- El ala occidental del homoclinal, esta limitada por una gran falla inversa, que pone en contacto el Subgrupo Pirgua, que conforma la base de la secuencia homoclinal, con elementos terciarios del cerro Apacheta que es su culminación.

A partir del cerro Abra Blanca al norte, la falla bisela el Subgrupo Pirgua aproximándose a la formación Yacoraite, a raíz de este esfuerzo provoca el rebatimiento de los estratos de las formaciones Lecho, Yacoraite y Mealla, en el sector comprendido entre las quebradas La Escalera y Cardonal.

2°- El ala oriental del sinclinal del Tonco, también está afectada por una falla inversa, longitudinal-rotacional, cuyo movimiento máximo se manifiesta en el norte, poniendo en contacto el Precámbrico del cerro Tonco con sedimentitas terciarias.

Conforme progresa la falla hacia el sur, se infiere una disminución de su rechazo, ya que son sucesivamente las formaciones La Yesera y Las Curtiembre del Subgrupo Pirgua, las que contactan con el terciario. Por último a la altura de la quebrada Los Patos, el rechazo es mínimo ya que empiezan a aparecer las estructuras de plegamiento y cuando la falla desaparece, encontramos el anticlinal de La Yesera en forma normal, vinculando los sinclinales del Tonco y Amblayo.

El anticlinal La Yesera, también está fallado longitudinalmente en sus flancos, provocando el descenso de su cresta, formando un valle longitudinal que drena hacia el Tonco a través de las quebradas Sunchales, El Tapón, La Yesera e Intermedia.

La falla que afecta el flanco occidental del anticlinal La Yesera, flanco común al sinclinal Tonco y sobre el cuál se ubica el yacimiento Don Otto, es una falla inversa de 60° a 80° de buzamiento al oeste, cuyo desarrollo va desde la quebrada de Sunchales hasta la quebrada Intermedia y secciona el flanco con rumbo subparalelo al de los estratos, provocando un suave acuñamiento de las formaciones presentes, excepto en el sector de la quebrada La Yesera, donde el acuñamiento es brusco por inflexión del plano de falla. El efecto de esta falla produce una repetición de estratos y una doble faja anómala, desde la quebrada La Yesera al norte.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

YACIMIENTO DON OTTO

LITOLOGÍA

La mineralización uranífera de todo el distrito está alojada exclusivamente en sedimentos de la Formación Yacoraite, de acuerdo a esto se describirá especialmente la sección portadora.

El yacimiento Don Otto, ubicado en el sector sur del sinclinal del Tonco, en cuya área la Formación Yacoraite está integrada de base a techo por el Miembro Caliza Amblayo, Miembro Don Otto y el Miembro Arenisca Pedro Nicolás ya descriptos.

Es en el Miembro Don Otto, en su parte superior que se aloja la denominada Sección Verde donde se encuentran los niveles mineralizados del yacimiento Don Otto, del cual toma el nombre.

Por este motivo fue la Sección Verde la que se estudió más exhaustivamente, dando como resultado una detallada descripción litológica y ubicación de los distintos niveles mineralizados, esta investigación fue realizada por Parera e Ibañez en 1960 y será utilizada en este informe por su sencillez y practicidad, aunque también debemos mencionar la investigación llevada a cabo por Raskovsky en 1970.

Está constituida por nueve unidades litológicas (figura 2) de la base al techo:

U. L. 1 Banco pelítico, gris oscuro a verde claro, que hacia la base puede ser morado, manifiesta algo de fisilidad y plasticidad. La estratificación es laminar a fina, con un espesor aproximado de 1,50 m se observan finas intercalaciones de areniscas de grano fino, micáceas haciéndolas suaves al tacto y brillo sedoso. En el techo se localiza el primer nivel mineralizado con amarillos de uranio y un espesor de 0,20 m; en el sector sur del yacimiento en los primeros 400 m, fue explotado dado que la mineralización se difundió a la unidad suprayacente.

U. L. 2 Areniscas de grano fino y color gris blanquecino la mitad inferior y pardo rojizo la superior, son micáceas, friables, bien estratificadas, algunos entrecruzamientos y bandas estratificadas de mica, el espesor es de 2 metros. La base puede presentarse anómala a raíz de la difusión en el contacto con la U.L. 1 infrayacente.

U. L. 3 Areniscas amarillentas muy finas, deleznables algo limonitizadas con delgadas intercalaciones pelíticas verdes claras. El espesor es de 0,50 metros.

U. L. 4 Areniscas grises y pardo claras, grano muy fino micáceas, friables con delgadas bandas de mica y pequeñas aureolas marrones de óxidos de hierro. Hacia el techo, los últimos 0,10 m se tornan rosadas claras y marrón rojizo en el contacto con la unidad superior, la potencia total alcanza los 0,50 metros.

U. L. 5 Areniscas blanquecinas friables, interestratificadas, con guías pelíticas en número y espesor variable, su poten-

cia oscila entre 0,50 y 1,00 metros. En el techo se observa una guía arcillosa de 0,01metros. Esta es la unidad de mayor importancia ya que aloja el 2° nivel mineralizado, sobre este se desarrolla todo el laboreo del yacimiento.

U. L. 6 Areniscas blancas, muy friables, denominadas "sacaroides", siendo un excelente banco guía en todo el yacimiento, la potencia está comprendida entre 0,03 a 0,40 metros.

U. L. 7 Areniscas grises claras que ocasionalmente se tornan borravino y rosado claro con motas pardas rojizas, debido a la oxidación de minerales de hierro (pirita?). La granometría varía de fina a gruesa, son micáceas y friables, con estratificación en ocasiones entrecruzada. En el piso contiene una delgada guía arcillosa y mide entre 1,50 y 1,80 metros.

U. L. 8 Areniscas finas, micáceas, blanquecinas, con bandeado amarillento, limonítico con intercalaciones pelíticas y estratificación fina.

U. L. 9 Banco pelítico gris oscuro en la base gradando a gris claro y rojizo en el techo con intercalaciones de guías de areniscas amarillas a naranjas claras, finas, friables y con estratificación laminar y fina. De los 0,10 a 0,20 m. desde la base se encuentra el tercer nivel mineralizado, que adquiere importancia en el sector norte del yacimiento (Tapón Norte).

Morfología

La mineralización uranífera es peneconcordante, alojándose en la fracción pelítica y psamítica. Se localizaron tres niveles mineralizados principales.

El primero de ellos sólo presenta tenores económicos de importancia en el sector sur y central, en estos sectores se explotó conjuntamente con el segundo nivel.

El segundo nivel es el que manifiesta una mineralización más contínua en todo el desarrollo del yacimiento y es sobre el mismo que se desarrollaron las tareas de exploración-evaluación y por consiguiente la posterior explotación.

El tercer nivel tiene importancia económica solamente en el sector Tapón Norte.

Los tres niveles se alojan en sedimentitas de rumbo general norte-sur con buzamiento variables entre 60° y 80° al oeste, excepto el sector sur que presenta rebatimientos al este.

En superficie, una faja decolorada (bleaching) notoria acompaña estos niveles.

La morfología y dimensiones de los cuerpos mineralizados se determinaron mediante un estudio zoneográfico detallado según la acumulación h.x (potencia por ley), en escala 1:250 sujeto a los límites del mineral geológico y a las limitaciones técnico-económicas de explotación. El muestreo del yacimiento se realizó cada 2,00 m en forma general y fraccionada.

Con los datos obtenidos, se comprobó que los cuerpos tienen continuidad a lo largo de 2.100 m en superficie, debido a fenómenos de difusión del mineral a expensas de la porosidad y permeabilidad de las rocas portantes.

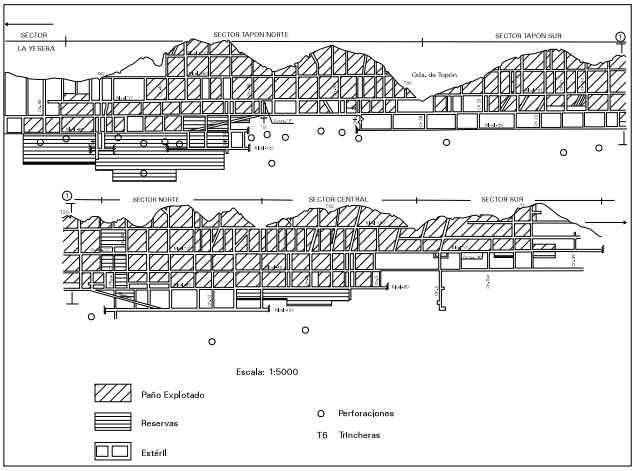


Figura 3. Niveles mineralizados del yacimiento Don Otto.

En cambio en profundidad, los niveles mineralizados peneconcordantes se orientan según bandas alargadas cuyos ejes mayores son paralelos a la dirección de buzamiento (figura 3).

El ancho de estas bandas varía entre 20 y 250 m y potencias que van de 1,00 a 1,70 metros.

Mineralogía

Sector Sur. Fosfuranilita y schroenckingerita.

Sector Central. Autunita, meta-autunita, fosfuranilita, carnotita, uranofano y tyuyamunita.

Sector Norte. La mineralización es similar al sector central, con amarillos de uranio.

En la variedad de mineral negro se determinó pechblenda, en una muestra extraída a -50 m en el pique "C", esta variedad generalmente es acompañada por pirita y representa ambientes deposicionales reductores, anóxicos.

Tapón Sur. Se determinó carnotita y meta-autunita.

En cuanto a determinaciones químicas se mencionan en tenores de óxidos como:

P_2O_5: 0,13 % a 0,20 %, sin variación en profundidad.

CO_3Ca: 0,05 a 0,13 % no varía con la profundidad, este valor no afecta el tratamiento por vía ácida realizado.

Fe_2O_3: 0,16 a 4,00%, tenor normal a bajo, siendo ligeramente menor en profundidad.

V_2O_5: 0,02 a 0,24 %, esto nos da una relación uranio-vanadio de 1/1 aproximadamente.

YACIMIENTO PEDRO NICOLÁS

La mineralización se ubica en el tercio superior de la Formación Yacoraite, en el Miembro Don Otto, en el ala occidental del sinclinal del Tonco. Litofacialmente esta unidad difiere notablemente de la descripta en el perfil tipo,

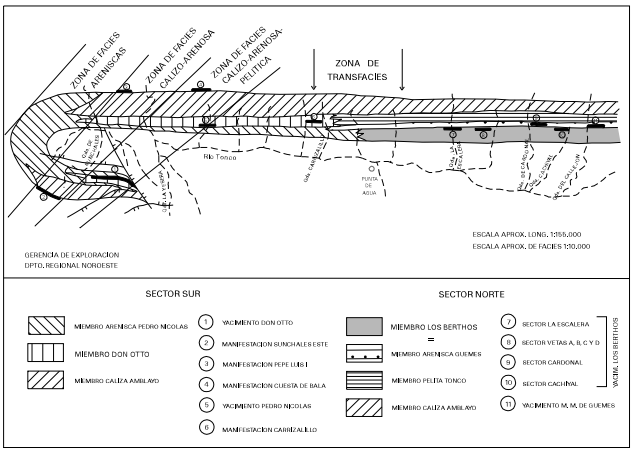


Figura 4. Bosquejo litofacial de la estructura del Tonco.

presentando variaciones de facies laterales hacia el norte engranando con el Miembro Pelita Tonco, asimilando además los cuatro bancos basales del Miembro Areniscas Güemes (figura 4).

Litología

La sección que contiene los niveles mineralizados, consta de aproximadamente 26 m de espesor, se denomina Sección Verde.

En la base comienza con un banco de arenisca gris blanquecina, mediana de 4 m de potencia, le sigue un paquete de areniscas calcáreas, con guías de calizas y pelitas gris verdosas intercaladas de 1,90 m de espesor. En la parte superior de estas intercalaciones se ubica el primer nivel mineralizado, cuyo espesor varía de 0,40 a 0,60 metros.

Se continúan 2,20 m de areniscas de grano mediano, calcáreas, grises amarillentas, pueden presentar amarillos de uranio, inmediatamente siguen dos bancos pelíticos de 0,20 y 0,40 m de espesor, con areniscas oxidadas intercaladas de 0,30 a 0,60 m de espesor, que son las portantes del segundo nivel mineralizado.

Por encima, 1,80 m de areniscas finas a medianas y areniscas calcáreas gris amarillentas, con pelitas interestratificadas.

Suprayace un conjunto de calizas con pelitas intercaladas, en el que se aloja el tercer nivel mineralizado. Un paquete de areniscas y pelitas gris verdosas. En la sección superior, areniscas calcáreas gris blanquecina y calizas, se continúan areniscas calcáreas con guías de pelitas intercaladas. El conjunto totaliza 10,50 m de potencia, hasta el Miembro Arenisca Pedro Nicolás, suprayacente.

Morfología

Las investigaciones realizadas en este yacimiento sobre el segundo nivel mineralizado, reveló la presencia de una mineralización discontinua, aunque se localizaron pequeñas lentes de enriquecimiento que en algunos casos forman una sola potencia mineralizada con el primer nivel mineralizado.

Los estudios realizados sobre el tercer nivel, arrojaron idénticos resultados, concluyéndose que se trata de un yacimiento de baja ley con pequeñas lentes anómalas de enriquecimiento y potencia reducida.

Mineralogía

Las variedades determinadas son: autunita, meta-autunita, carnotita y tyuyamunita.

Los diferentes ensayos efectuados con el propósito de determinar pechblenda o alguna otra variedad no arrojó resultados para mencionar, lo que no indica indefectiblemente su ausencia, pero sugiere ambientes de mayor oxidación.

De los análisis químicos se desprende que el contenido en vanadio es bajo (0,01 %) y la materia orgánica está restringida a las pelitas.

El tenor en carbonato es alto (9,07 %), el fósforo mantiene los valores del distrito (0,24 %) y por último el contenido de hierro es alto (4,43 %).

YACIMIENTO LOS BERTHOS

Ubicado en el ala occidental del sinclinal del Tonco, aproximadamente a 4.150 m s.n.m., y a 20 km al norte del yacimiento Don Otto.

Tiene un desarrollo de 5,5 km, entre las quebradas La Escalera y Cachiyal, al sur y norte respectivamente.

El yacimiento está integrado por cuatro sectores, denominados de norte a sur: Cachiyal; Cardonal; Cortavetas A, B, C y D; y La Escalera.

Litología

Este yacimiento se encuentra en el sector norte del Distrito y la mineralización se encuentra alojada en la Formación Yacoraite que está dividida en Caliza Amblayo, Pelita Tonco, Areniscas Güemes y Miembro Los Berthos.

De estas las dos últimas son las de mayor importancia económica por encontrarse en ellas los seis niveles mineralizados del sector norte.

Por esto se hará una descripción detallada de los mismos:

Miembro Arenisca Güemes. Fue subdividido en ocho unidades litológicas de piso a techo:

U. L. 0 Banco de areniscas calcáreas, blanquecinas medianas que al incrementarse el tenor en carbonatos puede pasar a una caliza arenosa, el espesor promedio oscila en 1 metros.

U. L. 1 Pelitas grises a negras con estratificación laminar fina, el espesor varía entre 0,80 a 2,00 m que hacia el techo se hacen lutíticas, presenta guías intercaladas de areniscas muy finas. El tercio superior de esta unidad aloja

al primer nivel mineralizado localizado al sur del sector Cardonal.

U. L. 2 Areniscas calcáreas, blanquecinas, medianas y espesor comprendido entre 1 y 2 m con variable contenido de carbonato. La sección basal también presenta el primer nivel mineralizado.

U. L. 3 Pelitas (lutitas) oscuras y gris verdosas, con areniscas finas intercaladas, estratificadas laminarmente, cuyo espesor varía entre 0,30 y 1,50 metros.Aloja parte del segundo nivel mineralizado, que alcanza la mayor importancia en el yacimiento M. M. de Güemes y en el sector Cardonal.

U. L. 4 Areniscas gruesas con entrecruzamientos, gris blanquecina, escaso cemento corbonático e irregular distribución de óxidos de hierro. Con la unidad infrayacente aloja el segundo nivel mineralizado.

U. L. 5 Pelitas (lutitas y limolitas), alternan con finas guías de areniscas de grano fino a veces calcáreas, finamente estratificadas, el conjunto es de color gris verdoso a negro, cuya potencia varía entre 1 y 1,50 metros. En el contacto con la unidad superior contiene parte del tercer nivel mineralizado, característico del yacimiento M. M. de Güemes.

U. L. 6 Areniscas cuarzosas, con lentes o niveles no definidos de conglomerados intraformacionales, constituidos por clastos limolíticos o arcillosos, ocasionalmente hematitizados, con halos de oxidación que pasan a las areniscas. La potencia varía entre 3,00 y 3,50 m muy entrecruzadas. Conjuntamente con la unidad anterior es portadora del tercer nivel mineralizado, cuyo desarrollo es de importancia en el yacimiento M. M. de Güemes.

U. L. 7 Pelitas grisáceas con pequeños bancos de calizas intercalados. Estratificación fina y notable lenticularidad, se acuña en el norte en el yacimiento M. M. de Güemes, ocurriendo los mismo al sur de la quebrada La Escalera, donde desaparece. Ocasionalmente, presenta mineralización sin importancia, asimilable al tercer nivel mineralizado.

Miembro Los Berthos. Constituido por cinco unidades litológicas y una de ellas a su vez en tres fracciones:

U. L. 8 Arenisca calcárea, blanca a gris verdosa, finas hasta conglomerádicas, estratificación gruesa y el espesor varía entre 3,00 y 4,50 metros. En el tercio inferior presenta un banco guía fosilífero de la familia Turretillidae. Hacia arriba en espesor que varía entre 0,10 y 0,70 m hay una pérdida de cemento calcáreo pasando a una arenisca cuarzosa, blanca, friable y gruesa, que permitió el pasaje de soluciones que precipitaron óxidos de hierro y manganeso, que generalmente están muy vinculados a la mineralización de uranio, alojada en esta unidad, que juntamente con la base de la unidad suprayacente contienen el cuarto nivel mineralizado, de gran interés en los sectores Cachiyal, cortavetas A; B; C; D y La Escalera.

U. L. 9 Conjunto constituido fundamentalmente por pelitas que llegan a los 4 m de potencia, para mayor detalle por contener al Cuarto y Quinto nivel mineralizado, se las dividió en tres fracciones: *Fracción a*. Lutitas grises y negras, plásticas, en parte bituminosas, con guías de areniscas calcáreas interestratificadas. Son fétidas al golpe. Con la unidad anterior, contiene al Cuarto nivel mineralizado. *Fracción b.* Principalmente integrado por calizas compactas, llegan a 1,00 m de espesor, pudiendo no estar. *Fracción c.* De gran similitud a la fracción "a", pero con mayor intercalación de areniscas calcáreas. Parte del Quinto nivel mineralizado, está contenido en esta fracción.

U. L. 10 Unidad de mayor variación litológica, presenta desde una caliza arenosa oscura, gruesa, masiva hasta areniscas calcáreas amarillentas, friables y finas. Puede presentar tonalidades rosadas y en algunos tramos irregulares lentes de calizas, mineralizados en las diaclasas y grietas con pátinas de amarillos de uranio. La potencia varía de 1,50 a 3,00 m y constituye parte del Quinto nivel mineralizado, juntamente con la fracción "c" de la U.L.9., característico de los sectores: La Escalera y Cortavetas A; B; C y D.

U. L. 11 Pelitas grises oscuras a negras de 0,50 a 0,80 m de potencia, finamente estratificadas con guías de areniscas intercaladas. Normalmente en la base presenta una arcilla negra de 0,05 a 0,10 m de espesor que aloja al Sexto nivel mineralizado, el que se difunde al techo de la U.L.10. en los sectores mineralizados de interés.

U. L. 12 La integra una caliza arenosa, gris, masiva, con estratificación mediana muy diaclasada, con pátinas de amarillos de uranio, sin interés.

Morfología

Este yacimiento está integrado por cuatro sectores (figura 5):

Sector La Escalera. Los cuerpos mineralizados más importantes corresponden al cuarto y quinto nivel, los estratos portadores presentan rumbos entre 350° y 360° y buzan al este con 75°. En profundidad se constató la existencia de un sexto nivel mineralizado.

Para el cuarto nivel se mencionan cuerpos tabulares en las galerías +40 norte y +40 sur, con presencia de amarillos de uranio. El cuerpo del +40 norte tenía una longitud de 70 m y 1,01 m de espesor con 1,48 ‰ de ley de U y el cuerpo del +40 sur, cuenta con un desarrollo de 48 m, un espesor medio de 1,00 m con una ley de 1,47 ‰ de U.

El quinto nivel que se encuentra enriquecido en las galerías "0" y +40 norte, conforma un cuerpo ovoidal de 210 m de largo por 80 m de ancho y buza al sur. Estos valores fueron constatados por estocadas y por sondeos.

También el sexto nivel fue localizado mediante sondeos por debajo del nivel "0", con un descuelgue de -90 m, espesor superior a 1 m y ley de hasta 1,44 ‰ de U.

Sector Cortavetas A, B, C y D. La mineralización se encuentra alojada en el cuarto, quinto y sexto nivel mineralizado, siendo el último el que reviste mayor importancia,

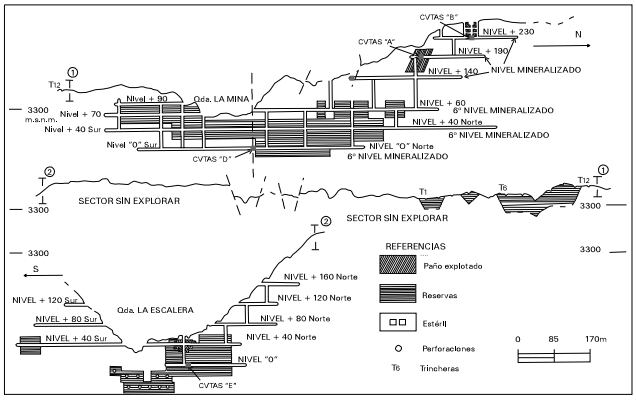


Figura 5. Morfología y niveles mineralizados del yacimiento Los Berthos.

la morfología de los cuerpos presenta aspectos tabulares, ovoidales y lenticulares, contínuos y discontínuos.

Sector Cardonal. Solamente se destacó un cuerpo mineralizado de 84 m de largo y espesor medio de 1,08 m, con una ley media de 1,41 ‰ de U.

Por sondeos de exploración se determinó escasa mineralización en los niveles quinto y sexto, determinándose mediante este método un séptimo nivel mineralizado asociado a calizas con pucalithus y lentes pelíticos interestratificados.

Sector Cachiyal. Para este sector en base a los estudios realizados en una corrida de aproximadamente 1.500 m, se estima que la mineralización está contenida en pequeños bolsones con una muy buena potencia y ley, esto basado en pequeños destapes y una labor sobre veta y además que en todo el distrito, la mineralización del cuarto nivel presentó características bolsoneras.

Mineralogía

Sector La Escalera. Se determinó tyuyamunita y uraninita con escasa pirita.

Por resultados de análisis químicos se brindan valores promedios de los estudios realizados.

Para el cuarto nivel mineralizado se obtuvieron, CO_3Ca (3,00 %), Fe_2O_3 (3,60 %); P_2O_5 (0,27 %); V_2O_5 (0,50 %); C org. (1,81 %) y $SO_{3=}$ (2,34 %).

En cuanto al quinto nivel mineralizado se obtuvo: CO_3Ca (19,80 %); Fe_2O_3 (1,72 %); P_2O_5 (0,13 %); V_2O_5 (0,46 %); C org. (3,49 %) y $SO_{3=}$ (0,93 %).

Sector Cortavetas A, B, C y D. Se determinaron en función de su importancia de aparición, los siguientes minerales: tyuyamunita, meta-tyuyamunita, carnotita, autunita y probablemente schroenkingerita y pirita.

En base a los estudios de control químico, realizados sobre el sexto nivel se obtuvieron: CO_3Ca (7.69 %); Fe_2O_3 (2,02 %); P_2O_5 (0,17 %); V_2O_5 (0,40 %); C org. (0,37 %) $SO_{3=}$ (2,30 %).

Sector Cardonal. Las determinaciones realizadas solo arrojaron tyuyamunita.

Por determinaciones químicas analíticas realizadas sobre el segundo nivel mineralizado se obtuvo: CO_3Ca (3,10 %); Fe_2O_3 (3,4 %); P_2O_5 (0,24 %); V_2O_5 (0,64 %); $SO_{3=}$ (0,05 %), no se logró detectar materia orgánica aunque al microscopio esta manifiesta su presencia.

Sector Cachiyal. No se llegó a determinar especies minerales, solo se observaron amarillos de uranio.

YACIMIENTO M. M. DE GÜEMES

Litología

La mineralización por uranio (Tercer nivel) de este yacimiento, se aloja en la sección superior de la Formación Yacoraite, en el Miembro Arenisca Güemes, representado por una secuencia rítmica bitemática (arenisca-pelita) de sedimentación.

Consta de ocho unidades litológicas, del 0 al 7, con idéntica descripción que la realizada para el yacimiento Los Berthos.

Se destaca que la U.L.7., que es el techo del Miembro, integrada por un banco de pelitas gris verdosas, no se encuentra en el ámbito del yacimiento reapareciendo 500 m al norte del mismo, hasta el encapamiento de las sedimentitas en la planicie de Cachipampa.

Mineralogía

Se determinó: tyuyamunita, autunita, meta-autunita y fosfuranilita.

Las determinaciones químicas arrojaron los siguientes porcentajes: SiO_2 (81,74 %); Al_2O_3 (7,93 %); O_3Fe_2 (0,94 %); P_2O_5 (0,10 %); CO_3Ca (3,96 %) y V_2O_5 (0,20 %).

YACIMIENTO EMMY

Ubicado en el sinclinal de Amblayo, al sur del río Saladillo.

Litología

También la mineralización está alojada en el tercio superior de la Formación Yacoraite (figura 6), la que en este sector presenta una marcada ennarenación, que se acentúa en el cierre sur del sinclinal, similar al fenómeno del Tonco.

En este yacimiento parcialmente explorado, no se realizaron estudios estratigráficos de detalle para posibilitar la correlación de los niveles mineralizados o determinar los cambios de facies. Solo se realizaron estudios de validez local.

En el yacimiento, los estratos están afectados tectónicamente, facilitando la inversión de los mismos a través de estructuras del tipo pliegues gravitacionales. En base a reconstrucciones estructurales realizadas (figura 6), el rebatimiento de los estratos sería de carácter superficial.

MORFOLOGÍA

El escaso desarrollo de este yacimiento dentro del distrito hizo que los estudios realizados, no nos permitan establecer una morfología de los cuerpos mineralizados. Solo se puede decir que la mineralización está localizada en varios niveles mineralizados en forma alternativa.

MANIFESTACIONES E INDICIOS

MANIFESTACIÓN SUNCHALES

Ubicada al sur de la quebrada Sunchales Este, en el cierre del sinclinal del Tonco. La mineralización está localizada en el techo de la Formación Lecho, coincidente con el nivel mineralizado regional.

Fue reconocida mediante radimetría de superficie y laboreos superficiales (trincheras), desconociéndose los resultados.

Las mayores alzas radimétricas se observan en los sectores con trincheras, llegando a medir 5.000 c/s para espesores de 0,20 m (SRAT SPP2).

Los valores de mayor importancia se obtuvieron en las trincheras de la cúspide del cerro, desde allí los valores decrecen hacia el sur y el norte llegando al mínimo de 200 c/s.

Raskosvky (1970) y Gorustovich (1976), destacan la notable variación litofacial observable al sur de la quebrada Sunchales, referido al enarenamiento de las formaciones Lecho y Yacoraite, indicando las restringidas posibilidades de este sector.

MANIFESTACIÓN CARRIZALILLO

Ubicada al occidente del puesto Carrizalillo, a 4 km al sur de Punta del Agua. La mineralización se localiza en el tercio superior de la formación Yacoraite.

La longitud de la corrida anómala tiene 100 m, con potencias variables entre 0,10 y 0,40 metros.

Se realizó radimetría detallada, con un muestreo orientativo, arrojando 2,80 ‰ de U para una potencia de 0,20 m y 1,78 ‰ y 2,04 ‰ de U para 0,40 m de espesor.

A raíz del restringido desarrollo del banco anómalo y su reducido espesor, desde el punto de vista económico carece de importancia.

MANIFESTACIÓN PEPE LUIS I Y II

Están ubicadas entre la primera y segunda quebrada al sur del estrecho del río Tonco, el cual corta el ala occidental de la estructura.

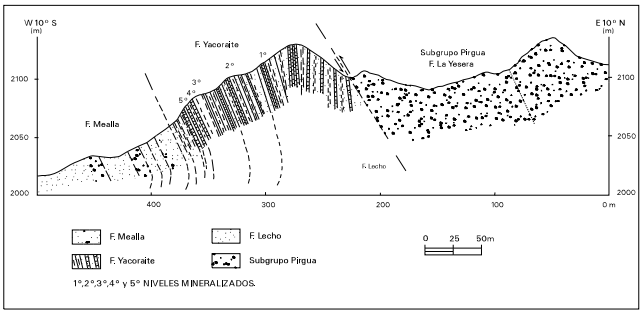


Figura 6. Yacimiento Emmy.

Solamente se realizó radimetría detallada y muestreo orientativo en el Banco mineralizado regional, localizado en el techo de la formación Mealla con una potencia de 0,25 m y valores radimétricos comprendidos entre 500 y 1.000 c/s y puntuales de hasta 3.000 c/s. Una muestra seleccionada arrojó un tenor de 3,82 ‰ de U.

Ya en la Formación Yacoraite se ubican el segundo, tercero y cuarto nivel. El segundo y tercero localizado en el tercio inferior de la Formación Yacoraite.

El segundo nivel se aloja en areniscas calcáreas, variaciones radimétricas de 300 a 500 c/s, normales y puntuales llegan a 3.000 c/s. Los resultados analíticos dieron un tenor de 3,05 ‰ de U para una potencia de 0,20 metros.

El nivel siguiente se ubica en limolitas micáceas con una potencia de 0,25 m y lecturas máximas de 2.000 c/s, una muestra arrojó 0,76 ‰ de U de ley.

En la sección media de la Formación Yacoraite se aloja el cuarto nivel en limolitas grises, con una potencia promedio de 0,50 m y lecturas variables entre 1.000 y 1.500 c/s. En razón de las reducidas dimensiones el sector carace de importancia.

MANIFESTACIÓN CUESTA DE BALA

Ubicada al occidente del yacimiento Pedro Nicolás, extendiéndose al norte y sur de la quebrada del mismo nombre.

Esta manifestación fue detectada por prospección aérea y luego reconocida en el terreno. Se realizaron tareas de radimetría detallada y labores superficiales (trincheras).

Los niveles mineralizados se ubican en la zona de contacto entre las Formaciones Lecho y Yacoraite. Resulta difícil precisar con exactitud la posición correcta de los mismos debido a las variaciones litofaciales de esta sección estratigráfica.

El sector anómalo tiene un desarrollo aproximado de 3 km, en los que se reconocieron tres niveles discontinuos, asociados a carbonato de cobre. Esta área se dividió en quebrada La Vega, Cuesta de Bala Sur y El Mojón, de sur a norte respectivamente.

De estos el de mayor importancia es el sector medio, donde el desarrollo del nivel anómalo es de 250 m con una ley media de 0,10 ‰ de U y una potencia de 1,20 metros.

INDICIO EL DESECHO

Se ubica a 23 km al sur de Amblayo, sobre el ala oeste del sinclinal homónimo.

Se localizaron dos niveles anómalos acompañados por lutitas grises, ubicados en el tercio superior de la Formación Yacoraite, desarrollados a lo largo de 400 m, con un espesor promedio de 0,40 metros.

Los resultados del muestreo en canaleta, realizados en ocho destapes dieron resultados relativamente bajos (0,03 % de U). Este indicio no reviste interés mediato dada la baja ley y reducidas dimensiones.

INDICIO EL LEÑADERO

Al igual que el indicio precitado, se ubica a 17 km al sur de Amblayo en la misma ala del sinclinal.

Este indicio fue reconocido en varias oportunidades con radimetría detallada, labores superficiales y una pequeña labor subprofunda.

La mineralización está ubicada en el tercio superior de la Formación Yacoraite, en un paquete de pelitas grises, con delgadas intercalaciones de niveles areniscosos.

Se desarrolla a lo largo de 450 m, investigado con trincheras cada 50 metros.

Hacia el norte, se produce el acuñamiento del banco anómalo, llegando a desaparecer.

El sector más importante lo constituye una lente mineralizada de 30 m de longitud y potencias que oscilan entre 0,80 y 1,00 metros.

Un muestreo realizado en la labor mencionada arrojó un tenor de 1,36 ‰ de U para 1,10 m de espesor.

Fuera de esta lente, los tenores son bajos, entre 0,08 y 0,25 ‰ de U para espesores de 1,00 metros.

Este indicio carece por ahora de interés económico.

MODELO GENÉTICO

Los yacimientos e indicios que componen el distrito Tonco-Amblayo, responden al modelo de depósitos en sedimentos en areniscas rojas continentales y dentro de estos al de paragénesis U-Cu-V.

La hipótesis sobre la génesis que se postula para los depósitos tratados, está basada sobre observaciones tanto locales como regionales, que se efectuaron a lo largo del tiempo, mientras se desarrollaban las tareas de exploración-explotación, paralelamente con el estudio de las muestras extraídas y de la extrapolación de datos de trabajos detallados sobre el tema. Cabe destacar que en ningún momento se realizaron trabajos específicos para determinar la génesis de estos depósitos.

Se comprobó la existencia de una serie de factores que tienen entre sí una estrecha relación en la formación de depósitos uraníferos y de los cuales mencionamos:

1°- Existencia de probables fuentes de aportes de uranio,situadas en los alrededores del distrito, constituidas por rocas graníticas, que al tiempo de depositación del Grupo Salta se comportaron como borde de cuenca.

2°- Facilidad con que el uranio puede ser extraído por lixiviación de las rocas de origen por aguas circulantes, carbonatadas o sulfatadas y transportado generalmente por soluciones bicarbonatadas.

3°- El ión uranilo en ambientes reductores precipita como óxido que evoluciona a uraninita o pechblenda en presencia de H_2S, originados a partir de compuestos orgánicos, bacterias, piritas, presentes en la roca huésped.

4°- La existencia de una fracción pelítica con arcillas (montmorillonita, illita) y materia orgánica que retiene singenéticamente el uranio.

5°- La permeabilidad diferencial (primaria-secundaria) y la lenta circulación de las soluciones a través de las sedimentitas, han permitido y facilitado la difusión de la mineralización, desde las pelitas portadoras originales a las areniscas receptoras.

6°- La mineralización en las pelitas fue depositada previamente a la acción tectónica terciaria, esta es sometida a una importante redistribución posterior a favor de la permeabilidad primaria y secundaria de las areniscas. La acción tectónica crea un nuevo cuadro geoestructural y geomorfológico que modificó el esquema de las aguas circulantes.

7°- La oscilación del nivel freático, jugó un papel importante en la redistribución post-tectónica de la mineralización permitiendo un enriquecimiento paulatino de las areniscas permeables a partir de las pelitas portadoras de la mineralización singenética.

8°- Durante los movimientos tectónicos póstumos del Cuaternario se producen fallas menores de ajuste que producen cortos desplazamientos de los bancos mineralizados.

9º- El ambiente de depositación de carácter transicional (marino-continental) y el comportamiento geotectónico de esta parte de la cuenca y del borde de la misma han permitido la depositación alternante de pelitas oscuras bajo el nivel de oxidación y areniscas arcósicas entrecruzadas, creándose condiciones óptimas para la formación de cuerpos mineralizados.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R. N., 1980. Icnitas de dinosaurios (Ornithopoda, Hadrosauridea) en el Cretácico superior del norte de Argentina. *Acta Geológica Lilloana,* 15: 2. San Miguel de Tucumán.

Amengual, R., V. Méndez, A. Navarini, O. Viera y J. C. Zanettini, 1979. Mapa 1:400.000 Geología de la Región Noroeste, República Argentina, provincia de Salta y Jujuy. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Antonietti, C., S. A. Gorustovich, A. Valdiviezo, A. Benítez y A. P. Saucedo, 1984. Geología y Metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Parte 1: Acumulaciones con control sedimentario. *Reprint from Geology and metallogenesis of uranium deposits of South America.* I. A. E. A., Viena.

Baldis, B. A., A. Gorroño, J. V. Ploszkiewicz y R. M. Sarudiansky, 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. *6º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 3-22. Buenos Aires.

Benedetto, J. L. y T. Sánchez, 1971. El hallazgo de peces pycnodontiformes (*Holostei*) en la Formación Yacoraite (Cretácico superior) de la provincia de Salta, Argentina y su importancia paleoecológica. *Acta Geológica Lilloana,* 11 (8): 151-175. San Miguel de Tucumán.

Belluco, A., 1978. Informe sobre Comisión de Servicios en el Valle del Tonco. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Burgos, J. A., 1979. Resultados de los sondeos ejecutados entre chiflones 32 y 37 en el nivel -80 del yacimiento Don Otto, San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Burgos, J. A., 1981. Investigación del 5° nivel mineralizado mediante Estocadas y Barrenos Laterales en el Sector Cortavetas "D" del yacimiento "Los Berthos". Departamento San Carlos, provincia de Salta. Comisión Nacional de Energía Atómica, informe inédito.

Burgos, J. A., 1982. Resultados de la Exploración por sondeos en el Sector Norte del Distrito Tonco. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Cecchetto, A. M., 1974. Aptitudes del mineral del yacimiento "Los Berthos" (Salta) para su tratamiento en pilas. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Cuerda, A., 1967. Los depósitos cuaternarios en el Valle del río Tonco. *Museo de la Plata (Nueva Serie), Revista,* 6.

Comisión Nacional de Energía Atómica, 1959/1981. Informes mensuales y finales inéditos. Departamento Regional Noroeste (Salta).

Davids, N. C., 1963. Estimación de reservas yacimiento "Don Otto". *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Davids, N. C., 1978. Estratigrafía y variaciones de facies del contacto entre las Formaciones Yacoraite y Mealla (Grupo Salta, Cretácico-Eogénico) en el Valle del Tonco, Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta. Departamento Ciencias Naturales,* inédito.

Davids, N. C., V. Chiaradia y H. I. Romano, 1981. Estimación de Reservas del Distrito Tonco-Amblayo al 31/08/81.

Gamba, J. L., 1968. Relevamiento aerofotográfico y fotointerpretación geológica del cierre sur del sinclinal del Tonco, Sector del yacimiento "Don Otto", provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Gorustovich, S. A., 1976. Informe Manifestación "Pepe Luis". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Gorustovich, S. A., 1976. Informe Manifestación "Carrizalillo". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Gorustovich, S. A., 1976. Informe Manifestación "Sunchales". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Gorustovich, S. A., 1978. Estudio geológico económico preliminar para la instalación de una Planta de Tratamiento Convencional en el Distrito Tonco. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Gorustovich, S. A., 1988. Metalogénesis del uranio en el noroeste de la República Argentina. *(Tesis Doctoral): Universidad Nacional de Salta,* 178 p.

Guidi, A. y F. H. Palomo, 1978. Estimación anual de Reservas. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Ibáñez, M., 1964/1965. Estimación anual de Reservas. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Jemma, R., 1969. Localización de una falla en el yacimiento nuclear "Don Otto" y determinación de su inclinación. Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Landi, V. y Chiaradia, V., 1977. Informe preliminar sobre los afloramientos del yacimiento "Pedro Nicolás". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Landi, V., 1978. Prospección geológica y radimétrica en el Distrito Tonco-Amblayo: Manifestación "Cuesta de Bala"; Manifestación "Güemes -Norte"; Manifestación "Río Cajoncillo". *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

López, R. O., 1970/1971. Informe Prospección Valle de Amblayo. Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Mauri, E. T., 1948. Observaciones geológicas en el Sudoeste de la provincia de Salta. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales.*

Muset, S. A., 1976. Estudio hidrológico del río Tonco y Exploración Geofísica del cauce a la altura de la toma de agua para el Complejo Minero Fabril "Don Otto". Departamento San Carlos de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Noya, J. M. A., 1961. Sector Norte río Tonco. Posibilidades Uraníferas. Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Palomo, F. H. y M. F. Sarmiento, 1977. Estimación anual de Reservas. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Parera, C. A. y M. Ibáñez, 1960. Unidades litológicas en el Yacimiento Don Otto, Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito. Buenos Aires.

Pozzo, A., 1962. La facies marginal de los sedimentos mosozoicos en el centro-oeste de la provincia de Salta. *1º Jornadas Geológicas Argentinas*, 6. Buenos Aires.

Raskovsky, M., 1965. Informe preliminar sobre la estratigrafía y radimetría de la Manifestación Nuclear "Pedro Nicolás". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Raskovsky, M., 1970. Geología del Valle del Tonco. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Russo, A. y A. Serraiotto, 1979. Contribución al conocimiento de la Estratigrafía Terciaria en el Noroeste Argentino. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 715 - 730. Buenos Aires.

Salfity, J. A., 1971. Estratigrafía y Paleogeografía de la Formación Yacoraite Cretácico Superior del norte argentino. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Salfity, J. A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la Cuenca Andina del norte argentino. *Universidad Nacional de Salta. Publicación Especial, Tesis,* 1. Salta.

Salfity, J. A., 1970. Proyecto de Exploración de bancos mineralizados satélites. Yacimiento "Don Otto". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Salfity, J. A., 1971. Exploración yacimiento "Los Berthos" y "Don Otto". Resultados - Reservas - Posibilidades. Departamento San Carlos, provincia de Salta. Informe inédito.

Salinas, H. A., S. A. Gorustovich, R. G. F. Bustos, F. Guidi, V. G. Chiaradia y J. A: Burgos, 1982. Informe Geológico Económico del Distrito Uranífero Tonco Amblayo período 1959 - 1981. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Santomero, A. M. O., 1961. Prospección radimétrica. Cuenca del río Amblayo. Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Solís, J. A., 1972. Consideraciones sobre el Terciario del Valle del Tonco. Departamento San Carlos, provincia de Salta. Seminario II. *Universidad Nacional de Tucumán. Facultad de Ciencias Naturales,* inédito. Salta.

Solís, J. A., 1976. Determinaciones de Carbonatos de Calcio. Yacimiento "Los Berthos", Sector Cortavetas "D". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, informe inédito.

Solís, J. A. y H. Lacreu, 1976. Informe yacimiento "Emmy". Departamento La Viña, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Solís, J. A., R. C. Figueroa y H. I. Romano, 1979. *Estimación anual de Reservas. Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Stipanicic, P. N., 1970. Conceptos geoestructurales generales sobre la distribución de los Yacimientos uraníferos con control sedimentarios en la Argentina y posible aplicación de los mismos en el resto de Sudamérica. Reprint from: Uranium exploration geology. *I.A.E.A.,* PL-391. Viena.

Sureda, R. J., M. A. Galliski, P. Argañaraz y J. R. Doraca, 1986. Aspectos Metalogénicos del Noroeste Argentino (provincia de Salta y Jujuy). *Capricornio* I: 39-96. Salta.

Sureda, R. J. y M. A. Galliski, 1989. La Metalogenia del norte argentino: Criterios para la elaboración del mapa metalogénico de Salta y Jujuy. Procesos metalogénicos. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Correlación Geológica,* 3: 13-44.

Toubes, R. O., 1969. Informe sobre estudios realizados en el área del Tonco con especial referencia al yacimiento "Don Otto". Departamento San Carlos, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Vilela, C. R. y S. García, 1978. Descripción geológica de la Hoja 9e. Amblayo. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 150.



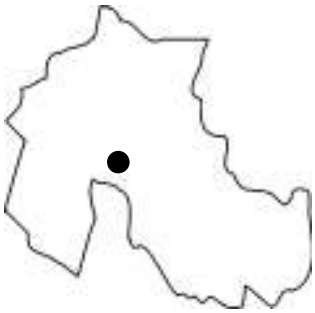
JURÁSICO-CRETÁCICO:

Granitoides tipo S

Depósitos asociados a granitoides

Yacimientos de wolframio de la sierra de Tusaquillas, Jujuy

Zappettini, E. O.., 1999. Yacimientos de wolframio de la Sierra de Tusaquillas, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 973-975, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE WOLFRAMIO DE LA SIERRA DE TUSAQUILLAS, JUJUY

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La sierra de Tusaquillas, localizada al oeste de la salina de Guayatayoc se caracteriza por la presencia de mineralizaciones de wolframita en su sector noreste, donde constituyen el distrito Tusaquillas y en el sector sur, donde se las conoce como minas Liquinaste y 9 de Julio. En otros sectores de la sierra se pueden observar destapes pequeños sobre fajas de greisen y vetas, en los que accidentalmente aparece wolframita.

Se accede a los diversos yacimientos por la ruta que conecta la localidad de Tusaquillas con la ruta nacional a Jama. El acceso a las labores debe realizarse a pie. Las mineralizaciones se localizan a 4.200 m sobre el nivel del mar.

Antecedentes

Los depósitos de wolframita de Tusaquillas fueron objeto de exploración y explotación rudimentaria hasta la década del cincuenta en que se montó una planta al sureste de la localidad homónima, pero que nunca entró en producción.

La mineralización fue estudiada por Kittl (1939, 1951, 1960), Kittl y Kittl (1962, 1965) y Zappettini (1989).

Leyes y reservas

Para el conjunto de manifestaciones Kittl (1939) cubicó 37.500 t (mineral medido, probable y posible) con una ley media probable de WO_3: 2,5 %.

Laboreo

El distrito Tusaquillas comprende las minas Esperanza, Tusaquillas, Entre Ríos y Cumbre Blanca, que fueron explorados y explotados mediante socavones y trincheras.

En la veta de cerro Salveallo se ha practicado una galería de 58 m y un pique de 14 m de profundidad que conecta con otra galería de 20 metros. Hay otros niveles reconocidos con galerías, correspondientes a los niveles 30 y 100 que corren sobre la veta.

En la mina Liquinaste hay labores superficiales, galerías y piques.

En la mina 9 de Julio hay una trinchera continuada en profundidad mediante un socavón.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Todas las mineralizaciones se localizan en el Batolito Compuesto de Tusaquillas (Zappettini, 1990). Este cuerpo, intruido en una secuencia de sedimentitas eopaleozoicas y de granodioritas neopaleozoicas está constituido por diversas litologías entre las que se destacan un monzogranito biotítico con tendencia porfírica y un leucogranito de dos micas. Asociados hay pórfiros graníticos, diques micrograníticos y un enjambre de diques de escasa potencia de lamprófiros, tefritas, sienitas, bostonitas, sienitas fóidicas, riolitas alcalinas, aplitas y pegmatitas (figura 1).

Relacionados con este acontecimiento magmático hay fenómenos metasomáticos de episienitización y greisenización. Con estos últimos se vincula la mineralización.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

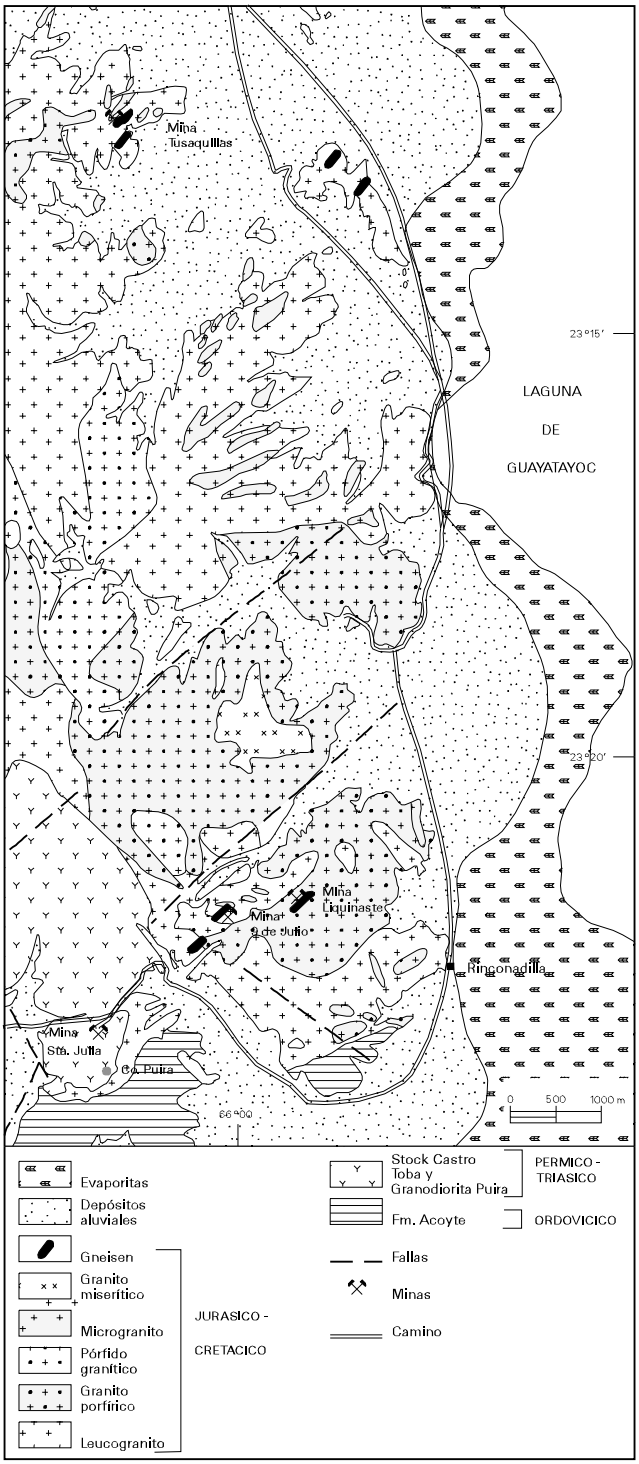


Figura 1. Geología de la Sierra de Tusaquillas.

MORFOLOGÍA

La mineralización se aloja en fajas de endogreisen y en vetas, concentradas en el flanco oriental del batolito. Los cuerpos tienen dimensiones variables. En general son lentiformes con un ancho máximo de 2 m y una extensión longitudinal que raramente excede los 100 metros.

Kittl (1939) realizó una detallada descripción de los cuerpos mineralizados, que describió de manera genérica como vetas o filones y que pueden agruparse para su descripción en tres zonas principales: Liquinaste, 9 de Julio y Cerros Altos de Tusaquillas (figura 1), a las que se agregan mineralizaciones en los sectores Cerro Bayo, Cerro Quemado, Cerro Gallo Chico, Tres Cerros y Cerro Salveallo.

En la zona Liquinaste se destacan cuatro vetas: la Veta Rincón o Veta 4, compuesta por dos filones uno de rumbo N55ºE de 0,8 a 1,2 m de potencia y otra de rumbo N40ºE de 0,3 a 0,5 m de potencia. La Veta 5 está situada al sureste de la anterior y se presenta como una guía de wolframita de 20 cm de espesor en una veta bolsonera de hasta 2 m de potencia y rumbo N75ºE a N85ºE. La veta está en parte brechada y cementada por fluorita. La Veta 6 forma un bolsón acompañado por un filón de rumbo N5ºO. El bolsón alcanza 4 m de espesor el filón, que contiene guías de wolframita tiene un ancho entre 0,1 y 0,3 metros. La Veta 12 consiste en dos filones, el primero de rumbo N20ºO y un ancho de 0,4 a 0,8 m y el segundo de rumbo N10ºE y un ancho de 1,2 m; en ambos la wolframita se presenta como impregnaciones y guías. Al oeste de Liquinaste, la denominada Veta 3 presenta rumbo entre N20ºO y N10ºO y tiene un espesor de 0,5 metros.

En el área de la mina 9 de Julio, también designada Los Pintores, la wolframita se presenta como guías en zonas de greisen y en vetas de cuarzo. Se distinguen la Veta 9 de Julio, que constituye un bolsón con ancho que supera los 4 m y una continuidad vertical superior a los 20 m, en el que la wolframita se presenta como guías macizas. Al sudeste de la anterior se localiza una veta de cuarzo conocida como Los Pintores, de rumbo N45ºE y espesor de hasta 2 m, aquí la wolframita está acompañada por topacio.

Al suroeste de la localidad de Tusaquillas se localiza el área Cerros Altos de Tusaquillas, que comprende tres vetas principales: la Veta Alto de Tusaquillas, de rumbo N69ºO y potencia entre 0,8 y 2,1 metros. La Veta Filo Negro, correspondiente a una faja de greisen tiene rumbo N40ºE y un espesor entre 0,1 y 1,5 m y está constituida por mica, feldespato, caolín y wolframita. La Veta 1 tiene rumbo norte-sur, con un espesor de 1 a 2 m y consiste en cuarzo, fluorita, turmalina y wolframita.

A 2 km al este de Tusaquillas se localiza la zona Tres Cerros, en la que se reconocen dos vetas, la Veta 1 de rumbo N25ºE y una potencia de 1,2 y la Veta 2, un cuerpo de greisen tabular con impregnaciones de tipo bolsonero de wolframita con un ancho de 1,6 metros.

En el Cerro Sallveallo se ha explotado la Veta 4, cuerpo de greisen de rumbo N83ºE y espesor variable entre 0,65 y 0,8 metros, en el que la wolframita se presenta tanto en el filón como diseminada en el granito que constituye la roca de caja. Una segunda veta, denominada 22 de Agosto consiste en dos ramas con un espesor de hasta 1,25 m, reconocida en 15 m verticales.

A 7 km al oeste de Alfarcito se encuentra el área Cerro Bayo que comprende una veta en el flanco noreste del

cerro homónimo, reconocida en una longitud de 120 m, y con una potencia de 0,05 a 0,2 metros. Contiene cuarzo, wolframita y arsenopirita.

Mineralogía

La mineralización consiste en ferberita, acompañada en las fajas de greisen por cuarzo, muscovita, turmalina y topacio. Localmente en vetas hipotermales la wolframita está acompañada por fluorita, pirita y arsenopirita.

En algunos sectores la wolframita se asocia a fluorita y mineralización uranífera, evidenciada por anomalías radimétricas y mineralógicamente por la presencia de autunita y torbernita.

Análisis químicos

La ferberita de Liquinaste ha sido analizada y se detectó un contenido de 3,23% de niobio, tantalio y estaño que se presentan como elementos ocluídos, sin constituir minerales propios (Kittl, 1962).

MODELO GENÉTICO

La mineralización de wolframio de la sierra de Tusaquillas se localiza en la megafaja tungstífera-estañífera que en la latitud del área de los depósitos pasa a tungsteno dominante, conforme con la ley de alternancia W-Sn señalada por Routhier (1980).

Los depósitos están genéticamente vinculados con el magmatismo granítico peraluminoso tipo S, anatéctico vinculado a un engrosamiento cortical.

BIBLIOGRAFÍA

Kittl, E., 1939. Informe sobre los yacimientos de wolframita ubicados en la sierra de Tusaquillas y Liquinaste, Jujuy. *SEM.* Carpeta 1287. Informe inédito.

Kittl, E., 1951. La wolframita de Liquinaste, Jujuy. *Revista Minera,* 20 (3-4): 56-61. Buenos Aires.

Kittl, E., 1960. Sobre la wolframita liviana de Liquinaste. *Revista Minera,* 25: 8. Buenos Aires.

Kittl, E. y P. Kittl, 1962. Sobre la formación de minerales de wolframio. *Revista Minera,* 26: 1 y 15. Buenos Aires

Kittl, E. y P. Kittl, 1965. Algunos datos sobre la formación de minerales de wolframio. *Acta Geológica Lilloana,* 6: 129-137. San Miguel de Tucumán.

Routhier, P., 1980. Ou sont les métaux pour l'avenir? Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. *B.R.G.M., Mémoire,* 105. Orléans.

Zappettini, E. O., 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. *Universidad de Buenos Aires, tesis doctoral.*

Zappettini, E. O., 1990. Geología y metalogénesis de la Puna Oriental entre los 23° y 23° 45' de latitud sur, provincias de Jujuy y Salta. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación Especial:* 120-127. Buenos Aires.



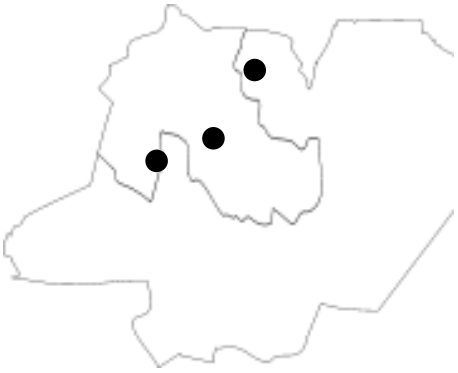
JURÁSICO-CRETÁCICO:

Granitoides tipo I y magmatismo alcalino

Depósitos carbonatíticos y vetas asociadas
Depósitos de tierras raras y torio de la Puna y Cordillera Oriental, Jujuy y Salta
El yacimiento de tierras raras, torio y uranio Rodeo de los Molles, San Luis

Depósitos vetiformes
Depósitos polimetálicos ricos en níquel, cobalto y arsénico de Cordillera Oriental, Jujuy y Salta

Zappettini, E. O., 1999. Depósitos de tierras raras y torio de La Puna y Cordillera Oriental, Jujuy y Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 979-985, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE TIERRAS RARAS Y TORIO DE LA PUNA Y CORDILLERA ORIENTAL, JUJUY Y SALTA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones de tierras raras y torio se localizan en el nornoreste de la República Argentina, en la Puna Oriental y en la Cordillera Oriental. Se vinculan a un magmatismo alcalino con exposiciones en la Sierra de Cobres, en el sureste de Castro Tolay -sierra de Tusaquillas-, cerro Fundición y Hornillos (figura 1).

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

El conjunto de depósitos aquí descripto es conocido desde 1957, por su contenido en torio, a través de los estudios llevados a cabo por la Comisión Nacional de Energía Atómica (Santomero, 1958a, 1958b, 1958c, 1958d; Tufiño, 1958; Tufiño y Santomero, 1958; Marinkeff, 1958), habiendo sido clasificadas en ese entonces como vetas hidrotermales del tipo mesotermal.

Estudios posteriores (Lurgo y Zappettini, 1989, Zappettini, 1989, 1990a, 1990b) permitieron identificar nuevos cuerpos mineralizados y definir el modelo metalogenético del conjunto, destacando su potencialidad como portador de tierras raras.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas alcalinas mesozoicas en el noroeste argentino, si bien de poco volumen, se distribuyen ampliamente tanto en el ámbito puneño como en la Cordillera Oriental, agrupadas en una faja de dirección oestesuroeste-estenoreste. Con esta actividad magmática, vinculada a procesos geotectónicos distensivos, se relacionan cuerpos carbonatíticos, algunos de los cuales contienen mineralización de torio y tierras raras.

De oeste a este se han reconocido:

1. Cuerpos sieníticos jurásicos (155 ± 6 Ma) en el área de Taca-Taca, designados Formación Agua del Desierto (Zappettini y Blasco, 1998).

2. El Lacolito Compuesto de Rangel (Zappettini, 1989), de edad cretácica (120-140 Ma) constituido por dos fases principales, una sienítica y otra granítica, y un cortejo filoniano de disposición radial y anular, que incluye bostonita, riolitas, carbonatitas, sienitas analcímicas, tefritas nefelínicas y andesitas, correspondientes a una asociación cafémica alcalina originada a partir de materiales predominantemente mantélicos.

3. El Complejo alcalino Santa Julia (Zappettini, 1998), de edad cretácica, en el área de Tusaquillas, que incluye un stock sienítico-monzonítico y diques radiales y anulares lamprofíricos, bostoníticos, sieníticos, riolíticos y carbonatíticos, es geoquímicamente igual al lacolito de Rangel.

4. El stock de Fundición, cuya facie sienítica fue datada en 194 ± 15 Ma por el método K/Ar.

5. El Complejo de Hornillos, consistente en un lacolito compuesto y rocas subvolcánicas de edad cretácica (Rubiolo, 1992), entre cuyas variedades litológicas se distinguen sienitas, nordmarkitas, pulaskitas, monzodioritas, pórfidos sieníticos y traquitas, y una asociación de diques melanocráticos (limburgitas, diabasas, teschenitas, malignitas) mesocráticos (tinguaítas) y leucocráticos (bostonitas, aplitas sieníticas).

A estos centros de actividad magmática alcalina se agregan los lamprófiros alcalinos (sannaítas) y diques fonolíticos de Maiguasi, departamento Iruya, Salta (Rubiolo, 1992).

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR.*

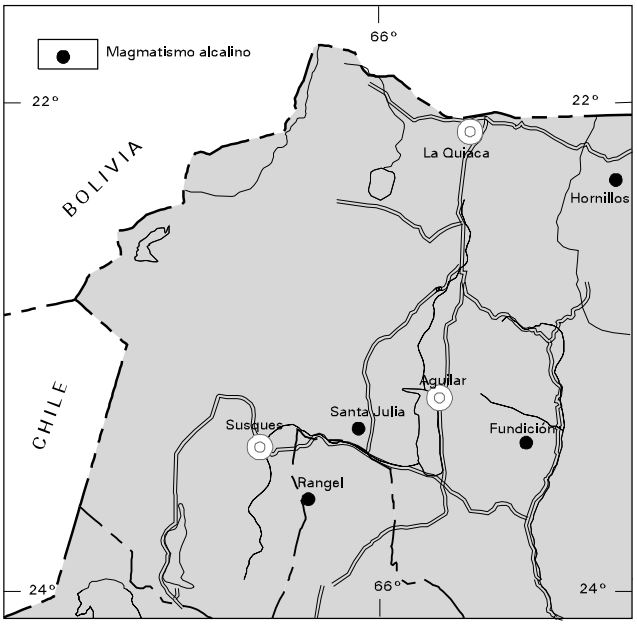


Figura 1. Distribución del magmatismo alcalino en el noroeste argentino.

Las mineralizaciones se vinculan con los cuerpos de Rangel, Santa Julia, Fundición y Hornillos (figura 1), siendo las de mayor importancia las del distrito Rangel.

DISTRITO RANGEL

Ubicación

Los cuerpos mineralizados del distrito Rangel se emplazan en la Sierra de Cobres, desde la latitud del río de la Burras al norte hasta la localidad de Cobres al sur predominantemente en territorio salteño (figura 2). El acceso a los depósitos se realiza desde la ruta a Jama y desde el camino que une la misma con Cobres. A partir de allí se llega a los diversos laboreos siguiendo sendas no aptas para vehículos.

Leyes y reservas

En la tabla 1 se sintetizan los datos referidos a reservas y tenores. Los contenidos en ThO_2 son los indicados por Santomero (1958a, 1958d). En cuanto al volumen de reservas, los cálculos efectuados por el mencionado autor son del tipo conservativo y se basan en el escaso muestreo y consiguientes determinaciones analíticas. Considerando los criterios del USGS, los recursos pueden ser clasificados en reservas inferidas e indicadas. Si se tiene en cuenta la extensión en superficie de los cuerpos y su continuidad vertical se pueden entonces estimar las reservas geológicas del distrito, adoptando el criterio usado por Staatz (1979) para el distrito Lemhi Pass, Estados Unidos. En cuanto al contenido en tierras raras, se carece de datos sistemáticos, excepto para las minas Isis, Osiris y Ra. Se observa una excelente correlación entre los valores de Th y ETR + Y. Considerando el coeficiente de correlación obtenido se ha indicado el contenido potencial en ETR + Y. Para el conjunto de cuerpos estudiados las reservas geológicas superan, los 6 millones de toneladas considerando su extensión en profundidad en aproximadamente un tercio de su longitud y una densidad media de 2,7 con un contenido en ThO_2 del orden de las 25.000 t y en ETR + Y del orden de las 35.000 toneladas.

Debe destacarse asimismo que en algunos de los cuerpos, asociados a las fases más cuarzosas se ha determinado la presencia de oro.

Por otra parte se han identificado cuerpos de brecha vinculados con el emplazamiento del Lacolito Compuesto de Rangel, mineralizadas en tierras raras (0,15% ETR + Y) circonio (1,7%) y niobio (0,2%). En este caso se destaca el bajo contenido en torio (34 ppm) y la presencia de U asociado (260 ppm). Hay también pegmatitas complejas, con mineralización de triplita, xenotima, casiterita, torita, columbita, zircón y fluorita.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

En el área comprendida entre la localidad de Cobres y Abdón Castro Tolay (Tusaquillas) se localizan cuerpos carbonatíticos algunos de los cuales son portadores de mineralización de torio y tierras raras.

La roca de caja está constituida por metasedimentitas ordovícicas y cuerpos granodioríticos y graníticos asignados a la Faja Eruptiva de la Puna Oriental.

Se han identificado dos ciclos de carbonatitas (Zappettini, 1989, 1990a):

El primero está constituido por variedades sovíticas, alvikíticas y rauhaugíticas, que localmente varían a silicosovita y silicorauhaugita. Algunos están estrechamente vinculados con diques teschenítico-crinaníticos.

El segundo ciclo intruye al anterior e incluye carbonatitas magmáticas (esencialmente magnesiocarbonatitas: beforsita, rauhaugita, beforsita hipersténica, beforsita serpentínica, rauhaugita clorítica), metasomáticas (originadas por la acción metasomática carbonática sobre diques de sienita alcalina y lamprófiro) e hidrotermales (asociación calcita-siderita-cuarzo-baritina-monacita-torita.

El contenido en elementos de tierras raras (ETR) y torio tiende a aumentar desde las carbonatitas magmáticas a las metasomáticas e hidrotermales

Los cuerpos carbonatíticos se distribuyen en tres sectores:

En el área de cerro Quepente constituyen 41 diques de dimensiones variables entre 0,5 y 14 m de potencia y longitudes entre 100 y 2.500 metros. En este sector no se identificaron contenidos en tierras raras potencialmente económicas.

En el Abra de Tusaquillas se reconocieron 26 diques con dimensiones entre 0,2 y 1 m de potencia y 50 a 500 m de longitud que comprenden carbonatitas metasomáticas e hidrotermales con bajos contenidos en tierras raras.

En la sierra de Cobres y en su prolongación inmediatamente al norte del río de las Burras, hay unos 20 cuerpos

Rumbo e inclinación	MINA	Potencia	Profundidad (m)	Longitud (m)	Leyes
r: N 70° E i: 35°-80° O	Rangel	0,7	70	200	ThO_2: 0,25% ETR + Y: 0,45% (*)
r: N30°-50° E i: 65°-85° O	El Ucu	0,3	70	200	ThO_2: 0,095% ETR + Y: 0,25% (*)
r: N40°-50° E i: 40°-50° O	Platería Corrida S	0,6	130	400	ThO_2: 0,005% ETR + Y: 0,03% (*)
r: N 60° E i: 50°-60° O	Platería Corrida N	1,0	80	250	ThO_2: 0,02% ETR + Y: 0,09% (*)
r: N 45° E i: 45°-65° O	La Barba	1,0	130	400	ThO_2: 0,42% ETR + Y: 0,6% (*)
r: N40°-50° E i: 65°-80° O	La Aurelia	1,1	700	2000	ThO_2: 0,52% ETR + Y: 0,65% (*)
r: N 65° E i: 55° O	Curaca	1,0	300	1000	ThO_2: 0,45% (**) ETR + Y: 0,6% (*)
r: N 20° E i: 65° O	Estrella de Oriente	1,0	165	500	ThO_2: 0,45% ETR + Y: 0,6% (*)
r: N 65° E i: 55°-75° O	Isis-Osiris-Ra	1,6	300	1000	ThO_2: 0,02% (*) ETR + Y: 0,08%

Tabla 1: Características principales de las mineralizaciones Th - ETR - Y de la sierra de Cobres, provincias de Jujuy y Salta. (*) Estimado (**) Hay sólo valores asistemáticos de 0,8 a 1,68% ThO_2. Se considera la ley media obtenida para la mina Estrella de Oriente, que corresponde a la continuación sur de Curaca.

que incluyen las manifestaciones minerales designadas de norte a sur Isis-Osiris-Ra, La Aurelia, La Barba, Estrella de Oriente, Curaca, Tierras Raras, El Ucu, Platería, Rangel y Chinchillar.

Estructura

Las dimensiones de los cuerpos mineralizados varía entre 0,2 y 4 m de potencia, con valores medios entre 0,3 y 1,6 m y longitudes entre 200 y 2.000 m; el rumbo general de las estructuras es noreste-suroeste y las inclinaciones varían entre 35 y 85°O, según se sintetiza en la tabla 1. Se destaca la continuidad vertical de los cuerpos, que en el caso de La Aurelia pudo se constatado en más de 400 m, considerando la diferencia de cota entre los afloramientos en el cerro Alto de Minas y los afloramientos más inferiores a nivel del Río de las Burras.

Mineralogía

La composición mineralógica de los cuerpos varía entre ellos y se encuentra estrechamente vinculada a su génesis. Las carbonatitas primarias, están constituidas por calcita, dolomita, ankerita, magnetita y óxidos de hierro; localmente se asocia cuarzo; algunas presentan como minerales minoritarios hipersteno, feldespato potásico, serpentina y/o clorita. Las carbonatitas metasomáticas e hidrotermales son las de interés económico ya que presentan los contenidos más elevados en tierras raras y torio.

Los cuerpos metasomáticos muestran todos los grados de reemplazo de las rocas originales (sienitas alcalinas) y la mineralogía vinculada con el metasomatismo carbonático corresponde a dolomita-ankerita, al que acompañan cantidades menores de baritina, sericita, microclino, biotita y cuarzo.

Con el reemplazo completo de la roca original se observa un incremento de cuarzo. El carbonato original se presenta localmente alterado a una asociación de hematita terrosa y calcita conocida como *rodberg*. Es común la inyección de venas tardías de cuarzo baritina que, localmente, invaden masivamente a los cuerpos carbonáticos.

La calcita está fuertemente impregnada en las superficies de clivaje por hematita terrosa. El cuarzo presenta en general abundantes inclusiones fluidas bifásicas del tipo I y

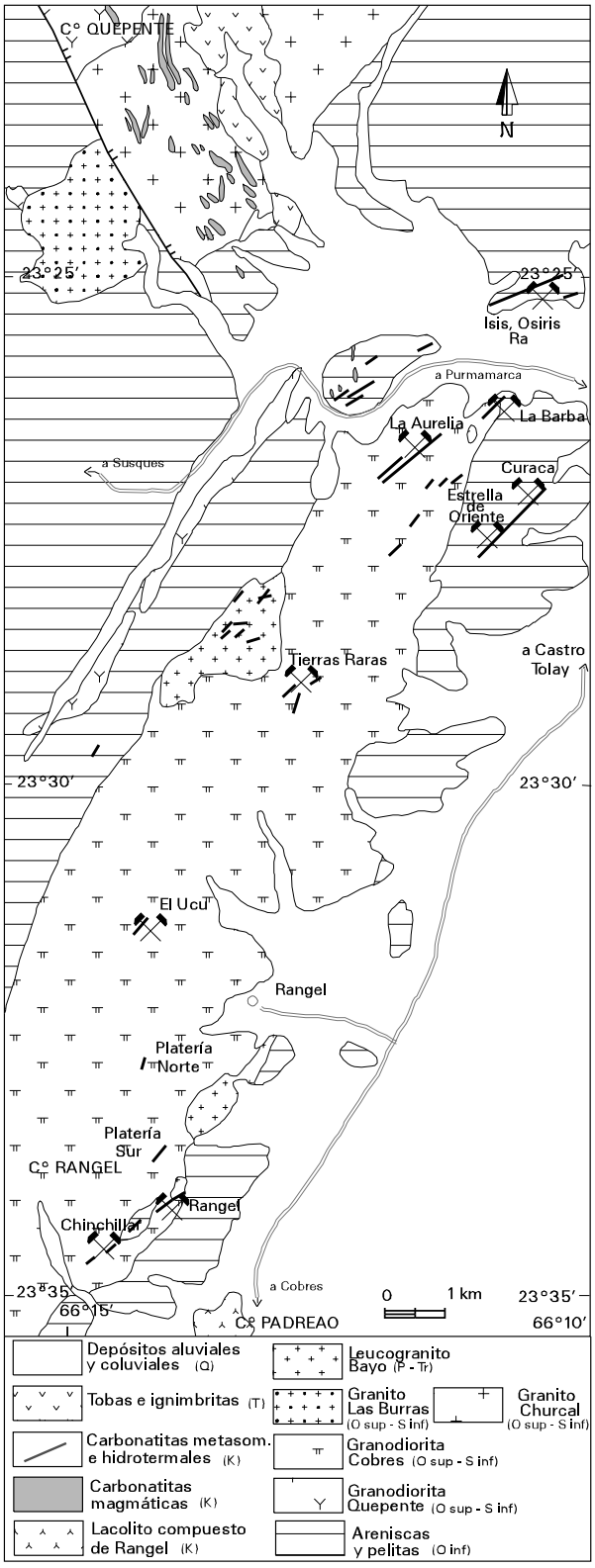


Figura 2. Geología de la sierra de Cobres, Jujuy y Salta.

II; las primeras con más del 70% de fase líquida y las segundas con fase gaseosa entre 30 y 60%.

En cuanto a los componentes accesorios la mineralogía es muy variada y de distribución irregular. Algunos predominan en las últimas etapas, correspondientes al incremento en el contenido en cuarzo y que representan una transición a las carbonatitas hidrotermales.

Comprende minerales primarios y secundarios. Entre los primeros hay pirita, calcopirita, galena, esfalerita, magnetita, hematita, ilmenita, torita, fluorita, monacita y estroncianita. Entre los segundos hay vanadinita, limonita, cerusita, torogummita y goethita.

Las carbonatitas hidrotermales características en el área de mina Rangel se hallan constituidas por una asociación de calcita, siderita, manganocalcita, ankerita, cuarzo que llega a ser predominante, y baritina. La estructura general es brechosa y a veces incluye trozos de la roca de caja. El cuarzo es de dos generaciones, uno vinculado a la paragénesis original, es en parte ahumado, y el otro, posterior, es de color blanco lechoso masivo.

La baritina se presenta en agregados espáticos blanco-grisáceos, constituyendo en algunos sectores vetas masivas, como en el área de mina La Barba. Localmente los carbonatos están ausentes y junto con el cuarzo se asocia feldespato potásico, el cual, en la parte oeste del sector Chinchillar (mina Rangel sur) es dominante, se halla brechado y las fracturas están invadidas por minerales opacos masivos (hematita-oligisto-ilmenita). Es en este sector donde la CNEA extrajo un bolsón de mena con un contenido de 13% ThO_2, 0,34% de U_3O_8, 5,2% de ETR y 3,4% de P_2O_5 (Santomero, 1958b). El concentrado de minerales pesados obtenido arrojó un valor de 50,7% de ThO_2 y 1,15% de $U3O_8$.

La distribución de las tierras raras en la mena permite estimar que se hallan contenidas como sustitución en la torita, como reemplazo en ankerita o calcita, en la monacita y como minerales céricos del tipo fluorcarbonato (bastnasita-parisita), aunque estos últimos no fueron identificados mineralógicamente (Zappettini, 1990b).

Análisis químicos

En la tabla 2 se muestran los resultados analíticos obtenidos en muestras de diversos cuerpos carbonatíticos.

El análisis de los elementos mayoritarios constituyentes de las carbonatitas muestran un contenido de hasta 30% en SiO_2, con valores medios entre 5 y 7%. Las álcalis varían entre 0,4 y 1,3%. En cuanto a los contenidos en CaO, MgO y FeO* se observa que las carbonatitas del tipo sovítico contienen hasta un 48% de CaO en tanto FeO* y MgO representan menos del 1% del total. Las variedades rauhaugíticas en tanto muestran una relación CaO: MgO: (FeO* + MnO) = 70:21:9.

El contenido en P_2O_5 es en general superior al 1% y el Sr alcanza el 0,2%.

El contenido en tierras raras, ytrio y torio es variable, según se trate de carbonatitas primarias, metasomáticas o hidrotermales.

Se observa una correlación positiva entre ETR + Y y Th.

Si se plotean las muestras en un diagrama Nb - Th - Zr se observa una neta separación de los campos de las carbonatitas primarias y de las carbonatitas metasomáticas e

Localidad	Simb.	Ta	Nb	Zr	Y	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Rangel	O	35	460	164	480	3970	425,00	975,6	746,3	200,0	61,48	186,00	50,82	6,56	13,38	8,49	1,01
Rangel	O	15	106	154	98	410	495,00	1.007,0	715,2	196,6	38,11	98,29	16,72	2,20	4,48	2,02	0,33
Rangel	O	15	194	96	65	400	354,50	712,5	517,2	130,0	27,10	71,28	11,56	1,53	3,05	1,59	0,24
Chinchillar	X	15	430	170	78	1430	255,10	502,9	335,7	80,2	14,76	40,53	10,27	1,60	3,19	2,11	0,34
La Barba	L	15	20	84	168	1570	512,00	1.194,2	1.099,0	280,0	74,77	165,30	26,65	3,37	6,01	1,45	0,23
La Barba	L	15	192	74	75	70	24,34	56,2	60,71	22,6	6,42	17,99	8,40	1,03	2,63	2,58	0,36
La Aurelia	Δ	15	174	72	320	2910	556,20	1320,0	1435,0	527,0	138,0	356,20	93,80	10,27	16,29	4,89	0,63
La Aurelia	Δ	15	760	138	96	180	80,00	180,0	165,6	55,2	17,38	46,33	14,59	1,74	3,10	2,24	0,31
La Aurelia	Δ	15	124	56	146	1200	281,60	658,6	761,4	273,6	71,34	176,30	44,91	5,01	7,10	1,72	0,21
Estrella de Oriente	9	15	140	72	69	89	81,60	210,7	132,9	55,0	19,85	59,45	17,40	1,63	2,59	1,30	0,19
Curaca	+	15	174	130	540	7800	198,50	489,1	474,3	201,6	57,85	159,40	39,26	3,98	5,28	1,22	0,33
Curaca	+	15	230	92	65	160	109,30	273,7	223,5	57,0	16,45	44,14	10,09	1,12	1,84	0,92	0,13
Isis	«	0	0	0	405	6956	1.052,00	2.890,0	2.433,0	1.096,0	353,0	1.017,0	217,0	21,80	35,00	13,20	1,76
Isis	«	0	0	0	55	1788	780,00	1.872,0	1.294,0	404,0	103,00	226,00	26,00	2,60	5,20	3,50	0,00
Quepente		15	20	42	94	15	9,35	18,49	11,72	2,2	0,66	2,78	3,99	0,67	1,97	1,62	0,17
Quepente		15	20	40	69	15	19,93	36,33	17,82	3,8	1,04	4,31	5,22	0,83	2,54	2,72	0,32
Cerro Padreao	t	120	2850	17.000	194	34	228,80	495,5	182,2	38,8	4,62	27,07	22,89	4,02	11,77	15,22	2,25

Tabla 2. Datos analíticos sobre muestras de las mineralizaciones de Th-ETR de la sierra de Cobres (Jujuy y Salta).

hidrotermales, correspondiendo el límite aproximadamente a la línea Zr = Nb + Th. Asimismo se diferencian dos campos, uno para los valores de ETR > 1.000 ppm y otro para los valores ETR < 1.000 ppm, cuyo límite corresponde a la relación Nb/Th = 1.

Se han graficado los perfiles de distribución de tierras raras para las carbonatitas mineralizadas. Se destaca un enriquecimiento en tierras raras livianas, con una relación media La/Lu (cn) = 80, que es coherente con el hecho que dicho grupo de elementos presenta mayor movilidad en presencia de fluidos.

En cuanto a la distribución de las tierras raras en la brecha vinculada al lacolito de Rangel (muestra proveniente del cerro Padreao) se observa un perfil diferente, con una relación La/Lu (cn) = 10 en parte controlada por la presencia de circón (Zr = 1,7%) así como una anomalía negativa en Eu controlada a su vez por la cristalización del feldespato en las rocas sieníticas y graníticas, lo que indica en este caso que la mineralización proviene de líquidos residuales relacionados al lacolito.

Datos isotópicos

Zappettini *et al.* (1998) estudiaron los contenidos en δ13C y en δ18O de diversos cuerpos carbonatíticos y rocas asociadas. Las muestras analizadas de los diversos cuerpos carbonatíticos se caracterizan por presentar un estrecho rango de valores para δ13C, variable entre -3,2 y -6, 1 (con un dato excepcional -1,8) y una media δ13C = -3,85 coincidente con los valores asignados al manto a partir de estudios de carbonatitas, kimberlitas y diamantes. La escasa variación observada indica que no ha habido contaminación en la corteza superior a excepción, tal vez, del valor -1,8. Los datos no son, de todos modos, contradictorios con un origen del carbono no juvenil, proveniente de la acumulación en el manto, reciclado a partir de la corteza por un proceso de subducción (Barker, 1996).

Si se consideran las diversas familias de carbonatitas identificadas petrográficamente, se observa asimismo una gran variación interna, aunque en promedio los valores más bajos corresponden a las carbonatitas magmáticas (x = 16,26) y los más altos a las hidrotermales (x = 19,27), con valores intermedios para las carbonatitas metasomáticas (x = 17,87).

El carbonato de un dique lamprofírico tiene asimismo un valor bajo (x = 14,2). Asimismo este incremento refleja la variación composicional de los carbonatos: los valores menores corresponden a calcita y los mayores a los términos ankerita-siderita.

Los contenidos en δ18O son, por el contrario muy variables, con un rango de dispersión entre 12,9 y 22,2,

superiores a los del manto. Cuando se compara la distribución de los valores correspondientes a las poblaciones estudiadas se observa en general una mínima superposición con el campo de las carbonatitas magmáticas de alta temperatura -principalmente del tipo stock-, tendiendo los valores a agruparse en dos trenes hacia la derecha del mencionado campo.

Por un lado los valores correspondientes a las carbonatitas magmáticas siguen un tren C1, que muestra una correlación positiva entre δ13C y δ18O lo que indicaría enfriamiento en presencia de un líquido de composición constante (H_2CO_3 aprox = GC), en tanto el tren C2, correspondiente a la evolución del fluido del que se formaron las carbonatitas metasomáticas e hidrotermales representaría un estadio tardío con una composición HCO_3- = GC (Taylor, 1987). Se destaca la homogeneidad en los valores δ13C en pares de muestras cogenéticas (correspondientes a un mismo cuerpo carbonatítico).

Los valores δ18O muestran correlación positiva con los ETR.

OTROS DEPÓSITOS SIMILARES

El tipo de yacimientos antes descripto se conoce también en el ámbito de Cordillera Oriental, representado por las manifestaciones de Th y ETR denominados Churqui-Pampa, en el departamento Santa Victoria, provincia de Salta y los depósitos La Novedad y Volcán en el Departamento Iruya, provincia de Jujuy.

El yacimiento Churqui-Pampa se localiza al oeste de la unión de los ríos Blanco y Santa Victoria. Consiste en un cuerpo vetiforme de rumbo aproximado norte-sur, de 200 m de corrida y espesores inferiores a 0,2 metros. La mineralización está constituida por carbonatos, cuarzo, óxido de hierro y baritina y como minerales accesorios torita y torogummita. Presenta estructura brechoide. Los resultados analíticos presentados por Tufiño (1958) indican un contenido medio de 0,49% de ThO_2 y 0,011% de U_3O_8. Las características de la mineralización y los contenidos en Th y U son similares a lo observado en la sierra de Cobres, por lo que se estima que el contenido en ETR + Y en 0,6 %, con reservas geológicas del orden de 50 t en ETR + Y y 30 t de Th. Genéticamente esta mineralización se relaciona con el lacolito compuesto de Hornillos.

La mineralización en el área de la quebrada Tocante, departamento Tilcara, Jujuy, comprendida por las minas La Novedad y Volcán, se vincula con el stock Fundición.

En mina La Novedad se han identificado dos corridas, la principal de rumbo noroeste-sureste está constituida por dos ramas subparalelas con una inclinación variable entre 40° y 80°O; la potencia media es de 15 cm y la corrida visible es de 100 metros. La denominada veta este tiene un rumbo general N50°O e inclina 70°-85°E; la potencia media es de 20 cm y su corrida visible es de 80 m (Tufiño y Santomero, 1958).

En mina Volcán se distinguen asimismo dos cuerpos vetiformes separados 50 m entre sí. La Veta 1 tiene un rumbo N20°O, inclina 50°O, su potencia media es de 0,3 m y la corrida de 15 metros. Se halla intersectada por un dique lamprofírico. La Veta 2. ubicada al este de la anterior, tiene un rumbo N70°O, buza 70°-85°EN; su potencia media es de 0,15 m y la corrida reconocida en superficie es de 100 m (Marinkeff, 1958).

En ambos depósitos la mineralogía es similar, y consiste en manganosiderita, calcita, escasa baritina, y hematita. La estructura de las vetas es en partes brechoide y como minerales minoritarios se observa galena y calcopirita.

Las determinaciones analíticas disponibles indican un contenido en ThO_2 de 0,5% en mina La Novedad y leyes medias de U_3O_8 de 0,01% en ambos depósitos. No se han analizado los contenidos en ETR, pero las características de la mineralización y los tenores en Th y U, son similares a los identificados en el distrito de la sierra de Cobres, por lo que el potencial en este sector es de contenidos en ETR de alrededor de 0,6%, pudiendo estimarse las reservas geológicas de los cuerpos identificados en 15 t de Th y 20 t de ETR.

MODELO GENÉTICO

La tipología de los yacimientos de la Sierra de Cobres, así como las mineralizaciones de las áreas del cerro Fundición y de Hornillos corresponde a carbonatitas metasomáticas e hidrotermales con facies vetiformes típicas no carbonáticas y de baritina asociadas, vinculadas a la evolución de magmas alcalinos a partir de la contaminación con CO_2 del manto superior en una fase de vapor tipo CO_2 -H_2O generados durante una etapa de riftogénesis intracontinental acaecida durante el Mesozoico.

BIBLIOGRAFÍA

Barker, D. S., 1996. Consequences of recycled carbon in carbonatites. *Canadian Mineralogist,* 34 (2): 373-388.

Lurgo, C. y E. Zappettini, 1989. Hallazgo de carbonatitas en el área de Castro Tolay, provincia de Jujuy. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Revista,* 7 (7). Buenos Aires.

Marinkeff, K., 1958. Estudio complementario de la mina "Volcán" y manifestación nuclear "La Novedad", departamento Tilcara, provincia de Jujuy. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Rubiolo, D. G., 1992. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-Magmatite der Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW - Argentinien). *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen,* 41: 145 pp, 52 figs., 5 tab., 3 lám., 4 mapas; Clausthal-Zellerfeld.

Santomero, A., 1956. El yacimiento de torio de Rangel. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Santomero, A., 1958a. Estudio de prospección nuclear de la mina La Aurelia, departamento La Poma, Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Santomero, A., 1958b. Las manifestaciones toríferas de la Serranía de Rangel, departamento La Poma, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Santomero, A., 1958c. Estudio de prospección nuclear "Mina Platería", departamento La Poma, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Santomero, A., 1958d. Informe sobre el yacimiento nuclear "Mina Platería", departamento La Poma, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Staatz, M., 1979. Geology and mineral resources of the Lemhi Pass Thorium District, Idaho and Montana. United States. *Geological Survey, Profesional Paper,* 1049 A:1-90.

Taylor, B. E., 1987. Stable Isotope Geochemistry of Ore-forming Fluids. En Short Course in Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids. *Mineralogical Association of Canada,* 13: 337-445.

Tufiño, G., 1958. Información complementaria sobre la mina Churqui-Pampa", departamento Santa Victoria, provincia de Salta. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Tufiño, G. y A. Santomero, 1958. Informe geológico sobre lasmanifestaciones radiactivas en la quebrada de Tocante, departamento Tilcara, provincia de Jujuy (minas Volcán y La Novedad). *Comisión Nacional de Energía Atómica*, inédito.

Zappettini, E., 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta. República Argentina. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis doctoral.*

Zappettini, E., 1990a. Carbontatitas de la Puna Oriental, provincias de Jujuy y Salta. *1º Jornadas de Tierras Raras.* Córdoba.

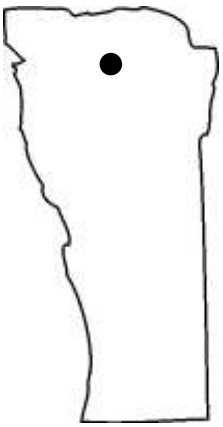
Zappettini, E., 1990b. Proyecto Tierras Raras. Castro Tolay, departamento Cochinoca, provincia de Jujuy. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito.

Zappettini, E., 1998. El Complejo alcalino Santa Julia, provincia de Salta, República Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino y 6º Congreso Nacional de Geología Económica.* Buenos Aires.

Zappettini, E. y G. Blasco, 1998. Hoja Geológica Socompa, provincia de Salta, República Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR*

Zappettini, E., H. W. Hubberten y D. Rubiolo, 1998. Isótopos de carbono y oxígeno en carbonatitas de la Puna Oriental, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica,* 2: 295-299. Buenos Aires.

Lira, R., N. A. Viñas, E. M. Ripley y M. Barbieri, 1999. El yacimiento de tierras raras, torio y uranio Rodeo de los Molles, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 987-997, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE TIERRAS RARAS, TORIO Y URANIO RODEO DE LOS MOLLES, SAN LUIS

Raúl Lira[1], Nicolás A. Viñas[2], Edward M. Ripley [3]y Mario Barbieri[4]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El yacimiento Rodeo de los Molles está ubicado en la provincia de San Luis a 15 km al oeste de la localidad de Libertador General San Martín, cabecera del departamento homónimo, y a 200 km al noroeste de la ciudad de San Luis (figura 1). Las coordenadas geográficas son 32º24' de latitud sur y 65º45' de longitud oeste; se halla localizado en la sierra de San Luis, a una altitud máxima de 1.300 m sobre el nivel del mar. El acceso a la zona se realiza desde Libertador General San Martín hasta el dique La Huertita por camino pavimentado. Se llega al yacimiento recorriendo 2 km de camino consolidado al oeste del dique referido.

LEYES Y RESERVAS

Las reservas calculadas, considerando el 12% de la superficie total de alteración y una profundidad promedio de 30 m, son de 90.000 t de roca mineralizada con 2,52% de óxidos de tierras raras, evaluadas como reservas demostradas y medidas; el 88% de la superficie de la zona alterada permanece sin evaluar. Las reservas geológicas ascienden a 5.600.000 t con 2,1% óxidos de tierras raras, considerando todo el sector de alteración hasta 90 m de profundidad, con una relación de distribución de la mineralización basada en la observada en los sectores explorados en detalle (Viñas y Gaiero, 1990). Las cifras empleadas en los cálculos incluyen leyes promedio del 2,52% de óxidos de tierras raras, 200 ppm de U_3O_8 y una relación estéril/útil de 3:1; éstas fueron obtenidas de muestras industriales extraídas de explotaciones a cielo abierto y utilizadas para ensayos de concentración a escala de planta piloto. Las leyes en ETR expresadas como la sumatoria de óxidos de diferentes elementos (hasta 11 ETR, tabla 1) varían desde 0,7% a 8,3% en fenitas mineralizadas y hasta 45% en nódulos y venas con elevadas proporciones de minerales de mena (britholita-bastnäsita-allanita).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

El yacimiento fue descubierto cuando se efectuaba la revisión terrestre de anomalías radimétricas aéreas indicadoras de la presencia de torio, tarea realizada por la Comisión Nacional de Energía Atómica (Lira, 1982). Este antecedente orientó las futuras tareas exploratorias, las cuales se basaron fundamentalmente en la prospección radimétrica, apoyada con prospección de minerales pesados de aluviones y geoquímica de roca. A posteriori al descubrimiento, los límites de la extensa zona de alteración pudieron ser identificados a través de las imágenes en tonos de grises de fotografías aéreas a escala aproximada de 1:20.000.

Desde su descubrimiento hasta 1987 se realizaron fundamentalmente estudios geológicos, mineralógicos y petrográficos. Entre 1987 y 1992 la empresa Michelotti e Hijos S.R.L. desarrolló trabajos exploratorios sistemáticos, reali-

1 CONICET. Museo de Mineralogía y Geología Dr. A. Stelzner. Córdoba, Argentina.

2 Michelotti e Hijos S.R.L. La Calera, Córdoba, Argentina.

3 Indiana University, Department of Geological Sciences, Bloomington. USA.

4 Universitá di Roma La Sapienza, Istituto di Geochimica, Roma, Italia.

zó más de 6.000 m de perforaciones con recuperación de polvo hasta profundidades de 80 m y estudios de tratamiento mineralúrgico de la mena; paralelamente se continuaron realizando estudios geológicos detallados.

Mediante radimetría se circunscribieron tres anomalías principales: anomalía Norte: abarca un área de 200 por 150 m, donde yacen numerosos cuerpos mineralizados. La anomalía La Julia corresponde al lugar original donde se realizó el descubrimiento. La anomalía El Rulo corresponde a la parte central del yacimiento.

De esta manera pudo determinarse que las alzas radimétricas registradas durante el levantamiento se debían a mineralizaciones tanto de ETR como de Th (uranotorita), ambas con contenidos significativos de U. Una característica distintiva entre ambas ocurrencias es que la radimetría anómala en el caso de mineralizaciones de ETR es siempre areal, mientras que en los casos debidos a la presencia de uranotorita los valores radimétricos son típicamente puntuales, asociados a nódulos o a venas.

Laboreos de exploración

Se hicieron con la finalidad de corroborar los datos de las perforaciones en los cuerpos más superficiales y de utilizar el material extraído en ensayos a escala piloto para un programa de obtención de concentrados de ETR de pureza intermedia, Th y U (Costarelli *et al*., 1992). En la anomalía Norte se realizaron tres labores; en el cuerpo AG28 se desarrolló una labor de 5,80 m de ancho por 7,5 m de altura máxima y 12 m de largo, otra en el cuerpo AG20 y una tercera en P3, de menores dimensiones. Sobre las paredes de las labores fue posible observar los contactos difusos entre la fenita mineralizada y la estéril, la presencia de nódulos de bastnäsita verde, en algunos casos bastnäsita roja, y masas de egirina-augita muy alterada a clinocloro y óxidos de hierro. En los diferentes frentes se llevaron a cabo zoneografías radimétricas estableciendo los sectores con mayor contenido de ETR.

En la anomalía La Juli se realizaron tres labores menores en diferentes cuerpos (La Juli, Estación D y AG39). La mayor, de 13 m de altura por 7 m de ancho y 7,5 de largo, corresponde al cuerpo La Juli y está desarrollada sobre un clavo de mena (britholita-bastnäsita-allanita), que fuera identificado en el descubrimiento original (Lira, 1982) y explorado con sucesivas perforaciones y labores.

GEOLOGÍA REGIONAL

El yacimiento Rodeo de los Molles se halla ubicado en el margen noreste del stock de Las Huertitas, en el extremo septentrional del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, el cual se compone de cuatro stocks circulares que integran una superficie aproximada de 500 km^2 (Brogioni, 1987, 1991). Las rocas encajantes son metamorfitas del Precámbrico superior-Paleozoico inferior; dominan los esquistos y gneises en facies de anfibolitas almandínicas, con filitas y esquistos subordinados en facies de esquistos verdes (Kilmurray y Villar, 1981). A pesar de que algunos mapas geológicos regionales (Yrigoyen, 1981) muestran al denominado «Complejo Gneísico» como caja del stock de Las Huertitas, existen, en realidad, fajas de filitas y metacuarcitas al norte y al este del cuerpo intrusivo (figura 1). Diques aplíticos, pegmatíticos y filones de cuarzo-sulfuros y cuarzo-fluorita son frecuentes en las metamorfitas encajantes.

MUESTRA	LITOLOGIA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	Sum.	Th	U	Zr	Nb
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ETR	ppm	ppm	ppm	ppm
LH1-A.Norte	Mg	40,2	84,2	23,4	3,3	0,8	2,4	1,7	1,2	1,4	0,3	13,0	171,8	21,0	10,0	119,0	10,0
LH2-A.Norte	Mg	39,8	84,6	23,6	3,8	0,9	2,8	2,6	1,5	1,7	0,3	16,0	177,6	36,0	10,0	149,0	11,0
LH3-A.La Juli	Mg	80,8	163,0	41,2	6,3	1,5	4,2	3,2	1,9	1,8	0,3	12,0	316,1	38,0	36,8	229,0	10,0
LH4-A.La Juli	Mg	48,6	129,0	30,0	4,2	0,8	2,8	2,4	1,3	1,4	0,3	14,0	234,8	38,0	10,0	166,0	10,0
LH5-A.El Rulo	Mg	85,1	120,0	40,7	4,9	1,0	3,2	2,6	1,5	1,5	0,3	18,0	278,8	54,0	19,0	181,0	26,0
LH6-A.Norte	Fen	223,0	399,0	176,0	21,2	4,7	13,0	7,4	3,7	3,0	0,4	50,0	901,4	17,0	21,0	232,0	22,0
LH7-A.Norte	Ap-Fen	804,0	1.470,0	507,0	51,8	11,1	28,5	15,0	7,0	5,5	0,7	107,0	3.007,6	90,0	37,0	140,0	10,0
LH8-A.La Juli	Fen	196,0	354,0	77,1	8,8	1,7	5,2	3,4	2,0	1,6	0,3	10,0	660,1	26,0	10,0	198,0	20,0
LH9-A.La Juli	Fen	36,2	67,7	31,8	4,4	1,2	3,0	1,9	0,9	0,8	0,2	12,0	160,0	17,0	10,0	59,0	13,0
LH10-A.El Rulo	Fen	77,6	130,0	76,6	11,1	2,5	7,6	4,3	2,0	1,6	0,3	25,0	338,6	10,0	10,0	91,0	11,0
LH11-AG23	Fen-Mln	2.210,0	5.760,0	1.880,0	198,0	41,3	108,0	55,4	26,3	19,0	2,4	308,0	10.608,4	237,0	56,0	200,0	10,0
LH12-AG14	Fen-Mln	21.500,0	43.080,0	15.800,0	1.430,0	303,0	677,0	331,0	154,0	99,9	12,0	1.590,0	84.976,9	333,0	585,0	96,0	10,0
LH13-A.Norte	Peg	4.700,0	8.400,0	2.860,0	263,0	50,1	132,0	63,2	29,7	22,0	2,7	332,0	16.854,7	217,0	83,0	147,0	10,0
LH15-XV21	Fen-Mln	758,0	1.650,0	778,0	96,9	18,9	57,3	28,5	13,5	10,6	1,3	183,0	3.596,0	89,0	33,0	127,0	15,0
LH16-RR-A.El Rulo	Fen-Mln	3.170,0	6.500,0	2.750,0	278,0	56,9	147,0	70,0	32,6	22,9	2,7	498,0	13.528,1	86,0	93,0	184,0	10,0
LH30-A.La Juli	Nod-Bth	83.200,0	191.000,0	79.400,0	8.570,0	1.690,0	4.310,0	2.190,0	1.070,0	734,0	84,2	4.700,0	376.948,2	5.460,0	8.420,0	91,0	10,0
LH14-Est.D	Nod-Bth	58.900,0	128.000,0	49.900,0	5.920,0	1.120,0	3.180,0	1.470,0	725,0	496,0	59,7	3.990,0	253.760,7	2.380,0	2.370,0	128,0	10,0

Tabla 1. Análisis químicos de ETR en el yacimiento Rodeo de los Molles.

En el contexto regional, Rodeo de los Molles es parte del estilo estructural dominante en las Sierras Pampeanas Orientales. Este estilo está caracterizado por un esquema de bloques basculados con borde occidental levantado y flanco oriental con suave inclinación al este (Gordillo y Lencinas, 1979; Criado Roqué *et al*., 1981). Según Vendramini (1973, en Gordillo y Lencinas, 1979) el borde alto del bloque serrano de rumbo nornoreste está estructurado en forma escalonada por fracturas norte-sur. Un sistema conjugado de fallas menores de rumbo noroeste-sureste y noreste-suroeste completan el cuadro de fracturación del basamento. La principal estructura presente en la zona es la falla por donde corre el río Quines; se trata de una falla norte-sur de deslizamiento de rumbo levógira, que causa el desplazamiento de tabiques metamórficos. Criado Roqué *et al*. (1981) definieron la falla San Martín-Saladillo como de rumbo N10º-20ºE y rechazo inverso con planos de fractura que inclinan preferentemente hacia el este. Otras estructuras están representadas por las fallas este-oeste que se disponen en forma periférica a la estructura serrana.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Dos facies graníticas fueron reconocidas por Gay y Lira (1984) en la zona de mineralización: a- Monzogranito biotítico con una zona marginal discontinua de leucogranito (moscovita-granate-sillimanita) en el contacto nor-occidental y b- Granito álcali-feldespático modal (fenita, ver abajo); esta roca es localmente portadora de enclaves microgranulares dioríticos. La mineralización de ETR y torio se halla alojada en la fenita, que aflora como un cuerpo elongado (2 km x 0,6 km) con contactos transicionales difusos con el monzogranito (figura 2).

Monzogranito biotítico. El monzogranito biotítico es una roca de grano fino a medio (0,15 a 2,5 mm), compuesta por cuarzo (30-32%), microclino (33-39%), plagioclasa (29-31%), biotita y moscovita (mica total entre 1,5 y 8%, con relaciones biotita/moscovita variables pero generalmente >3), y menos de 1% de magnetita-ilmenita, hematita, circón, apatita, rutilo, sericita y minerales del grupo de las arcillas. El microclino varía en composición de $Ab_6\ Or_{94}$ a $Ab_{12}\ Or_{88}$, mientras que la plagioclasa varía en composición de $Ab_{80}Or_{01}An_{19}$ a $Ab_{89}Or_{01}An_{10}$. Las pertitas son raras en el monzogranito, contrariamente a lo que ocurre en las fenitas. La facies moscovítica presente en el contacto occidental del stock se diferencia del monzogranito por su menor relación biotita/ moscovita (1,0-0,7) y por la presencia de cantidades menores de sillimanita y granate asociados a moscovita.

Fenita. El granito alcalino-feldespático es textural y mineralógicamente diferente. La evidencia que se presenta más abajo sugiere sólidamente que este tipo de roca es el resultado de la transformación hidrotermal del monzogranito, razón por la que ha sido clasificada como fenita.

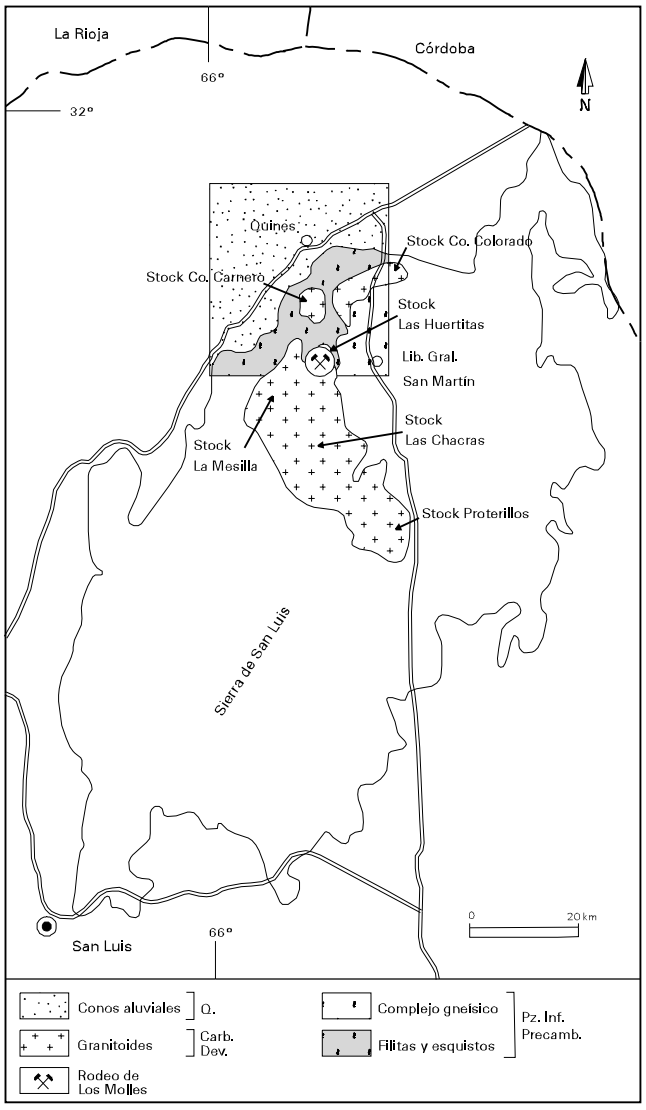


Figura 1. Ubicación y esquema geológico del yacimiento Rodeo de los Molles.

El tamaño de grano de la fenita es variable pero, en general, los granos mayores de cuarzo y pertita (hasta 4 mm de largo), se disponen en una matriz más fina rica en albita. Relictos de plagioclasa y microclino se encuentran englobados en granos mayores de pertita. Es un rasgo común que muchos granos de pertita se encuentren contorneados por márgenes discontinuos de albita. Los tipos texturales de pertita dominantes son venas gruesas y parches, con contenidos de albita entre 30 y >50% en volumen. Aunque los valores modales varían ampliamente, cifras de rangos representativos son las siguientes: cuarzo= 15-25%, pertita= 45-65%, albita= 15-30%, y varios minerales accesorios y secundarios que incluyen biotita, moscovita, circón, apatita, titanita, hematita, fluorita, anatasa, leucoxeno y minerales de las arcillas (illita, esmectita), los cuales totalizan valores modales inferiores al 5%. La fracción de feldespato potásico en la pertita varía en composición entre

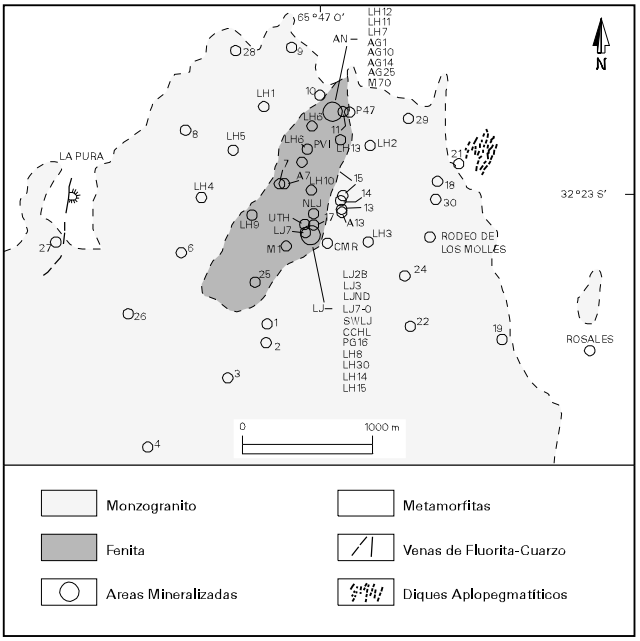


Figura 2. Distribución de la mineralización en el yacimiento Rodeo de los Molles.

$Ab_{03}Or_{97}$ y $Ab_{6.5}Or_{93.5}$, con un índice de triclinicidad de 0,87. La composición de la albita es casi miembro extremo de la serie (Ab_{99}), tanto en la fracción pertítica como en los cristales de la matriz. Los cristales de biotita están parcialmente reemplazados por agregados de hematita, anatasa, clinocloro y minerales arcillosos. La relación Fe/Mg en biotitas relícticas varía entre 0,31 y 0,43 y sus contenidos de Ti entre 1,31 y 2,45% en peso guardan correlación positiva con la relación Fe/Mg. La conservación del Ti en las reacciones de alteración de la biotita se encuentra apoyada por la presencia de anatasa. En comparación con las biotitas del monzogranito, las biotitas feníticas relícticas poseen valores más elevados de SiO_2, entre 39,96 y 43,18% en peso. Los cristales de magnetita e ilmenita han sido totalmente convertidos en hematita y anatasa.

Áreas mineralizadas. La mineralización de ETR se manifiesta en forma de nódulos cuyas dimensiones varían desde algunos milímetros hasta clavos que superan los 10 m de longitud. La composición de las rocas hospedantes de la mineralización varía entre cuarzo-sienita álcali-feldespática y sienita álcali-feldespática. La presentación característica de estas rocas sieníticas portadoras de nódulos y clavos mineralizados es en forma de parches decamétricos (hasta 30 m) de distribución irregular y discontinua en la masa fenítica. Si bien los contactos son difusos, estos cuerpos mineralizados tienen un tamaño de grano que varía de mucho más fino a mucho más grueso que la granometría de la fenita (<1 mm hasta >8 cm, por ej., cristales de egirina-augita); por esta razón y por carecer de patrón de zonación, se los describe como unidades aplopegmatoides.

La mineralización torífera no se presenta asociada a la mineralización de ETR. La uranotorita se encuentra dominantemente en forma de nódulos dispersos en la fenita, cuyas dimensiones varían entre algunos centímetros y 30 cm de diámetro promedio. También se presenta menos frecuentemente en venillas o en asociaciones de cristales idiomorfos tabulares (hasta 2 cm de arista) tapizando cavidades miarolíticas (15-50 cm de diámetro) junto a cuarzo, fluorita y localmente óxidos de manganeso.

Las texturas y las composiciones de los feldespatos de las áreas sieníticas no difieren de las de la fenita circundante. En áreas fuertemente alteradas son comunes los feldespatos turbios con abundante hematita finamente diseminada y minerales arcillosos como productos de alteración. La biotita monzogranítica original se encuentra casi completamente reemplazada por hematita, anatasa, clinocloro y caolinita. Pequeños porcentajes de flogopita (Fe/Mg= 0,15-0,28, Ti= 0,47% en peso, se distribuyen intersticialmente; esta fase parece haberse formado durante el proceso de alteración hidrotermal. Los contenidos de F en la flogopita oscilan entre 2,42 y 3,49% en peso, siendo más elevados que los contenidos de F en las biotitas. El contenido de flúor en las micas mantiene una relación lineal con la relación Mg/(Mg+Fe), interpretándose por ello que la mayor riqueza en F de la flogopita puede reflejar la mayor capacidad de las micas magnesianas de contener F (Muñoz, 1984). A diferencia de las biotitas relícticas en las fenitas, la flogopita no se presenta asociada a anatasa. El rasgo más conspicuo en las sienitas es la presencia de egirina-augita, mineral que fuera originariamente descripto por vía óptica como hedenbergita en Gay y Lira (1984). Este piroxeno se presenta en agregados compactos de cristales subidiomorfos a idiomorfos cuya longitud varía desde pocos milímetros hasta 8 cm; formas cristalinas prismáticas y pinacoidales han sido observadas como relleno de cavidades miarolíticas. Químicamente la egirina-augita se caracteriza por un rango composicional relativamente estrecho en las relaciones Na/(Na+Ca) (0,29-0,44) y Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) (0,62-0,81). El epidoto puede aparecer como una fase de reemplazo de la egirina-augita a lo largo de clivajes y microfracturas; en los sectores de alteración más intensa, ambos minerales se encuentran englobados como relictos de alteración en agregados macizos de clinocloro, sílice esferulítica, calcita y hematita. La presencia de egirina-augita se asocia fuertemente con la presencia de mineralización de ETR, a tal punto que puede considerarse un mineral indicador de la mineralización. Además de este piroxeno, otros minerales que ocurren intercrecidos o íntimamente asociados con los minerales de ETR son apatita, titanita, flogopita, calcita, hematita, cuarzo y fluorita (cuarzos 1 y 2; fluorita 1, ver inclusiones fluidas).

Estructura

Los rasgos estructurales más representativos del área del yacimiento son la marcada esquistosidad meridional de las metamorfitas, en parte modificada por las intrusiones graníticas, y el intenso diaclasamiento de las rocas graníticas.

En la zona del yacimiento se presentan tres sistemas principales de lineamientos, 240-320°, 0-10° y 50-70° (Viñas y Becchio, 1988). El primero corresponde a diaclasas rellenas con asociaciones minerales de tipo greisen (moscovita, cuarzo y pseudomorfos de óxidos/hidróxidos de hierro según pirita), de notable desarrollo en el monzogranito. La dirección de rumbo meridional coincide con la propuesta por Criado Roqué *et al*. (1981) para fallas regionales causantes del escalonamiento tectónico ascendente y el carácter subsecuente de algunos cursos de agua. El tercer lineamiento corresponde a diaclasas libres de filonaciones y se desarrolla tanto en el monzogranito como en la fenita.

La fenita, en particular, presenta sistemas de diaclasas de rumbo 20-40°, 290-320°, 0-10° y 50-70°, en orden decreciente de importancia. Las venas de calcita-fluorita-bastnäsita descriptas más abajo ocupan lineamientos de rumbo 60º.

El rumbo del eje mayor del óvalo fenitizado-mineralizado es nornoreste-sursuroeste y se puede asociar con el de fallas regionales. Las ocurrencias de zonas mineralizadas son discontinuas y sus contactos difusos, y no muestran control estructural, aunque entre algunos cuerpos se observan alineaciones de rumbo 50 a 70º y también norte-sur.

	7	8	9	10
SiO2	17,90	18,30	18,80	19,60
P2O5	4,13	5,31	2,88	3,04
CaO	15,10	16,20	13,60	13,70
Y2O3	1,73	1,78	1,87	1,82
La2O3	11,60	10,70	11,90	11,80
Ce2O3	29,40	28,50	29,80	29,20
Pr2O3	3,03	2,99	3,16	3,17
Nd2O3	10,60	10,20	10,60	10,90
Sm2O3	1,05	1,00	1,02	1,10
Dy2O3	0,31	0,28	0,28	0,28
ThO2	0,79	0,46	0,68	0,77
F	1,80	1,90	1,80	1,80
Total	97,44	97,62	96,39	97,18

Tabla 2. Valores microanalíticos de britholita de Rodeo de los Molles.

Mineralogía

Minerales de tierras raras. Los minerales de ETR son ricos en cerio. Britholita-Ce (Na, Ce, Ca)$_5$ [F(SiO$_4$PO$_4$)$_3$] y allanita-Ce se presentan como agregados macizos o en cristales euhedrales; en muchas muestras la allanita incluye a britholita. Ambos minerales se encuentran parcial o totalmente reemplazados por bastnäsita-Ce (Ce[F,CO$_3$] o thorbastnäsita; información más detallada puede consultarse en Gay y Lira (1984). Microanálisis con sonda de electrones permitieron investigar la composición de la britholita de Rodeo de los Molles (Steele *et al*., 1991), para la cual se obtuvo la siguiente fórmula estructural: $(ETRL_{2,730},Dy_{0,012},Y_{0,130},Th_{0,021},Ca_{2,121})_{5,01}(Si_{2,521},P_{0,438})_{2,96}O_{12}(OH,F)$. Los valores microanáliticos de britholita de Rodeo de los Molles se presentan en la tabla 2.

Formación de calcita. Se han reconocido al menos cuatro variedades texturales de calcita en el monzogranito y fenitas (granito álcali-feldespático y sienitas). Un tipo de calcita aparece como relleno de cavidades de contorno triangular entre cristales de egirina-augita. Una segunda variedad de calcita ocurre como parte del reemplazo pseudomórfico de titanita y como un subproducto de alteración de plagioclasa y egirina-augita. Una etapa tardía de precipitación carbonática está representada por calcita que rellena cavidades en clinocloro. El período final de depósito carbonático está definido por la presencia de venas de fluorita + calcita + bastnäsita. Una discusión más detallada sobre las paragénesis portadoras de calcita se da conjuntamente con los estudios isotópicos del C y O.

Venas portadoras de bastnäsita. Dos tipos de venas de bastnäsita se presentan asociadas espacialmente cortando a la fenita. El primer tipo se caracteriza por la asociación fluorita-calcita-bastnäsita, respetando la secuencia de cristalización indicada; es común observar fragmentos de fluorita violácea cementados por calcita amarillenta y menores cantidades de bastnäsita. En estas venas la bastnäsita suele reemplazar a la calcita. En el segundo tipo, fragmentos de material sienítico mineralizado que incluyen britholita, allanita, apatita, cuarzo y agregados de productos de alteración compuestos por clinocloro + sílice esferulítica + calcita + hematita, son cementados por bastnäsita. Las venas carbonáticas de Rodeo de los Molles son comparables, hasta cierto punto, con la bastnäsita epitermal de las Gallinas Mountains en Nuevo México, EEUU (Perhac y Heinrich, 1964).

Secuencia paragenética. La secuencia paragenética fue modificada parcialmente de Lira y Ripley (1992).

Las relaciones texturales y paragenéticas entre cuarzo y fluorita fundamentalmente, y también las diferentes ocurrencias de calcita, son de particular importancia pues éstos son los minerales elegidos para el estudio de inclusiones fluidas. Hay cuarzo anhedral que se asocia a britholita y allanita en los nódulos que se encuentran en los cuerpos aplopegmatoides. Se halla fluorita violácea paragenéticamente más tardía que el cuarzo anhedral y que ocurre en granos de distribución irregular que también incluyen a minerales de ETR. La fluorita violácea se asocia con la alteración carbonática de las fases tempranas de ETR (formación de bastnäsita), así como también con la generación de calcita a partir de egirina-augita, titanita y plagioclasa. Esta fluorita se encuentra también casi omnipresente dentro de

la fenita. Hay cristales de cuarzo y fluorita idiomorfos (hasta 10 cm de largo para el cuarzo y 2 cm de arista para la fluorita) cristalizados en cavidades miarolíticas, asociados a veces con uranotorita maciza o en cristales. Observaciones texturales indican que el cuarzo idiomorfo es paragenéticamente más temprano que la fluorita idiomorfa y que uranotorita. En términos de paragénesis es imposible separar el cuarzo anhedral del idiomorfo. Las inclusiones fluidas en ambos cuarzos muestran idénticas características y sugieren que ambos fueron precipitados bajo similares condiciones físico-químicas. El cuarzo granítico es simplemente el cuarzo anhedral de la fenita. Se identificaron al menos cuatro variedades texturales de calcita; la que rellena espacios triangulares entre cristales de egirina-augita; la que reemplaza a titanita, egirina-augita y plagioclasa; la que se asocia a baritina, ambas como pequeños cristales tapizando cavidades dentro de clinocloro, y calcita asociada a fluorita y bastnäsita en venas tardías. De los cuatro tipos texturales de calcita identificados, sólo en la asociada a baritina (cristales <1 mm) y en la de venas con fluorita y bast se identificaron inclusiones fluidas, unas pocas de las cuales brindaron información microtermométrica. En las venas de fluorita + calcita + bastnäsita, que cortan a las zonas mineralizadas más tempranas, se eligió fluorita violácea, el mineral paragenético más temprano de estas venas.

Alteración hidrotermal y formación de la mena

Existen varios indicadores mineralógicos y químicos que sugieren que el granito álcali-feldespático (fenita) fue producido por alteración hidrotermal. Los contactos entre el monzogranito y la fenita son graduales, aumentando la intensidad de la alteración hacia la fenita. Los principales cambios mineralógicos involucrados en el proceso de fenitización son el reemplazo de los feldespatos y la destrucción de la biotita y los óxidos de Fe y Ti monzograníticos. La fase mineral más importante en la fenita es la pertita, que se desarrolla a partir del microclino y de la plagioclasa primarios; relictos de feldespatos primarios se encuentran frecuentemente incluidos en granos mayores de pertita. La presencia de cristales de albita intersticial y de rebordes y penetraciones de albita en los granos de pertita indican la siguiente secuencia de reemplazos: feldespatos monzograníticos $\Rightarrow$ pertita $\Rightarrow$ albita. La biotita fue progresivamente convertida en hematita, anatasa y minerales arcillosos durante la fenitización. El decrecimiento de la relación Fe/(Fe+Mg) con el contenido de Ti en las biotitas, desde el monzogranito a la fenita, sugiere más bien un reequilibrio con los fluidos responsables de la alteración (pérdida de Fe y Ti, ganancia relativa de Mg) que una destrucción isoquímica de la biotita. La flogopita presente en las áreas sieníticas portadoras de mineralización de ETR no está alterada y evidencia haber cristalizado directamente de un fluido. Durante la fenitización, magnetita e ilmenita son convertidas en hematita y anatasa.

Para evaluar más detenidamente el proceso de fenitización, se efectuaron cálculos de balance de masas aplicados sobre roca total y composiciones minerales utilizando el método de Gresens (1967) (Lira y Ripley, 1992). Para probar la inmovilidad de los elementos se determinaron las relaciones de algunos de ellos versus aluminio. Los valores calculados Si/Al de todas las rocas yacen en el mismo rango sin embargo, existen diferencias pequeñas pero significativas en las relaciones K/Al, Na/Al y Ca/Al entre el monzogranito biotítico y la fenita, las cuales también son puestas en evidencia en los cálculos de Gresens (1967). La transformación de un monzogranito promedio a una fenita promedio indica pequeñas ganancias de K y Na, conjuntamente con una pérdida de Ca y Sr. Estos cambios químicos concuerdan con las relaciones interelementos y con las composiciones de los fluidos estimadas a partir de los estudios de inclusiones fluidas.

En la transformación monzogranito Þ fenita, existen dos reacciones particularmente significativas. La primera es el reemplazo de microclino y plagioclasa por pertita; los datos modales y composicionales indican que es necesaria la adición de Na para satisfacer tal transformación y como no existe otra fuente de Na disponible en el volumen de roca considerada, se entiende que un fluido portador de Na fue infiltrado en el sistema de alteración. La segunda reacción es la transformación de biotita en hematita, anatasa, clinocloro y caolinita; relictos de biotita se encuentran a menudo incluidos en agregados compuestos por las asociaciones de alteración, y aún cuando la alteración ha sido completa, se pueden identificar los contornos de los cristales tabulares originales.

Teniendo en consideración estas reacciones mineralógicas, se elaboró una reacción mineral-fluido completa, representativa de la conversión de monzogranito biotítico a fenita, siguiendo los procedimientos generales delineados por Ferry (1985). Se consideró como composición de roca total a la del monzogranito promedio, usando un volumen de referencia de 1.000 cm^3 y una densidad medida de 2,63 gramos por centímetros cúbicos.

La reacción completa del pasaje monzogranito a fenita puede escribirse como: 0,089 biotita + 0,028 ilmenita + 0,228 magnetita + 0,225 $CaAl_2Si_2O_5$ + 1,354 cuarzo + 0,272 Na^+ + 0,268 K^+ + 0,188 H_2O + 0,511 O_2 = 0,272 $NaAlSi_3O_8$ + 0,437 $KAlSi_3O_8$ + 0,049 anatasa + 0,454 hematita + 0,019 caolinita + 0,039 clinocloro + 0,225 Ca^{2+} + 0,090 H^+. Esta reacción concuerda con las observaciones petrográficas y con los resultados de los cálculos de Gresens (1967).

El Ca liberado de la reacción anterior puede haber sido utilizado en la formación de calcita tardía o en las asociaciones portadoras de ETR en minerales como apatita, britholita, allanita, titanita, egirina-augita y fluorita. La única diferencia significativa entre un cuerpo sienítico débilmente mineralizado y una fenita estéril es la ganancia de Ca con respecto al protolito; el volumen de referencia del protolito monzogranítico contiene 0,85% en peso de CaO, pudiendo liberar 0,225 moles de Ca durante el proceso de fenitización. En las áreas sieníticas mineralizadas el contenido de Ca aumenta bruscamente, promediando 3,5% en peso (º 1,57 moles/1.000 cm^3). Es posible entonces que el Ca

presente en los cuerpos mineralizados sea de derivación local, siendo innecesario recurrir a una fuente de aporte externa. Los cálculos de balance de masas también indican que la destrucción de la biotita libera suficiente cantidad de Mg para justificar el utilizado en la formación de flogopita y egirina-augita. Es posible entonces que tanto Mg como Ca hayan sido más bien redistribuidos durante la fenitización, que productos aportados de origen externo.

Geoquímica

Análisis químicos representativos de muestras de superficie de las tres anomalías principales se presentan en la tabla 1. La mineralización del yacimiento presenta enriquecimiento en ETR livianas, cuya sumatoria es del 95% en peso, correspondiendo el 5% restante a ETR pesadas. El promedio de ~120 análisis indican que las ETR livianas más abundantes son, en orden decreciente: Ce (50,73%), La (25,55%), Nd (16,05%), Pr (4,21%) y Sm (1,71%); con respecto a las ETR pesadas, el más abundante es el Y (2,62%), luego Gd (1,10%), seguidos por Dy (0,54), Er (0,26%), Yb (0,18%) y Lu (0,02%).

Los patrones distributivos de ETR muestran perfiles similares para las distintas litologías, diferenciados por sus contenidos relativos de ETR. Las rocas portadoras de mineralización manifiestan el predominio de ETR livianas (La-Ce-Nd) debido al control selectivo de la mineralogía (britholita-Ce, allanita-Ce y bastnäsita-Ce). El monzogranito y la fenita estériles presentan un débil enriquecimiento en ETR pesadas (Er-Yb-Lu).

En la anomalía Norte los análisis permitieron distinguir dos cuerpos mineralizados de morfología irregular y heterogéneos. El cuerpo AG20 es el de mayor importancia en todo el yacimiento, tiene un espesor superior a los 24 m y leyes de hasta 5% con un promedio de 2% de óxidos de tierras raras. Otro cuerpo es AG28, con un espesor de 17 m e igual ley promedio que AG20. Otros cuerpos menores contienen leyes entre 2,28% y 1,26%, con espesores entre 4 y 10 metros.

En la anomalía La Juli se perforaron sistemáticamente 1.808 m hasta profundidades de 30 m con mallas regulares en sectores anómalos como los cuerpos La Juli, Estación D, AG36 y AG39. El área cubierta por los sondeos equivale al 1% de la superficie total del sector fenitizado (Viñas, 1992).

Microtermometría de inclusiones fluidas

Los estudios de inclusiones fluidas fueron efectuados sobre esquirlas de cuarzo y sobre fragmentos de clivaje de fluorita y calcita asociados a la mineralización de ETR y torio. Especificaciones sobre la selección de muestras, las metodologías analíticas utilizadas y los criterios de clasificación de inclusiones fluidas pueden consultarse en Lira y Ripley (1990a, 1991).

Las dimensiones de las inclusiones fluidas varían entre <5 y >100 mm; las inclusiones medidas más pequeñas tienen entre 5 y 10 mm en fluorita idiomorfa y las mayores superan los 100 mm en fluorita violácea.

El cuarzo anhedral y el euhedral alojan dos poblaciones bien diferenciadas de inclusiones fluidas, primarias y secundarias. Las inclusiones identificadas como primarias generalmente se presentan agrupadas, con morfologías de cristales negativos pobremente desarrollados o irregulares; son acuosas y contienen dos fases (L>V). Las temperaturas de homogeneización varían entre 356 y más de 535 °C, y las temperaturas de congelamiento indican salinidades entre 15 y 25% p. eq. NaCl.

Fluorita violácea. En la fluorita violácea las Th (total) de inclusiones primarias varían entre 335 y 340 °C y las salinidades son bajas, entre 4,3 y 6,4 p. eq. NaCl. Las Th para las inclusiones secundarias son inferiores a las de las primarias, en el rango 284 hasta 309°C, mientras que las salinidades son más elevadas (9,1 a 10,4% p. eq. NaCl). Las Th del CO_2 varían entre 28,8 y 30,8ºC (cerca del punto crítico en las secundarias). Para ambos tipos el CO_2 funde a -56,7 ± 0,2 °C.

Las inclusiones primarias en fluorita anhedral están compuestas de H_2O (L>V)+S. Las Th varían entre 271 y 303°C y sus salinidades entre 35 y 37% p. eq. NaCl, estimadas a partir de las temperaturas de disolución de halita. Las inclusiones primarias poseen las salinidades más elevadas encontradas en el área de Rodeo de los Molles.

Las inclusiones fluidas encontradas en fluorita vetiforme son acuosas (L+V), sin CO_2 visible. Las Th varían entre 125 y 256 (promedio= 183 °C) y las salinidades entre 14,5 y 21% p. eq. NaCl (Lira y Ripley, 1991).

Los fluidos asociados con la transformación metasomática-hidrotermal del monzogranito a granito álcali-feldespático y cuarzo-sienita álcali-feldespática están representados por las inclusiones fluidas primarias contenidas en cuarzo. Se piensa que estos fluidos, además de ser responsables de la cristalización de britholita y allanita, estuvieron involucrados en las reacciones de intercambio catiónico entre feldespatos y en la formación de apatita, titanita y egirina-augita.

Estudios isotópicos

Las metodologías empleadas en la extracción de fluidos y en las mediciones de las relaciones isotópicas, así como los resultados de las medidas de isótopos estables, pueden consultarse en Lira y Ripley (1992).

Los rangos de los valores de $\delta^{18}O$ de varios minerales son los siguientes: cuarzo: 8,6-11,1 ‰; feldespato: 7,8-10,6 ‰; biotita: 5,7-7,9 ‰; moscovita: 6,1-7,2 ‰; egirina-augita: 6,8-7,8 ‰; clinocloro: 2,3-3,8 ‰, y calcita: 5,2-26,7 ‰, variable según el estadio paragenético. Los valores δD en moscovita y biotita generalmente caen entre -83 y -102 ‰ con algunos valores más livianos (-102 a -135 ‰) restringidos a la zona marginal noroeste del stock. Los valores δD de roca total son comúnmente 20 a 40 ‰ más livianos que los valores δD en biotita. Las cifras de isótopos del carbono

en carbonatos son relativamente livianas, en el rango de -7,8 a 13,5 ‰ $\delta^{13}C$.

Fenitización y mineralización. Las evidencias de campo y los datos petroquímicos sugieren que el área fenitizada y mineralizada de Rodeo de los Molles fue el resultado de la infiltración localizada de fluidos. La transición gradual entre la fenita y el monzogranito circundante sugieren que el frente de transformación se desplazó en sentido centrífugo desde el centro de la zona fenitizada. Los estudios de inclusiones fluidas han documentado una compleja historia de múltiple migración fluida en sistema abierto en la zona mineralizada.

Los valores $\delta^{18}O$ del cuarzo asociado a los minerales de ETR y del cuarzo presente en cavidades miarolíticas en la fenita sugieren equilibrio con fluidos de origen magmático. Usando una temperatura de entrampamiento de ~600 °C y el factor de fraccionamiento cuarzo- H_2O de Matsuhisa *et al*. (1979), se obtiene un valor $\delta^{18}O$ de H_2O en equilibrio con cuarzo de ~10 ‰, valor que es típico de un fluido derivado de fuentes magmáticas. Utilizando temperaturas entre 400 y 550°C, los valores $\delta^{18}O$ de egirina-augita también sugieren equilibrio con un fluido de $\delta^{18}O$ entre 8 y 10 ‰, valores que concuerdan con los de un fluido de origen magmático-hidrotermal.

Los valores δD de roca total tanto en fenitas estériles como mineralizadas son similares a los del monzogranito biotítico, indicando que la producción de clinocloro y caolinita a partir de biotita no produjo grandes cambios isotópicos en el fraccionamiento H-D, y también que los fluidos involucrados en la fenitización deben haber sido isotópicamente similares a aquellos que se equilibraron con los minerales arcillosos presentes en el monzogranito. Sin embargo, los valores δD de la fenita favorecen la interpretación de haber equilibrado con un fluido deprimido en D producido durante los últimos estadios de exsolución de vapores magmáticos. Esta interpretación encuentra apoyo en los valores $\delta^{18}O$ en cuarzo y egirina-augita de las áreas mineralizadas.

Una posterior etapa de alteración se reconoce por la transformación de egirina-augita en clinocloro y por la cristalización de agregados compactos de clinocloro en las áreas de mineralización. El agua total contenida en las rocas de áreas mineralizadas con ETR puede ser explicada por el agua contenida en clinocloro de formación tardía (δD ~-100 ‰, $\delta^{18}O$= 2,26-3,76 ‰). El valor $\delta^{18}O$ del agua en equilibrio con clinocloro tardío calculada a 200-300 °C se estima entre 2,2 y 4,7 ‰ (Taylor, 1979). Estos valores $\delta^{18}O$ H_2O son similares a aquellos calculados a partir de la calcita que se presenta en cavidades dentro del clinocloro macizo y sugiere la participación de agua meteórica en los últimos períodos de alteración y de génesis carbonática (ver más abajo).

Varios minerales asociados a la mineralización de ETR fueron seleccionados para estudios geocronológicos. Se analizaron feldespato potásico, egirina-augita, britholita y bastnäsita asociados en los cuerpos pegmatoides, representantes de los estadios tempranos de mineralización; además se concentró calcita, fluorita y bastnäsita paragenéticos de venas tardías que atraviesan a la mineralización primaria.

A excepción del feldespato potásico, el resto de los minerales analizados sólo contienen algunos pocos ppm de Rb, mientras que las concentraciones de Sr son muy elevadas y por lo tanto la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ medida es prácticamente considerada la relación inicial en el momento de la formación de estos minerales.

Los valores $^{87}Sr/^{86}Sr$ en britholita (0,703500), egirina-augita (0,704000) y bastnäsita que reemplaza a britholita en las asociaciones nodulares más tempranas (0,703982), al igual que fluorita (0,703380), bastnäsita (0,704050) y calcita de venas tardías, sugieren que los fluidos responsables de la mineralización de ETR son típicamente derivados del manto. Los valores obtenidos en dos muestras de calcita de venas que cortan a la mineralización primaria varían entre 0,703370 y 0,710340; la primera de las muestras retiene valores fuertemente conectados con el manto mientras que la de relación más elevada presenta indicios de la influencia posiblemente contaminante de materiales corticales. Esta última posibilidad se encuentra apoyada por los bajos valores $\delta^{13}C$ en este mismo tipo de calcita de venas y en el resto de los carbonatos, cuyo carbono indicaría provenir de la lixiviación de granitoides originados por fusión de materiales sedimentarios portadores de C orgánico; concordantemente, el stock de Las Huertitas tiene las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ más altas halladas entre los stocks integrantes del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas (0,7136-0,71818; Brogioni, 1991).

El feldespato potásico contiene 273 ppm de Sr y 1.088 ppm de Rb, con una relación $^{87}Rb/^{86}Sr$= 11,54. La insuficiente proporción de Rb en las restantes fases minerales impidió la construcción de isocronas por lo que la edad de la mineralización fue obtenida utilizando la relación $^{87}Rb/^{86}Sr$ del feldespato potásico y las relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ del resto de los minerales. La edad del feldespato potásico confrontada con las relaciones iniciales de las distintas fases varía entre 176 y 172 Ma, obteniéndose una edad de 174 ± 2 millones de años. Estas cifras indican actividad magmática/hidrotermal durante el Jurásico medio, edad que permitiría vincular este evento a los albores del magmatismo básico alcalino iniciado en el Jurásico medio y extendido hasta el Terciario inferior, como parte del denominado «Complejo volcánico basalto olivínico alcalino» (Llambías y Brogioni, 1981). Probablemente, entre sus parientes alcalinos vecinos más jóvenes (Cretácico superior), se encuentran los basaltos olivínicos con melilita de Las Chacras y las nefelinitas olivínicas de Villa Mercedes-Chaján (López y Solá, 1981), así como las pegmatitas ijolíticas del Cerro La Madera (Chaján) (Galliski *et al*., 1992, 1996). Estas rocas alcalinas se habrían emplazado durante el período extensional vinculado al desmembramiento de Gondwana y a la apertura del Atlántico Sur, definido por Ramos (este volumen) como «Ciclo Extensional Gondwánico».

MODELO GENÉTICO

La información de campo, petrográfica y química indica que la mineralización de ETR en el yacimiento Rodeo de los Molles se localiza en una fenita generada por alteración hidrotermal del monzogranito biotítico hospedante. La mineralización de ETR está más estrictamente confinada a las áreas de cuarzo-sienitas álcali-feldespáticas y de sienitas álcali-feldespáticas modales dentro de la fenita. Los minerales primarios de ETR son ricos en Ca (por ej., britholita, allanita) y están asociados con apatita, egirina-augita, flogopita, cuarzo y fluorita. La flogopita es un mineral precipitado y no un producto relíctico de la alteración de biotita monzogranítica. Un continuo flujo fluido localizado en el área de mineralización produjo la alteración de britholita y allanita en bastnäsita, y de egirina-augita en epidoto o en sílice esferulítica, calcita, clorita y hematita. Calcita de origen tardío se presenta asociada a baritina en cavidades dentro de clinocloro y en venas.

Los estudios de inclusiones fluidas indican una compleja historia de migración e interacción de fluidos en sistema abierto con las rocas monzograníticas hospedantes. Los fluidos responsables del depósito de la mineralización de ETR y del cuarzo, así como de la transformación del monzogranito en granito álcali-feldespático, y localmente en cuarzo-sienita álcali-feldespática, fueron de temperatura relativamente alta (Th= 356-535°C) y salinidad moderada (15-25% p. eq. ClNa). La introducción de un fluido portador de CO_2 (XCO_2= 0,13-0,07) tuvo como resultado el reemplazo parcial de britholita-allanita por bastnäsita y de titanita, plagioclasa y egirina-augita por calcita. Este fluido fue de temperaturas moderadas (Th en F1= 335-340°C) y salinidades bajas, entre 4,3 y 6,4% p. eq. ClNa. El depósito de uranotorita y de óxidos de Mn-Ba es paragenéticamente posterior a la mineralización de ETR y está asociado con fluidos de alta salinidad (35-37% p. eq. ClNa) y moderada temperatura (Th de inclusiones primarias en fluorita asociada = 271 -303°C). La bastnäsita en venas que cortan a la mineralización de ETR temprana se vincula a fluidos acuosos de baja temperatura y salinidades moderadas (Th en Fv= 125-256 °C, 14,5-21% p. eq. ClNa).

Los datos de isótopos estables indican que durante los períodos iniciales de fenitización estuvieron involucrados fluidos de origen magmático. Los valores δD en biotita y moscovita son relativamente bajos, siendo interpretados como el resultado de la exsolución de una fase vapor enriquecida en deuterio del magma parental del monzogranito. Los valores $\delta^{18}O$ en feldespatos sugieren haberse originado a partir de intercambio con un fluido magmático ($\delta^{18}O$ ~8 ‰) a temperaturas cercanas a los 500°C y con relaciones agua/roca inferiores a 1. Los fluidos magmáticos que depositaron egirina-augita y cuarzo también se caracterizan por sus valores $\delta^{18}O$ cercanos a ~8 ‰.

Tanto los estudios petroquímicos como los isotópicos apoyan la generación de la fenita debida a alteración hidrotermal del monzogranito biotítico por fluidos de origen magmático que fueron canalizados hacia el techo del intrusivo de Las Huertitas. La continua infiltración fluida produjo áreas ricas en Ca con mineralización de ETR, dentro de las fenitas. Las relaciones de balance de masas sugieren que tanto el Ca como el Mg en las zonas mineralizadas podrían haber resultado más bien de una redistribución del Ca y del Mg inicialmente presente en la roca fenitizada, que por adición desde una fuente externa. Etapas más tardías de alteración carbonática y de emplazamiento de venas de fluorita-calcita-bastnäsita fueron generadas con la participación de infiltración de aguas meteóricas ($\delta^{18}O$ ~-2 a -3 ‰, δD cambiante de -100 a -40 ‰), que fueron gradualmente evolucionando hacia valores isotópicos similares a los de las actuales aguas meteóricas ($\delta^{18}O$ ~-4 ‰, δD ~-22 ‰). Pequeños fragmentos de asociaciones minerales primarias de ETR cementados por bastnäsita en venas tardías, sugieren que la mineralización secundaria de ETR pudo haber derivado de la disolución parcial de mineralización primaria.

Se piensa que los fluidos exsueltos son responsables de la introducción de álcalis (Na y K), y de ETR livianas, Th y U . Su origen podría atribuirse a un cuerpo intrusivo de naturaleza alcalina que subyace a la zona fenitizada oculto en profundidad. Los datos geológicos regionales aportados por Brogioni (1987), relacionados con la intrusión tardío-cinemática a postectónica de varios stocks diapíricos en una megafractura noroeste-sureste en el Devónico-Carbonífero inferior, y la sugerencia de un área vinculada a un ambiente de pre-rift, son compatibles con la información geoquímica y la localización geográfica del yacimiento Rodeo de los Molles hospedado en el stock de Las Huertitas. Esta ubicación geográfica regional parece constituir una antigua faja de debilidad cortical y de fracturación profunda (López y Solá, 1981), groseramente coincidente con la localización de zonas de sutura del orógeno pampeano (Ramos, este volumen). Los valores de las relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ en minerales de ETR y fases asociadas indican que los fluidos responsables de los eventos de mineralización son típicos derivados del manto superior. Sin embargo, a pesar de que las asociaciones mineralógicas y la geoquímica de la alteración sugieren una filiación carbonatítica (Lira y Ripley, 1990b), no existen hasta la fecha suficientes elementos de juicio para una infalible discriminación entre las dos fuentes parentales de la mineralización más probables, carbonatitas o granitos alcalinos tipo A. En uno u otro caso se trata de un yacimiento hidrotermal relacionado a rocas alcalinas.

Brogioni (1993) ha demostrado que la intrusión del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas comenzó con el emplazamiento del stock de La Mesilla en el límite Silúrico-Devónico (Rb/Sr ~ 408 ± 25 Ma) y culminó en el Carbonífero inferior con la consolidación de los plutones de Las Chacras (K/Ar, Rb/Sr, ~336-320 Ma y Potrerillos (K/Ar ~335±17 Ma) (figura 1), representando estas últimas edades, la culminación de la actividad magmática granítica en las Sierras Pampeanas Orientales de San Luis. El ambiente geotectónico de emplazamiento de los distintos stocks del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, incluyendo el

de Las Huertitas, fue indicado como de arco volcánico con gradación a intraplaca por Brogioni (1993). Este representaría el ambiente pre-extensional generador de los granitoides predecesores, que actuarían como parte del metalotecto de los futuros eventos mineralizadores.

La naturaleza compuesta del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas es particularmente significativa, como evidencia de múltiples períodos de introducción de pulsos fluidos que pueden guardar correlación con cristalización magmática y exsolución fluida en profundidad. Las recientes dataciones radimétricas Rb/Sr señalan que el postulado evento magmático responsable de la generación de fluidos alcalinos y del proceso de fenitización-mineralización ocurrió en el Jurásico medio (174±2 Ma). La existencia de focos intrusivos de naturaleza alcalina no aflorantes indica, por las características geoquímicas y la información geocronológica, estar emparentada con las etapas iniciales del temporal y espacialmente extendido magmatismo básico alcalino que afectó a las Sierras Pampeanas Orientales de San Luis y Córdoba entre el Jurásico medio y el Terciario inferior. Ello implica la inserción de un nuevo ciclo metalogenético Jurásico en la Sierra de San Luis, que posdata y precede, respectivamente, a los ciclos Precámbrico-Paleozoico y Terciario distinguidos por Malvicini *et al*. (1991).

BIBLIOGRAFÍA

Brogioni, N., 1987. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis: Geología y edad. International. *Symposium on Circum-Pacific Phanerozoic Granites, 10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 54-60.

Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos,* 1: 766-770.

Brogioni, N., 1993. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis: Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 54-60.

Costarelli, R., R. Lira, O. Valentinuzzi y N. Viñas, 1992. Recovery of lanthanides by acid leaching from alkali-feldspar granite-syenite rocks, Rodeo de los Molles deposit, San Luis, Argentina. En: *Rare Earths '92 in Kyoto, International Conference on Rare Earths, Japan. Abstract,* PIT-10, 130-131.

Criado Roqué, P., C. Mombru y V. A. Ramos, 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis, 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 155-192.

Ferry, J. M., 1985. Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 91: 283-304.

Galliski, M. A., R. Lira y J. C. Oyarzábal, 1992. Los pegmatoides foidíferos del Cerro La Madera, provincia de Córdoba: Mineralogía y paragénesis. En Brodtkorb, M. K. de e I. B. Schalamuk, *1º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas,* 2: 393-404.

Galliski, M. A., M. Dorais y R. Lira, 1996. Las pegmatitas ijolíticas de La Madera, provincia de Córdoba: Quimismo de sus minerales y modelo genético. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 207-225.

Gay, H. D. y R. Lira, 1984. Mineralización torífera y de tierras raras en el extremo septentrional del batolito de Las Chacras, San Luis. *9º Congreso Geológico Argentino,* 7: 342-356.

Gordillo, C. E. y A. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *En: 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 1: 577-650. Córdoba.

Gresens, R. L., 1967. Composition-volume relationships in metasomatism. *Chemical Geology,* 2: 47-65.

Kilmurray, J. O. y L. M. Villar, 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis, 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 33-54.

Lira, R., 1982. Informe de las actividades desarrolladas por la comisión Nº2 de revisión de anomalías aéreas durante el mes de Diciembre de 1982. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno, inédito.

Lira R. y E. M. Ripley, 1990a. Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, Central Argentina. *Geochimica et Cosmochimica, Acta,* 54: 663-671.

Lira, R. y E. M. Ripley, 1990b. Estudios geoquímicos y genéticos del yacimiento de tierras raras y torio Rodeo de los Molles, Sierra de San Luis, Argentina. En: *1º Jornadas de Tierras Raras,* Córdoba, 4 pp.

Lira R. y E. M. Ripley, 1991. Reply to Comment by A.E. Williams-Jones and S. A. Wood on «Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, central Argentina». *Geochimica et Cosmochimica, Acta,* 55: 2065-2066.

Lira, R. y E. M. Ripley, 1992. Hydrothermal alteration and REE-Th mineralization at the Rodeo de Los Molles deposit, Las Chacras batholith, central Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 110: 370-386.

Llambías, E. J. y N. Brogioni, 1981. Magmatismo mesozoico y cenozoico. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis, 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 101-115.

López , M. G. y P. Solá, 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes-Chaján, provincias de San Luis y Córdoba. *8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas,* 4: 967-978.

Malvicini, L., A. Ortiz Suarez, G. Sosa, H. Ulacco y G. Ramos, 1991. El ciclo metalogenético Precámbrico- Paleozoico de la Sierra de San Luis, República Argentina. *6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos,* 1: 101-105.

Matsuhisa, Y., J. R. Goldsmith y R. N. Clayton, 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-

water. *Geochimica et Cosmochimica, Acta,* 43: 1131-1140.

Muñoz, J., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. En: Bailey, S.W. (Ed.): Micas. Reviews in Mineralogy, 13. *Mineralogical Society of America,* pp. 469-495, Washington, DC.

Perhac, R. M. y E. Wm. Heinrich, 1964. Fluorite-bastnaesite deposits of the Gallinas Mountains, New Mexico and bastnaesite paragenesis. *Economic Geology,* 59: 226-239.

Steele, I. M., R. Lira y E. Olsen, 1991. *Chemistry of britholite from Oka, Quebec and Las Chacras Batholith, Argentina.* Unpublished report, 4pp.

Viñas, N., 1992. Exploración de subsuelo mediante sondeos y laboreos mineros en la Anomalía La Juli, yacimiento Rodeo de los Molles. Cálculo de reservas. *Michelotti e Hijos S.R.L.,* informe interno, 52 pp., inédito.

Viñas, N. y R. Becchio, 1988. Levantamiento radimétrico general minas Nanum, Nimbus, Osiris y Zeus, provincia de San Luis. *Michelotti e Hijos S.R.L.*, informe interno, 13 pp., inédito.

Viñas, N. y J. Gaiero, 1990. Exploración subprofunda mediante sondeos y laboreos mineros en la Anomalía Norte, yacimiento Rodeo de los Molles. *Michelotti e Hijos S.R.L.,* informe interno, 86 pp., inédito.

Yrigoyen, M. R., 1981. Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis: síntesis. En: Yrigoyen, M.R. (Ed.): Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. *8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 7-32.

Lurgo Mayón, C. S., 1999. Depósitos polimetálicos ricos en níquel, cobalto y arsénico de la Cordillera Oriental, Jujuy y Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 999-1004, Buenos Aires.



DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS RICOS EN NÍQUEL, COBALTO y ARSÉNICO DE LA CORDILLERA ORIENTAL, JUJUY Y SALTA

Carlos S. Lurgo Mayón[1]

INTRODUCCIÓN

Se describen depósitos localizados en el noroeste argentino como: La Niquelina y Esperanza, en Salta y La Purísima-Rumi Cruz, en Jujuy.

LA NIQUELINA

Ubicación

Se localiza en Rodeo de Tuctuca, sobre Quebrada Blanca, afluente izquierdo del arroyo Putu, al sureste del cerro Chalhuamayoc, en el departamento de Santa Victoria. Dista 73 km al sureste de La Quiaca y 30 km al oeste y algo al norte del abra del Cóndor, a una altura comprendida entre 4.560 y 4.700 m s.n.m. Sus coordenadas son 22°22'36" de latitud sur y 65°13'42" longitud oeste.

Leyes, reservas y producción

Las leyes tienen valores promedio de Ni entre 0,45% y 1,65%. El Pb alcanza tenores entre 2,5% y 30 %, y el Zn con leyes variables entre 1,5 % y 21% (Angelelli, 1984). Sobre muestras seleccionadas los valores de Ni alcanzan 20-23,96 %, el Co varía entre 0,47% y 1,76 %, mientras que el As se ubica entre 26,6º% y 31,46 %.

Laboreos

Existieron importantes desarrollos exploratorios centrados en 3 grupos: el del suroeste con 7 labores, de la labor 1 corresponde a una galería abierta en pizarras y cuarcitas con 45 m de largo. El sector central con las labores L8 y L9 que llegaron a 180 m de desarrollo, el noreste con L12 y L13 y L14 consistentes en galerías de 70 a 90 metros. Además hay 3 piques de 4 a 5 m de profundidad.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Fue descubierto en 1944 por Fernández Aguilar y estudiado por Angelelli (1950) y Fernández Lima (1953) quien efectuó un levantamiento de las labores accesibles, con muestreo sistemático.

GEOLOGÍA REGIONAL

La mina se emplaza en la vertiente oriental de la Sierra de Santa Victoria, sobre el deslinde entre la Puna y la Cordillera Oriental. En el área afloran rocas del Ordovícico y Cámbrico afectadas por una tectónica de bloques con alineación noreste-suroeste.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El yacimiento es vetiforme y se emplaza en areniscas cuarcíticas silicificadas del Cámbrico superior (Formación Chalhuamayoc) y pelitas silicificadas del Ordovícico (Formación Santa Rosita), integradas en un bloque limitado por fallas inversas. En la ladera oriental de Quebrada Blanca afloran areniscas cuarcíticas blancas silicificadas y en la occidental lutitas pizarrosas grises azuladas con tonos rojizos, manchas y motas ferrosas. Ambas presentan rumbo N40°E e inclinan 60°NO. Las pizarras contienen intercalaciones de cuarcitas con potencias de hasta 1 metro. Son co-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

múnes láminas de cuarzo entre los planos de pizarras y finas venillas de hematita (Fernández Lima, 1953).

Una falla inversa limita el paquete mineralizado por el este, fenómeno que podría discontinuar el depósito.

Morfología

El sistema vetiforme está constituido por cuerpos cortos y discontinuos que se desarrollan intermitentemente sobre un cuadrilátero de 0,32 kilómetros cuadrados. Las vetas corresponden al tipo de relleno de falla con presencia de brechas en pizarras, invadidas por los dos pulsos mineralizantes. La mineralización también se distribuye en diaclasas de la unidad pelítica o como impregnación en cuarcitas, conformando cuerpos tabulares. La zona está atravesada por numerosas guías de cuarzo blanco lechoso que se presenta siguiendo los planos de fisilidad de las lutitas y pizarras. El mineral se encuentra en un sistema muy dispar e irregular con rumbos predominantes N40°O a 70°O. El yacimiento presenta 6 vetas principales y una zona de impregnación en diaclasas. Dos de las unidades se exponen en las inmediaciones del campamento y el resto 800 m al norte. El relleno de las vetas está constituido por abundante material brechoso de la roca de caja dentro del cual se localiza la mineralización.

En la veta sur (Angelelli, 1950) se abrieron 55 m de socavón con estocadas y chimeneas. La labor N°2 consiste en una galería de 29 m que seguía una veta de 1,5 a 3 m de potencia. La veta principal tiene potencias entre 1 y 1,5 metros.

Mineralización

Fue estudiada en detalle por Brodtkorb (1973). En general la mineralización se encuentra finamente diseminada y en venillas delgadas de hasta a 1 mm de espesor. Los minerales primarios del depósito son pechblenda, gersdorffita, niquelina, calcopirita, esfalerita, galena, tetraedrita y pirita.

El primer mineral en depositarse es la pechblenda, que conforma bandas botroidales o granos redondeados. Presenta fisuras invadidas por calcopirita y a veces por gersdorffita. Rara vez se constatan impregnaciones de pechblenda con sulfuros.

La gersdorffita se presenta diseminada y esporádicamente asociada con pechblenda y sulfuros. Posteriormente precipita calcopirita y esfalerita y en menor cantidad galena, tetraedrita y pirita. Estos minerales están asociados y diseminados en la lutita.

El segundo grupo de minerales en depositarse conforma estructuras macizas y consiste en niquelina fuertemente zonal, con frecuentes venillas que la atraviesan. Se intercala con gersdorffita. En pequeñas cantidades se observa bismuto nativo y argentita dentro de la niquelina. Continúan maucherita, calcopirita, millerita tabular con dimensiones menores a 100 μ, argentita y bismuto nativo en chispas de 50 μ , que cristalizaron a más bajas temperaturas. La argentita alotriomorfa se asocia con los sulfuros. Entre los minerales supergénicos hay annabergita, hematita, limonitas y cobre color. La ganga está constituida por cuarzo predominante y en menor proporción siderita.

En los rellenos de diaclasas la niquelina aparece tapizando las paredes en delgadas costras con superficie rugosa y en las vetas, así como en masas con estructura laminar y mezclados con galena y esfalerita, o bien diseminados entre sulfuros y el material de ganga. También la niquelina fue observada impregnando a la cuarcita de la caja, en forma de puntos o venillas sobre espesores variables.

MINA ESPERANZA (ex-Chacabuco)

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Se encuentra situada en el valle del río San Juan, 85 km en línea recta al noreste de la estación Iturbe, del FCGB en el departamento Iruya, y a 6 km de la localidad homónima, y a 2.600 m s.n.m, emplazada sobre la pendiente oriental del Cordón de Zenta.

Leyes, reservas y producción

Durante la rehabilitación efectuada en 1944 se extrajeron 100 t de mineral con 30% de Cu y 150 t de mena plumbo-cuprífera. El mineral comprendido entre el nivel –18 y la superficie, en la veta principal, se explotó en emprendimientos de principios de siglo y en la década de los años 30. Las leyes de U_2O_3 varían entre 0,14 % y 0,37%, el Zn entre 9,75 % y 10,3 %, el Pb se encuentra con tenores de 10% al 21% y el Cu entre 19 y 23 %., siempre sobre la veta principal. Asimismo se extrajo uranio durante 1960. En esa oportunidad la CNEA realizó una prospección radimétrica en todos los niveles accesibles, sin llegar a valores de interés. El mencionado organismo adquirió 17 t de mineral de uranio para ensayos y realizó labores en busca de un clavo de supuesta pechblenda, cuyo hallazgo se frustó al localizarse dicha posición subterránea rellena con material ya explotado. De estas labores surge que la mina fue trabajada a niveles aún más bajos que –125 metros. La CNEA llegó a la conclusión que una reserva de mineral nuclear con dimensión moderada a pobre se encontraría –75 m por debajo de socavón Chacabuco.

Sistema de explotación

Presenta 4 labores principales, siendo el socavón Chacabuco el más importante con 350 m de largo y donde se realizara el laboreo más importante y el socavón Santa Ana de 130 metros. El resto de las labores incluyen otros socavones, piques, chimeneas y trabajos de realce. Todos están parcialmente inundados y derrumbados.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Fue descubierto en 1870 y se denominó Mina Chacabuco en las primeras crónicas. Fue explotada por primera vez en 1907 y en 1935 a menor escala. En 1944 la Cía Argentina de Explotaciones Mineras procedió a su reahabilitación temporaria. En 1960 la CNEA realiza levantamientos geológicos, labores de exploración y geofísica, identificando porciones del clavo principal, relativamente rico en U_2O_3 que se encuentra 75 m más bajo que el nivel Chacabuco (Lobos, 1960). A juicio de la CNEA la escasez de reservas no compensaba los altos costos de desagote, enmaderado y otros. Durante los años 70 la Dirección Provincial de Minas de Salta, concretó tareas de exploración que mejoran el conocimiento de la mineralización concentrada en la zona del clavo, registrándose una pequeña actividad minera. Desde esa fecha la mina permanece inactiva.

ANTECEDENTES LEGALES

Fue registrada como mina de cobre con la cesión de 2 pertenencias de 300 x 300 m (1941): Pertenencia Eda que cubre la veta principal y trabajos en ejecución y Pertenencia Lilia que cubre otras vetas sin explotar distantes aproximadamente 1.000 m de la anterior.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Sierra de Zenta, en cuya ladera oriental se implanta el depósito, corresponde a la morfoestructura Cordillera Oriental, en un sector caracterizado por unidades precámbricas, cámbricas y ordovícicas. Los primeros corresponden a metapelitas de la Formación Puncoviscana. Las segundas son psamitas rojizas del Grupo Mesón.

La tectónica principal de esta unidad morfológica consiste en extensas fallas norte-sur, ligeramente orientadas noreste, de alto ángulo, con planos de buzamientos al oeste. Una trama de fracturas menores cruza las anteriores con varias direcciones, siendo significativas en densidad e intensidad en el distrito de mina Esperanza. Con ellas se correspondes las vetas Chacabuco, Potrerillos y Potrero. En los alrededores del yacimiento hay filones de rocas básicas y andesitas claras.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

La caja de la mineralización está formada por rocas de Formación Puncoviscana consistente en metagrauvacas, pizarras verdes y filitas, así como cuarcitas y lutitas de tono rojizo del Cámbrico-Ordovícico. Presentan rumbo general norte-sur y buzamiento al oeste.

ESTRUCTURA

Las vetas siguen la trama tectónica del fallamiento de segundo y tercer orden. Toda el área que comprende al depósito presenta un alto grado de craquelamiento por efecto de la cerrada malla de fracturas.

MORFOLOGÍA

El yacimiento es vetiforme y está constituido por dos unidades, una predominantemente cuprífera y la otra plumbífera en líneas generales, que concentraron la actividad minera principal y que presentan trazas secantes a ángulo agudo (Angelelli, 1984). De éstas, la veta principal tiene rumbo E15°S con inclinación entre 80 – 85 ° en su nivel más profundo. Presenta una potencia media de 10 a 20 cm en el nivel -55, donde su recorrido mineralizado alcanza 80 m, de los cuales el tramo más rico llega a los 50 metros. En superficie alcanza hasta 1 m de potencia. Esta veta, habida cuenta de la intersección tectónica citada, conforma un *ore shoot* con un desarrollo vertical que se infiere superó los 125 m, nivel que podrían haber alcanzado las antiguas explotaciones (Lobos, 1960). Esta unidad aflora 150 m al oeste del tope de la galería principal. La segunda veta secante, plumbífera, no presenta mayores espectativas metalíferas. Todas las vetas presentan estructura brechosa. En el caso de la segunda veta, aparenta ser más compacta, con potencia hasta de 1 m y neta interfase con la caja, formada por jaboncillo de falla.

MINERALOGÍA

La veta plumbífera está compuesta por galena en ganga de baritina. La veta cuprífera, en cambio está constituida por calcosina, esfalerita y tetraedrita. En el nivel – 55 predomina la bornita. Brodtkorb (1965, 1973) cita pechblenda, gersdorffita, linneita, bornita, calcopirita, tetraedrita-tennatita, calcosina, covelina, esfalerita y galena.

Los minerales supergénicos son crisocola, azurita, malaquita, limonitas y posibles ocres de uranio en forma puntual.

La ganga de la veta principal, cuprífera, es dolomita, en tanto la de la veta plumbífera, es baritina.

MINAS PURÍSIMA-RUMICRUZ

INTRODUCCIÓN

Se trata de un área con mediana densidad de vetas polimetálicas cupríferas y plumbíferas que conforman un pequeño distrito de aproximadamente 30 kilómetros cuadrados.

UBICACIÓN

Mina Purísima, que es el punto mineralizado más austral del distrito se localiza a 19 km hacia el sureste de la localidad jujeña de Abra Pampa, en el departamento Cochinoca. Se emplaza cercano a las primeras estribaciones occidentales de Cordillera Oriental.

Leyes, reservas y producción

El Banco Industrial de la República Argentina definió reservas en 1968 que ascendían a 2.250 t de mineral probable de Cu y 4.500 entre probables y posibles, es decir un total de 6.750 t con una ley de cobre de 5,5%. Las leyes de Pb alcanzan máximos de 7 por ciento. El Ni oscila entre 0,01 a 0,3%, y Ag llega a 270 g por toneladas. Ramallo (1975) indica reservas de 500.000 t de mineral de Cu. Existieron planes de exploración y mecanización de la explotación.

Sistema de explotación

La mina fue explotada por labores subterráneas que comprenden 450 m de galerías, 40 m de piques, 20 m de rajos y 30 m de chiflones.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Antecedentes

Mina Rumicruz fue la primer concesión del área, situada 10 km al norte de Mina Purísima, y data de 1942; fue estudiada someramente por una comisión de la DGFM en 1947. Angelelli la cita en 1950, época en que la segunda unidad no había sido descubierta. Para ese entonces Rumicruz era trabajada continuamente a pequeña escala. Purísima fue concesionada, junto a su grupo minero, en 1956, reemplazando a la anterior. Luego de pasar por altibajos en su producción la Empresa C.I.M.S.A., dedicada a la fabricación de conductores eléctricos, intensifica los trabajos procesando el material en Bs.As, donde tenían la planta. En 1971, durante la vigencia del Plan Cordillerano Norte, el sector es declarado Área de Reserva N° 7, hasta que la misma fuera levantada por el gobierno provincial. A mediados de los años 80 se realiza una intensa exploración del distrito.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito se inserta en la morfoestructura Puna, sobre el deslinde con la Cordillera Oriental. La principal unidad aflorante corresponde a sedimentitas del Grupo Santa Victoria de edad ordovícica. La sección inferior (Formación Santa Rosita) de edad tremadociana, constituye el basamento del área y está constituida por lutitas arcillosas con pasaje a areniscas micáceas muy finas, físiles, de color gris azulado oscuro a verde amarillento con intercalación de cuarcitas y psamitas cuarzo-feldespáticas, finas, con concreciones arcillosas frecuentes. Se depositaron en un ambiente nerítico y la frecuente pirita que caracteriza a esta unidad señala condiciones euxínicas. Siguen en transición areniscas feldespáticas y grauvacas, grano fino a mediano, verde grisáceo, en bancos milimétricos a centimétricos, con estructuras ondulíticas y frecuentes guías de cuarzo en capitas concordantes y secantes a la sedimentación, que corresponden a la Formación Acoyte de edad arenigiana. Siguen en discordancia psamitas rojas de Formación Pirgua (Cretácico superior), cuya sedimentación continental se inicia con un conglomerado de base notablemente representado en la zona, de edad posiblemente santoniana.

La estructura de la comarca está caracterizada por pliegues caledónicos, estrechos y asimétricos, flanqueados por fallas de primer orden, extensas, inversas, con pliegues de alto ángulo inclinados entre 60° y 65° al oeste. Pliegues menos frecuentes, amplios y simétricos involucran a las unidades cretácicas en el rincón noreste del territorio y son asignados al ciclo ándico. Fallas de tipo normal flanquean a las anteriores o las cruzan, desplazándolas ligeramente en algunos puntos y configurando un mosaico cuya densidad tectónica se intensifica hacia el sector de Mina Purísima y Mina Rumicruz (hasta 50 fallas/km^2). Las fracturas que canalizaron a los fluidos mineralizantes tienen rumbo este-oeste.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En Mina Rumicruz afloran esquistos cuarzosos, amarillentos con esquistosidad de rumbo este-oeste y pronunciado buzamiento hacia el norte. En Mina Purísima las cajas corresponden a una sucesión de psamitas finas, en partes lutíticas, areno-arcillosas, color verde amarillento y verde grisaceo. Existen intercalaciones de cuarcitas rosadas y grises, inclinadas.

Estructura

En el sector de las minas, a la vez que se densifican las fracturas en general, se destacan aquellas con rumbos este-oeste, cuyas brechas tectónicas constituyen el reservorio de la metalización en Mina Purísima. En Rumicruz, en cambio, el control estructural está dado por la fisilidad y esquistosidad cuyos planos fueron aprovechados por las soluciones mineralizantes.

Morfología

En Mina Rumicruz las mineralización sigue planos de fisilidad-esquistosidad, de modo que no alcanza una identidad geométrica neta, sino más bien difusa, al menos para la parte conocida del depósito.

En Mina Purísima y en el resto del Grupo Minero, la mineralización aparece invadiendo las brechas tectónicas asociadas a las fallas este-oeste, con inclinaciones de 45°N. Los afloramientos alcanzan los 2.000 metros. Estas brechas, corresponden a cataclasitas generadas en sedimentitas ordovícicas, posiblemente durante el Cretácico. Las brechas alcanzan hasta 1,5 metros. Adquieren, por lo tanto una geo-

metría lenticular acentuada con columnas enriquecidas por factores concomitantes, como la presencia de facturación cruzada.

Ramallo (1975) cita para el distrito afloramientos de brechas cuarcíferas con indicios de metalización cuprífera, que podría indicar un reajuste tectónico y una segunda fase de mineralización.

Alteración

La alteración sobre las cajas inmediatas a las vetas es exigua. No obstante en el distrito se han marcado tres aureolas de alteración con hasta 1.000 x 400 m caracterizada por caolinización incipiente, ligera oxidación férrica y presencia de una malla de vetillas de baritina y cuarzo. Localmente las aureolas parecen tener correspondencia estructural, a juzgar por su disposicion alineada vecinas a ciertos accidentes de este tipo. La geoquímica de roca permitió definir áreas con anomalías importante de Cu-Pb y menores de Ni y Zn. Estas áreas podrían representar niveles de techo correspondientes al modelo vetiforme.

Mineralización

La mineralización está constituida por calcosina, bornita, calcopirita, galena y niquelina, a la que acompañan pechblenda, niquelina, rammelsbergita, gersdorffita, bornita, tetraedrita-tennantita, covelina, esfalerita, galena y oro. La ganga es de cuarzo y baritina.

MODELO GENÉTICO

Los yacimientos La Niquelina, Esperanza y Rumicruz-La Purísima corresponden a depósitos polimetálicos de metales pesados y uranio, tipo *Five Element Deposits* (U, Ni, Co, As, Ag) ± (Bi, Cu, Pb, Zn) (Lefebure, 1996). La mineralización en los diversos depósitos no es homogénea, existiendo concentraciones preferenciales de niquelina, pechblenda o sulfuros de Cu-Pb-Zn, según el yacimiento que se trate lo que coincide con las características del modelo (Hall y Stumpetl, 1973). En este sentido Brodtkorb (1973) sugiere que alguno de los depósitos plumbíferos de la Sierra de Santa Victoria podrían ligarse a este modelo.

Como característica de estos yacimientos se destaca la falta de vinculación directa local con intrusivos. En el distrito pueden aparecen sobre todo diabasas. Según Hall (1972) configuran un subtipo de los depósitos de As y Ag. La presencia de Ag en La Niquelina es escasa, no así el As que puntualmente alcanza el 26 por ciento.

Las mineralizaciones pueden vincularse con rocas básicas, granitos o con fracturas profundas. Las rocas básicas se manifiestan en la región (Rubiolo, 1996) aún cuando la presencia de U indicaría una procedencia granitófila. Brodtkorb (1973) señaló que los depósitos descriptos se vinculan a un mismo ciclo metalogenético. Según Sureda *et al.* (1986) y Rubiolo (1996) corresponden al ciclo alcalino, acaecido en el Cretácico superior-Eoceno. La posición geotectónica para estos autores, coincidente con la indicada por Lefebure (1996) para este modelo de depósitos, respondería a un metalotecto en correspondencia con un medio geológico bajo tectónica de rift intracratónico o una zona de tracción-elongación de trasarco vigente durante ese período, con la posible existencia de un adelgazamiento cortical notable (Rubiolo 1996).

BIBLIOGRAFÍA

Ahlfed, F., 1964. Los Yacimientos Minerales de Bolivia. *Sec Minas, y Petróleo, Boletín,* 5.

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos. *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Ciencias Geologicas, Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Revista,* 2.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina.- *Comisión de Investigaciones Científicas. Provincia de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Instituto de Geología Aplicada.*

Brodtkorb, M. K. de, 1965. Estudio de la mineralización del yacimiento La Esperanza, provincia de Salta. *2º Jornadas Geológicas Argentinas, 1, en Acta Geológica Lilloana,* 5. San Miguel de Tucumán.

Brodtkorb, M. K. de, 1973. Estudio de la mineralización del Yacimiento "La Niquelina". Prov. Salta, y un analisis comparativa de sus posibles relaciones con los depósitos Rumicruz y Esperanza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 28: 364-368

Chomnales, R., R. Vázquez y R. Palou, 1960 . Noticia preliminar sobre la existencia de mineral de Ni en la Mina Purísima (Rumicruz), departamento Cochinoca. *Instituto de Geología y Minería, Comunicación,* 2. Jujuy

Consejo Federal de Inversiones, 1966. *Evaluación de Recursos Naturales de la República Argentina* (1ra Etapa). Tomo 5. Recursos Minerales. Sección 14. Pag 60. "Niquel y Cobalto".

Fernández Lima, J. C., 1953. Informe sobre mina La Niquelina, departamento de Santa Victoria, provincia de Salta. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* informe inédito. Buenos Aires.

Hall, C. y E. F. Stumpetl, 1973. The Five Element (As, Bi, Co, Ni, Au). A Critical Appraisal of the Enviroments in which it occurs and of the theories affecting its origin. *International Geological Congress. Sesion,* 24. Montreal.

Lefebure, D., 1996. Five Element Veins. en Selected British Columbia Mineral Deposits Profiles. Volume 2 - Metallic Deposits. Open File 1996-13. *Energy and Minerals Division,* British Columbia

Lobos, J., 1960. Informe sobre los trabajos de exploración realizados en Mina La Esperanza. departamento Iruya, provincia de Salta. *CNEA, Salta, inédito. Carpeta DGFM 499, Biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

Palacios, A. y H. Devito, 1947. Informe producido por la Comisión Geológica Cobre. *Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito N° 63-Archivado en SEGEMAR*

Ramallo, E., 1975. Informe Final Area de Reserva N° 7. Rumicruz. Jujuy. *Dirección General de Fabricaciones Militares, Carpeta N° 328. Biblioteca SEGEMAR,* Buenos Aires.

Rubiolo, D., 1996. Hoja Geológica La Quiaca (Salta-Jujuy) Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250000. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.* Buenos Aires.

Sureda, J. y M. Galliski y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogénicos del NO Argentino (Provincia de Salta y Jujuy)- Capricornio: *Universidad Nacional de Salta, Revista Geológica Argentina para el Trópico Austral:* 1-96.



CRETÁCICO-PALEOCENO

Magmatismo extensional alcalino en ambiente cratónico

Depósitos epitermales y de transición
Los distritos de manganeso de Córdoba y Santiago del Estero
Fluorita de las Sierras Pampeanas de Córdoba

Brodtkorb, M. K. de y R. Miró, 1999. Los distritos de manganeso de Córdoba y Santiago del Estero. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1007-1013, Buenos Aires.



LOS DISTRITOS DE MANGANESO DE CÓRDOBA Y SANTIAGO DEL ESTERO

Milka K.de Brodtkorb[1] y Roberto Miró[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La mineralización abarca un área de 70 km de largo en sentido norte-sur, por unos 30 km de ancho localizada en las sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta de Santiago del Estero. Consta de numeroso distritos mineros de los cuales los más importantes se localizan en una franja de 10 km de ancho en sentido norte a sur y que son: El Remanso, Los Ancoches, Hiermang, Cama Cortada, Tres Lomitas y Fátima. Se ubican en una zona de intenso fallamiento de rumbo principal N10 a 20°E y otras sistemas conjugados. Más hacia el este se sitúan los grupos Sunchales, Ashpa Puca, Amimán, La Baritina y otros menores.

Producción y leyes

Los yacimientos de la provincia de Santiago del Estero y Córdoba han tenido una producción continua entre los años 1957 y 1980 totalizando 444.451 t con una ley media de aproximadamente 17% de Mn. La producción anual fluctuó entre 1.500 y 50.000 t anuales.

Los distritos se conocen desde principios del corriente siglo, época en que se realizó una explotación rudimentaria. Iniciaron su explotación intensiva con posterioridad a 1950, alcanzando picos de producción entre los años 1958-1964 y 1973-1978 (hasta 50.000 t anuales). El primer período estuvo vinculado a la utlización del mineral por parte de las fundiciones de Zapla (Jujuy) en tanto que el último período estuvo vinculado a la compra por parte de la Secretaría de Minería de la Nación del mineral de baja ley. El encarecimiento de la extracción y el abaratamiento del precio del mineral, fundamentalmente del producido en Brasil, hicieron que la extracción se paralizara a partir de 1980.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los distritos se ubican en las Sierras Pampeanas Orientales, en las sierras Norte de Córdoba y Ambargasta de Santiago del Estero (figura 1).

La sierra de Ambargasta está constituida por un complejo granítico de probable edad proterozoica superior?-cámbrica, que intruye a gneises, esquistos biotíticos (Formación Pozo del Macho), sedimentos psefíticos a conglomerádicos, parcialmente hornfelizados (Formación La Clemira), que se localizan a manera de colgajos aislados en el techo del granito. El granito de Ambargasta fue datado por González *et al.* (1985) entre 560 y 484 ± 15 Ma y por Castellote (1982) en 517-500 ±15 millones de años. Recientemente se realizó un estudio geocronológico de la edad de la intrusión (Koukharsky *et al.*, 1999) por el método K/Ar en el hornfels La Clemira cuyo resultado es de 567± 16 millones de años. Hacia el noroeste el granito de Ambargasta se contacta con un cuerpo tonalítico denominado Formación Quebrachos Colorados. En las cercanías de la localidad de Ashpa Puca se reconocen granitos aplíticos leucocráticos (Formación Ashpa Puca).

La sierra Norte de Córdoba está conformada por un basamento metamórfico de probable edad precámbrica?-paleozoica inferior, intruido por una serie de granitoideos que conforman el batolito Sierra Norte y entre los que se reconocieron las siguientes facies: la granodiorita Tres Lomi-

[1] *CONICET, Universidad de Buenos Aires.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Córdoba.*

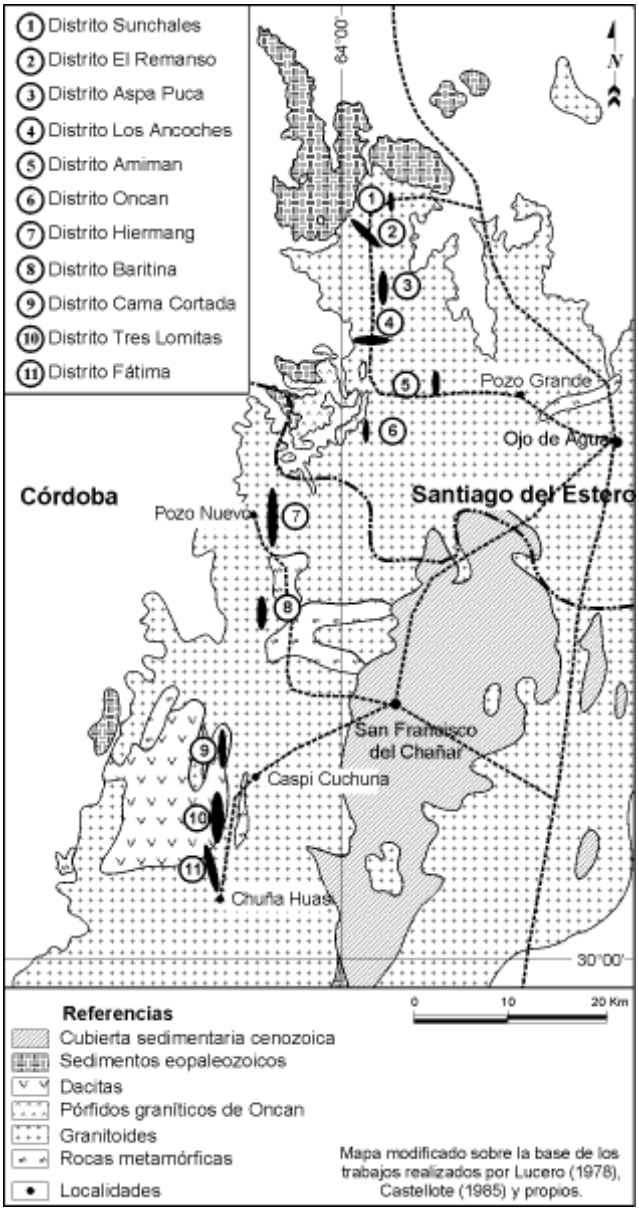


Figura 1. Bosquejo geológico de los distritos de Mn.

tas, el granito de Pozo Nuevo y los pórfiros graníticos de Oncán. Según Bonalumi (1988) estas unidades muestran una clara evolución magmática. Lira *et al.* (1997) reconocieron además un monzogranito, parcialmente miarolítico y una aplita sienogranítica. Finalmente se reconocen cuerpos dacíticos al oeste de San Francisco del Chañar cuya relación de intrusividad con el complejo magmático es controvertida.

La edad de la intrusión de la granodiorita Tres Lomitas fue datada en el hornfels de Caspi Cuchuna en 500 ± 14 Ma (Koukharsky *et al.,* 1999) y los pórfiros graníticos de Oncán en 495 ± Ma (Rapela *et al.*, 1991), demostrando una relación magmática entre ellos.

El complejo ígneo de las sierras Norte y Ambargasta constituye un arco magmático de edad proterozoica superior?-cámbrica desarrollado en el margen activo de Gondwana. Las edades de las facies graníticas y las rocas de contacto indican que el arco tuvo un desarrollo prolongado durante el cual se produjo un desplazamiento de su eje hacia el oeste.

DISTRITO EL REMANSO

Ubicación

El acceso a las minas se realiza desde Ojo de Agua unos 30 km por la Ruta Nacional 9 para desviar por ruta provincial al paraje Santo Domingo y Pozo Grande. Sus coordenadas son 63°52'de longitud oeste y 29°15'de latitud sur.

El distrito El Remanso se localiza en el paraje La Chilquita, y está formado por las minas La Clemira y Don Jorge.

Leyes, reservas y producción

Minera TEA (1968) determinó reservas de 8.600 t con una ley media de 20 por ciento.

Sistema de explotación

Este distrito fue explotado por medio de rajos en los que el mineral era subido por guinches.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Los yacimientos se ubican en el granito de Ambargasta, de color rojo fuerte que está conformado por cuarzo y ortosa, y menor cantidad de plagioclasa y biotita. La región está surcada tambien por diques porfíricos y aplitas relacionados con el granito.

Al oeste de La Clemira se encuentra el hornfels de la Formación La Clemira, constituido por un agregado granoblástico de cuarzo, oligoclasa, microclino pertítico, biotita, moscovita y óxidos de hierro.

Estructura

En esta zona Ichazo (1978) determinó tres sitemas de fallas, la falla de Oncán de rumbo N10-20° E, la falla de Pozo Grande de rumbo N30-40°O y la falla El Bosque N70°O.

Las vetas son relleno de fallas de rumbo N60°O. El yacimiento La Clemira ha sido reconocido en una corrida de 1.700 m con unos 1.000 m de laboreos y profundidades de hasta 40 metros. La inclinación de las vetas es subvertical tanto al este como al oeste.

Morfología

Los cuerpos mineralizados son lenticulares a tabulares, de hasta 1,20 m de potencia. Están conformados por

brechas en los contactos con las cajas y cuerpos masivos de minerales de manganeso y ópalo hacia el interior de las vetas.

Las brechas se han formado en diferentes etapas. Primero se produjo una intensa fracturación con formación de clastos de granito, cementados por calcedonia blanca y luego recurrentes brechamientos con una cementación de minerales de manganeso y ópalo.

Mineralogía

Arcidiácono (1973) menciona la presencia de bandas coloformes constituidas por criptomelano y hollandita y, localmente, escasa coronadita. Asociados a ellos se determinó pirolusita y ramsdellita.

El mineral de ganga más abundante es el ópalo de colores preferentemente pardo-rojizos oscuros y claros, aunque tambien los hay blancos, celestes y negros. Tambien se observó calcedonia, cuarzo y baritina.

Las texturas son coloidales tanto para los psilomelanos (palabra genérica para los óxidos de manganeso botroidales) como para los ópalos.

Análisis geoquímicos

Los análisis geoquímicos realizados presentaron anomalías de Zn, W, As y Au.

DISTRITO LOS ANCOCHES

Ubicación

Se localiza en las inmediaciones de la localidad de Lomitas Blancas y sus coordenadas son 64°11'de longitud oeste y 29°42' de latitud sur. Se accede desde Ojo de Agua por la ruta provincial que pasa por Amimán y pozo Grande.

Las principales minas corresponden al grupo La Santiagueña, conformada de oeste a este por Los Dos Leones (400 m de recorrido), El Milagro (1.500 m) y La Escondida (500 m). Más hacia el sureste se localiza la mina La Negra.

Leyes, reservas y producción

En El Milagro las reservas establecidas son de 20.000 t de mineral asegurado con 35% de manganeso y 8.900 t de mineral posible (Angelelli,1984).

Sistema de explotación

Estas minas han sido trabajadas en rajos sacando el mineral por guinches. Se han efectuado numerosos piques exploratorios. En conjunto se trata de uno de los laboreos más importantes de la región.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

La caja de las vetas esta formada por un granito de grano fino de color rosado. Sus componentes son cuarzo, ortosa, plagioclasa sódica y biotita. Relacionado a él se conocen microgranitos, leucogranitos, aplitas y pórfiros graníticos de Oncán.

Estructura

En esta región se identifican dos líneas estructurales perpendiculares entre sí. La falla de Oncán de rumbo norte-sur, con varias estructuras menores subparalelas y la zona de fracturación de rumbo aproximado N70°O que separa el bloque deprimido de la denominada fosa de Savina. En este último sistema de fallas se alojan las principales mineralizaciones del distrito.

Morfología

La mineralización es de forma lenticular hasta tabular. Las vetas son subverticales con espesores variables entre 0,30 y 1,80 metros.

Mineralogía

Los óxidos de manganeso presentes son criptomelano, hollandita, pirolusita y ramsdellita. Los minerales de ganga reconocidos son calcedonia, ópalos de diferentes colores, baritina, fluorita y rodocrosita.

Análisis geoquímicos

Se realizaron análisis geoquímicos habiéndose obtenido anomalías de W, As, Zn y oro.

DISTRITO AGUADA DEL MONTE (HIERMANG)

Ubicación

Este distrito se ubica en las cercanías de Pozo Nuevo, provincia de Córdoba, a 40 km al noroeste de San Francisco del Chañar y sus coordenadas son 64°10' de L.O. y 29°45'de L.S. Está constituido por las minas 12 de octubre, 9 de julio, 25 de mayo, 1 de mayo y 24 de septiembre, y otras menores, con un laboreo conjunto que asciende a 2.500 metros.

Leyes, reservas y producción

Este distrito presenta una mineralización de manganeso intimamente relacionada a hierro en una relación aproximada de Mn 1:Fe 0,8, siendo el distrito manganesífero más ferrífero de todos los descriptos.

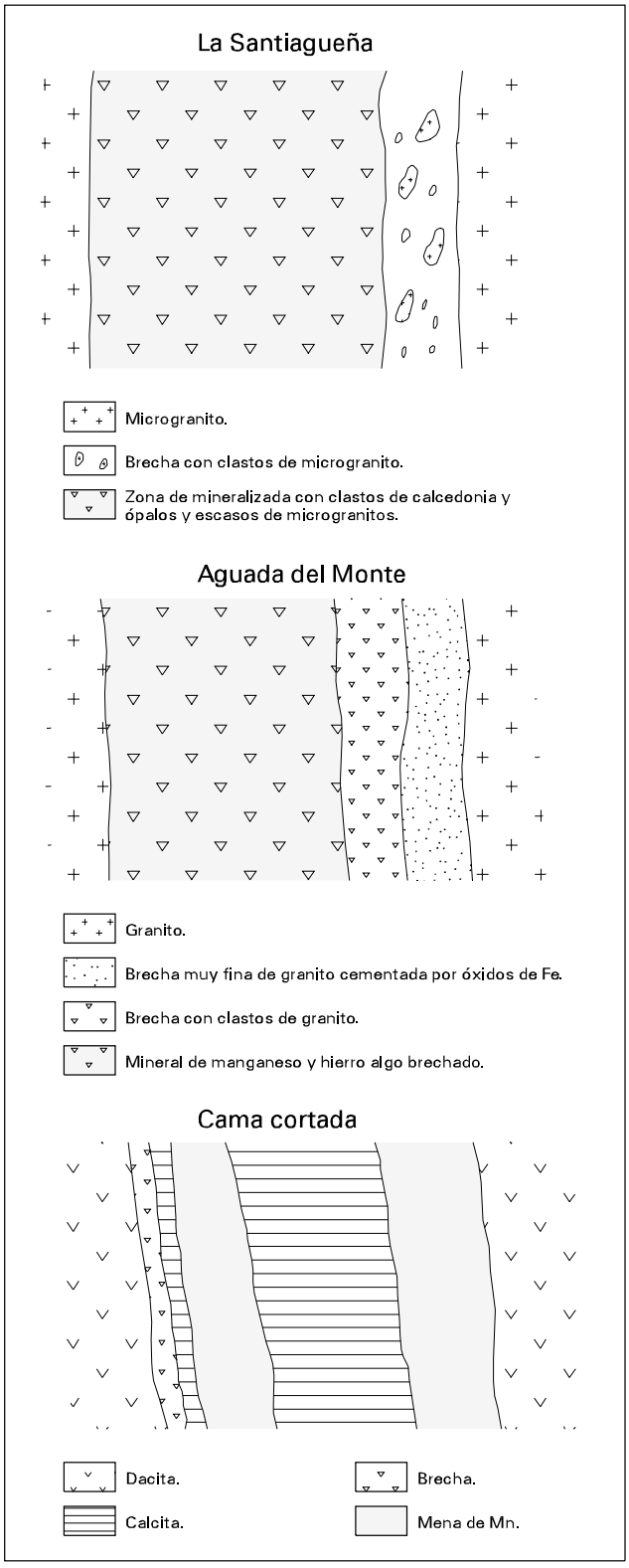


Figura 2. Bosquejo de las vetas de La Santiagueña, Aguada del Monte y Cama Cortada.

Elizalde y González Laguinge (1957) habían determinado una reserva inferida de 77.000 t con un contenido de 16.300 t de Mn y 13.850 t de Fe, que luego fuera modificado por la explotación realizada y nuevas reservas estimadas.

A partir de 1953 las minas son trabajadas por la Empresa Hiermang, la que hasta 1965 habría extraído un total de 91.000 t entre minerales de manganeso y de hierro.

Sistema de explotación

Las vetas fueron explotadas en rajos desde la superficie hasta 20 m de profundidad. Existe además un importante laboreo subterráneo.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

La roca regional es el granito de Pozo Nuevo (Bonalumi, 1988) conformado por cuarzo, ortosa y palgioclasa (An_9). La presencia de microclino, biotita y hornblenda es escasa.

Estructura

Las vetas se encuentran en una estructura de rumbo principal N20°O de más de 4 km de largo con inclinaciones verticales a subverticales. El brechamiento fue muy intenso, encontrándose la típica brecha de otros distritos, es decir trozos de granito en una fina matriz granítica y un ultrabrechamiento cementado por óxidos de hierro, que le dan un aspecto milonítico (figura 2).

Morfología

Los cuerpos de vetas tienen formas lenticulares a tabulares con anchos variables de 0,40 a 1,00 m y más.

Mineralogía

El mineral de manganeso más conspícuo es el criptomelano (con porcentajes de K de 3-6%) intercrecido con hollandita (con porcentajes de Ba de 3-5 %) que están asociados a goethita, todos de texturas coloidales.

Como ganga se encuentra calcedonia, ópalo de variados colores, blanco, celeste pardo rojizo, y calcita en poca cantidad.

DISTRITO CAMA CORTADA

Ubicación

Este distrito se localiza unos 20 km al oeste de San Francisco del Chañar y sus coordenadas son: 64°05’ de L.O y 29°44’ de L.S. Se accede por el camino que va desde esa localidad a Caspi Cuchuna, desviando al oeste de esta última hacia el norte.

Leyes, reservas y producción

Según informes inéditos la ley de explotación fue de alrededor de 40%. No se conocen otros datos.

Sistema de explotación

Fueron explotados 18 rajos de hasta 70 m de largo y una profundidad cercana a los 30 metros. Ha sido reconocido además por piques y dos niveles de –30 y –60 metros.

La Compañía Argentina de Minerales S.A. explotó esta propiedad desde 1944 y había montado una planta de concentración

GEOLOGÍA LOCAL

Litología

La granodiorita es una roca de color gris y está compuesta por cuarzo, plagioclasa (An25) ortosa, biotita y hornblenda. Presenta abundantes xenolitos de composición tonalítica.

La dacita es una roca porfiroide de color gris oscuro, fractura concoide muy marcada y pasta afanítica.

Estructura

La veta sigue una estructura N15-20°O y ha sido reconocido a lo largo de unos 1.500 metros. Su inclinación es subvertical.

Morfología

El relleno de la veta presenta una estructura particularmente brechosa con espesores de hasta 3 metros. También es interesante señalar que el núcleo del cuerpo mineralizado está formado por calcita en cristales romboédricos de hasta 20 centímetros.

Mineralogía

Los minerales primarios son criptomelano y hollandita. La ganga está conformada por calcita (figura 2).

DISTRITO TRES LOMITAS

Ubicación

Se halla a unos 40 km al suroeste de San Francisco del Chañar y 9 km al sud de Cama Cortada. Se llega por la ruta provincial que une esa localidad con Chuñahuasi.

Leyes, reservas y producción

Se conocen datos entre los años 1944 y 1948 que indican una producción de 3.100 t con una ley de 40%. Este distrito fue explotado hasta 1990 aproximadamente.

Sistema de explotación

Primeramente fue trabajada en rajos desde superficie, como todos estos distritos. Grassi S.A. hizo un pique lateral para extraer mineral por el mismo, ampliando y enderezando los rajos originales.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

El yacimiento se ubica dentro de la granodiorita Tres Lomitas, cerca del contacto con la dacita. La granodiorita está compuesta de cuarzo, plagioclasa (An_{25}), ortosa, biotita y hornblenda. Presenta abundantes xenolitos de composición tonalítica. La dacita es una roca porfiroide de color gris oscuro, fractura concoide muy marcada y pasta afanítica.

Estructura

Aquí se presentan dos sistemas de vetas que constituyen el relleno de fallas. Tienen rumbo N15-20°O e inclinación sub a vertical. Las dos vetas presentan un recorrido intermitente de 1.500 metros.

Morfología

Los cuerpos de veta son lenticulares a tabulares, de espesores variables entre 0,50 y 3 m llegando en algunos lugares a 15 metros.

Mineralogía

Los óxidos de manganeso estudiados hasta la fecha son criptomelano y pirolusita. Los minerales de ganga están en menor proporción que en otros distritos y son calcita algunas veces teñidos por limonitas y ópalos de diversos colores. La fluorita es escasa.

DISTRITO FÁTIMA

Ubicación

Es el distrito más austral de esta faja mineralizada de manganeso. Se ubica inmediatamente al noroeste de Chuñahuasi Sus coordenadas son 29°50’ y 69°08’.

Las diferentes minas fueron numeradas 2,3,8,11,12,13 y 14. Las minas Fátima 9, 2, 3, 8, 11 y 12 se ubican sobre una corrida de 3.000 m y las 14 y 2, un kilómetro al norte de la 12.

Leyes, reservas y producción

Las reservas asignadas ascienden a unas 73.500 t, con tenores comprendidos entre 25 y 30% de manganeso (Angelelli, 1984).

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Fueron explotados mediante rajos desde superficie.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

La granodiorita es la misma descripta para el distrito Tres Lomitas.

ESTRUCTURA

Los cuerpos mineralizados presentan un rumbo aproximado norte-sur, que hacia el sur se hace N5 a 20°O y una inclinación subvertical.

MORFOLOGÍA

Los cuerpos son tabulares hasta lentiformes y frecuentemente bolsoneros.

La roca de caja se encuentra brechada como en todas estos distritos, con espesores de hasta 30 metros.

MINERALOGÍA

Macroscópicamente los minerales son criptomelano y pirolusita. Los minerales de ganga son ópalo negro y rosado, y calcita.

OTROS DEPÓSITOS MENORES

Hacia el este de la corrida principal se ubican otros manifestaciones menores con las mismas características de los distritos mayores. El brechamiento es menos intenso y las menas tienen menor potencia.

El depósito Sunchales se ubica unos pocos kilómetros al este del distrito El Remanso y el rumbo de las vetas es aproximadamente norte-sur. Su explotación fue escasa.

Las manifestaciones de Aspa Puca se localizan cerca de la localidad homónima. Las minas son El Aguila, El Cardón, El Crestón y La Sorpresa. La caja es el granito de Ambargasta, de grano fino a mediano. El rumbo de las vetas es N45°O, con potencias de 20 a 50 cm y las trincheras exploratorias tienen 10 a 20 m de largo.

Los prospectos de Amimán se localizan inmediatamente al norte de la localidad homónima y comprenden las minas San Pablo y Santa Rita. Las estructuras siguen un rumbo norte-sur intermitentemente a lo largo de 3 kilómetros.

El yacimiento La Baritina se ubica al sureste del distrito Hiermang y se caracteriza por un predominio de la baritina sobre los óxidos de manganeso.

Otras pequeñas manifestaciones se encuentran en Oncán.

MODELO GENÉTICO

Estos distritos corresponden a yacimientos epitermales caracterizados por sus minerales de ganga y sus anomalías geoquímicas de As,W,Zn y Au. Los estudios previos describieron en general los distritos mineros individualmente o separados para Córdoba o Santiago del Estero. Los informes mineros, resumidos en Angelelli (1984), dan una edad terciaria para los mismos. Bonalumi (1988) concluye en su estudio que la mayoría de los depósitos en la provincia de Córdoba se encuentran asociados a los miembros graníticos más evolucionados. Millone *et al.* (1994) consideran a la mineralización de manganeso en la Sierra Norte de Córdoba relacionada a calderas de colapso y su afiliación a una actividad subvolcánica de magmatismo félsico paleozoico. En base a la presencia de basaltos, de similar composición química que las descriptas por Kay y Ramos (1996) para la Sierra de Córdoba, Brodtkorb *et al.* (1999) postulan que los depósitos de manganeso estarían en una zona de fracturamiento de 70 km de largo, relacionados al volcanismo cretácico en una zona de extensión periférica al sistema de rift de la cuenca del Paraná.

Recientes estudios geocronológicos sobre criptomelano indican una edad cretácica inferior para la mineralización (Brodtkorb y Etcheverry, 1990).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. *Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas de la Provincia de Buenos Aires,* 702 pp.

Arcidiácono, E., 1973. Génesis de yacimientos de óxidos de manganeso de Ojo de Agua, Santiago del Estero. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 28(2):165-194.

Bonalumi, A. A. 1988. Características geológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero, República Argentina. *5° Congreso Geológico Chileno,* 2: 47-6l.

Brodtkorb, M. K. de y R. Etcheverry, 1999. Geocronology on cryptomelane of the Sierra Norte de Córdoba district, Argentina. (En preparación).

Brodtkorb, M. K.de, M. Koukharsky, S. Ametrano y A. Brodtkorb, 1999. Los distritos manganesíferos de las Sierras Pampeanas Orientales. *14° Congreso Geológico Argentino.* En prensa.

Castellote, P. 1982. La Formación La Clemira y edad de su metamorfismo (Sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero. *Acta Geológica Lilloana,* 14 (1): 71-76. San Miguel de Tucumám.

Elizalde, C. y H. González Laguinge, 1957. Informe final acerca de las labores, muestro y cubicación realizados en los yacimientos de manganeso y hierro de Aguada del Monte (Grupo Hiermang), departamento Sobremonte, provincia de Córdoba. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito.

González, R. F., M. A. Cabrera, P. Bortolotti, P. Castelotte, M. P. Cuenya, D. M. Omil, R. O. Moyano, y J. R Ojeda, 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematización geográfica y temporal. *Acta Geológica Lilloana,* 16 (2): 289-318. San Miguel de Tucumán.

Ichazo, G. J. 1978. Control tectónico de la mineralización de manganeso en la Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (4): 345-354.

Kay, S. M. y V. A. Ramos, 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 453-464

Koukharsky, M., F. Munizaga, P. Leal, M. J. Correa y M. K. de Brodtkorb, 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and Norte de Córdoba ranges, Argentina. II.

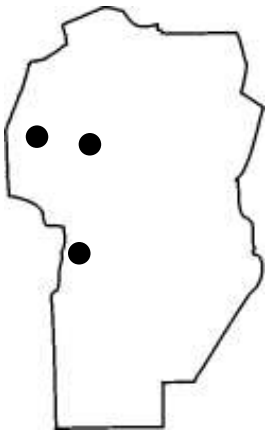
Lira, R., H. Millone, A. Kirschbaum, y R. Moreno, 1997. Calc-alcaline arc Granitoid Activity in the Sierra Norte-Ambargasta ranges, Central Argentina. *Journal of Southamerican Earth Sciences,* 10 (2): 157-177.

Millone, H. A., R. S. Moreno, R. Lira, y A. M. Kirschbaum, 1994. An ancient collapse breccia and caldera type structures spatially associated with regional Mn-Ba mineralization in the Sierra Norte ranges, Córdoba province, Argentina. *9° IAGOD Symposium,* 249-252. Pekin.

Minera Tea, 1968. Geología y Recursos minerales de las Sierras de Ambargasts y Sumampa. *CFI.* Inédito.

Rapela, C. W., R. J. Pankhurst, y A. A. Bonalumi,, 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *6° Congreso Geológico Chileno*, 19-22.

Bonalumi, A., J. Sfragulla y D. Jerez, 1999. Fluorita de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1015-1020, Buenos Aires.



FLUORITA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA

Aldo Bonalumi[1-2], Jorge Sfragulla[2] y Daniel Jerez[2]

INTRODUCCIÓN

La provincia de Córdoba es una tradicional productora de fluorita dentro del mercado nacional, situación favorecida por la privilegiada ubicación de los yacimientos respecto a los centros industriales de consumo, comparada con manifestaciones en otras provincias tales como Catamarca, Mendoza y Río Negro.

El mineral requerido por la industria química, siderúrgica y cerámica se ha explotado en Córdoba desde la década del '40, con los altibajos propios de la economía nacional. Actualmente se trabajan los yacimientos del grupo Los Cerros Negros ubicados en el departamento Calamuchita en donde está instalada una planta de concentración por flotación. Por lo general en los yacimientos es posible una primera etapa de selección manual de los sectores de mejor calidad, para luego pasar a concentrar industrialmente el material de más baja ley.

Los yacimientos más importantes en Córdoba pueden considerarse medianos tales como mina Bubú y el grupo Los Cerros Negros, a pequeños como La Blanca, llegando en algunos casos a ser manifestaciones (Laguna Brava).

GEOLOGÍA REGIONAL

Los yacimientos y las manifestaciones fluoríticas se encuentran asociados a importantes cuerpos plutónicos de composición granítica (Batolito de Achala y Alpa Corral) (figura 1). Por lo general hay importante desarrollo en los contactos de los cuerpos ígneos con la roca metamórfica que conforma la caja, observándose la pérdida de importancia en potencia y calidad de las vetas, cuando se pasa del granito a la metamorfita.

Estructuralmente las manifestaciones están controladas por fracturas donde las vetas se alojan longitudinalmente a lo largo de decenas y a veces centenas de metros, en forma discontinua, generando estructuras brechosas donde es común observar la presencia de bloques de la roca de caja asociados al mineral y a segregaciones de calcedonia y cuarzo. Se observan por lo general algunos reemplazos hidrotermales de tipo silíceo y argilítico que no superan la extensión de la estructura portadora.

A continuación se describirán los yacimientos que se agrupan en tres distritos: Cabalango, Sierra de Comechingones y Guasapampa.

DISTRITO CABALANGO

Mina La Nueva. Se ubica en la estancia El Potrero, 12 km al oeste de Carlos Paz, departamento Punilla.

Fue explotada desde la década del sesenta, con un fuerte incremento en la actividad en los años setenta y ochenta. Fue estudiada por Olivieri *et al.* (1964), Consulcor -Hillar y Asociados- (1972) y Angelelli *et al.* (1980).

Las leyes de veta varían entre 57,5% y 86,3% de F_2Ca, 9,5% y 35,8% de SiO_2, 0,9% a 2,3% de CO_3Ca y 0,3%-0,4% de Fe_2O_3. Las reservas geológicas han sido calculadas (1972) en 150.000 t de mineral fluorita, con ley media de 72,5% de F_2Ca.

El sistema de explotación se desarrolló mediante piques y galerías produciendo fluorita de grado ácido, químico y cerámico, mediante flotación.

El área se localiza en el batolito granítico de Achala, en su sector nororiental. La roca encajonante es un granito

[1] *Universidad Nacional de Córdoba.*

2 *Dirección de Minería de Córdoba.*

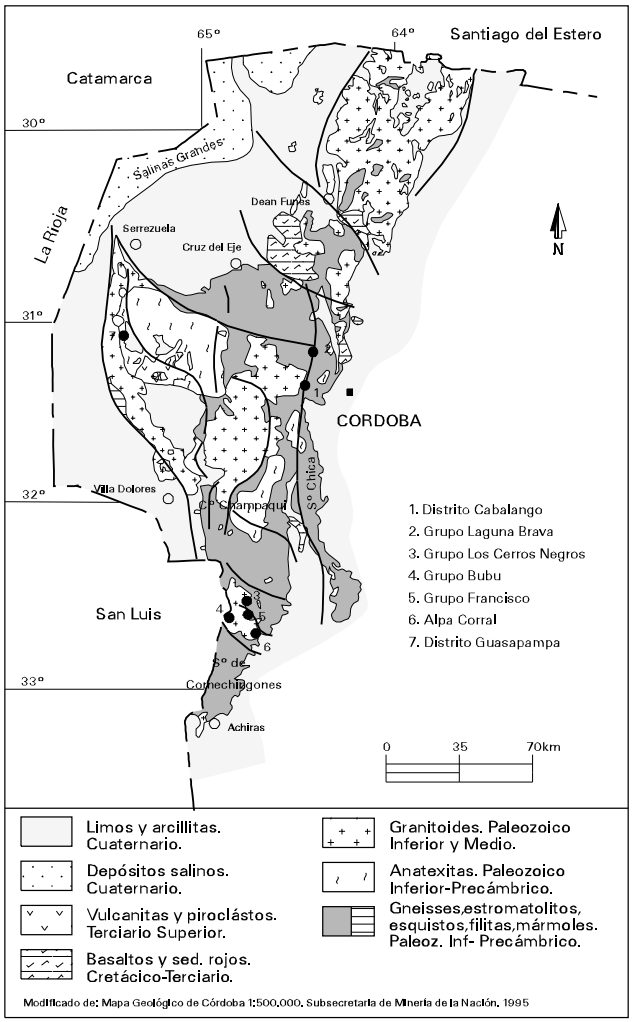


Figura 1. Ubicación de los principales distritos de fluorita.

porfírico, moscovítico biotítico, de grano grueso, con presencia de abundantes filones pegmatíticos de rumbo noreste. La veta mineralizada está alojada en una fractura tensional subvertical de rumbo 285°, la que presenta brecha y material de alteración. Las vetas son lenticulares, rellenando fracturas cuyo rumbo coincide con la de la estructura regional que la aloja con buzamientos 70°NE a vertical. Reconocida en una longitud de 600m, con potencias de 0,3 m a 1,45 metros.

La fluorita es bandeada, violácea oscura, verde, blanca, amarilla, asociada a calcedonia blanca y rosada y escaso cuarzo. En sectores se observan estructuras brechadas e inclusiones de granito dentro de la veta.

Mina Buenaventura. Se ubica en la estancia El Potrero, 9,5 km al oeste de Carlos Paz, departamento Punilla.

Fue explotada desde la década del '60. Hay estudios correspondientes a Olivieri *et al.* (1964), Consulcor. Hillar y Asociados (1972), Angelelli *et al.* (1980).

Las leyes de veta varían entre 58,1% y 90,2% de F_2Ca, sílice entre 7,0% y 33,7% de SiO_2, y 0,7% a 3,1% de CO_3Ca. Las reservas geológicas han sido calculadas (1972) en 4.000 t. El sistema de explotación se desarrolló mediante rajos y destapes produciendo fluorita de grado ácido, químico y cerámico, mediante flotación.

El área forma parte del batolito granítico de Achala, en su contacto oriental. La roca encajonante es un gneis inyectado y granito porfírico, con presencia de abundantes filones pegmatíticos de rumbo nornoreste. La veta mineralizada está alojada en una fractura subvertical de rumbo 290°, es de forma lenticular, con rumbo variable 290° a 310° y buzamiento 68° a 85°NE. La estructura mineralizada ha sido reconocida en una longitud de 450 m, con potencias variables de 0,2 m a 0,9 metros. En sectores la veta se divide en guías delgadas separadas por roca de caja.

La fluorita es bandeada violácea clara y oscura, verde, amarilla, asociada a calcedonia.

Mina La Blanca. Ubicada al suroeste del cerro El Potrero, al oeste de la ciudad de Carlos Paz, departamento Punilla. Se accede por la ex Ruta Nacional 20 (kilómetro 773) por caminos secundarios hasta el río Malambo y de allí a la mina, distante 46 km de Carlos Paz.

Fue explotada desde la década del sesenta. Se cuenta con estudios de Olivieri *et al.* (1964), Consulcor-Hillar y Asociados (1972) y Angelelli *et al.* (1980).

La ley de veta es de 68,8% de F_2Ca, 21,6% de SiO_2, 5,9%, de CO_3Ca y 3,7% Fe_2O_3. Las reservas han sido calculadas (1972) en 12.200 t de mineral, con ley media de 63,4% de F_2Ca. El sistema de explotación se desarrolló en piques y galerías, con algunos destapes superficiales.

El área se localiza en el batolito granítico de Achala, en su sector nororiental. La roca encajonante es un granito rosado, biotítico, de grano fino a medio; hacia el sur de la mina se presenta el contacto con el basamento metamórfico, representado por gneises biotíticos. La veta mineralizada está alojada en una fractura tensional subvertical de rumbo 290°, la que presenta brecha y material caolínico. Se presenta en estructuras lenticulares como relleno de fractura con rumbo 290° y buzamiento 70°NE a 84°SE, reconocida en una longitud de 300 m, con potencias de 0,1 m a 1,50 metros.

La fluorita aquí es bandeada violácea oscura, blanca, amarilla, asociada a calcedonia blanca y gris con escasa pirita y cuarzo en geodas. En sectores se observan estructuras brechadas e inclusiones de granito dentro de la veta.

GRUPO LAGUNA BRAVA

Sobre el borde nororiental del batolito de Achala, a 9 km al oeste de Cosquín, se encuentran las manifestaciones de fluorita que dieron origen a las minas agrupadas en este sector: Cachito, La Mandinga, San Cayetano, Chingolo, Agustín, Emma y Cachito 1°. Los depósitos fueron descriptos por Angelelli *et al.* (1980).

Las vetas se encuentran en gneises que han quedado como enclaves en el granito de Achala. En algunos casos se

relacionan con mármoles que han sido parcialmente reemplazados por fluorita y cuarzo.

La mineralización tiene hábito lenticular con espesores máximos de 3 a 6 m y corridas de hasta 25 metros. En todos los casos son pequeñas manifestaciones, siendo las más importantes Cachito y La Mandinga.

En la mina Cachito, la fluorita se concentra en un bolsón de 25 m de largo y hasta 3 m de potencia. El rumbo es este-oeste concordante con los esquistos del techo y mármol del piso. La fluorita es de grano grueso y de colores blanco y verdoso, tiene estructura brechosa que incluye además cuarzo y trozos de la caja. Se explotó a través de un rajo de 26 m de largo y 7 m de profundidad.

En La Mandinga, la mineralización es relleno de falla, formando un bolsón de 5 m de largo y 6 m de ancho máximo, que reemplaza a la caja carbonática, formando drusas de fluorita y cuarzo. Se ha explotado a través de un rajo de 40 m y una galería sobre veta.

DISTRITO SIERRA DE COMECHINGONES

Son manifestaciones y yacimientos de fluorita relacionadas con el batolito de Alpa Corral que se encuentra sobre el límite oeste de la provincia de Córdoba, en la Sierra de Comechingones.

Comprende los yacimientos y minas que se agrupan en: Grupo Los Cerros Negros, Grupo Bubú, Grupo Francisco y Grupo Alpa Corral.

Coniglio (1992) describe las características geológicas de los yacimientos de fluorita relacionados con este batolito. Las rocas del entorno geológico son metamorfitas de edad precámbrica superior intruidas por el plutón granítico de Alpa Corral (Eopaleozoico?). Este cuerpo posee características postcinemáticas distensivas y está conformado por diversas facies (en su mayoría monzogranitos). El metalotecto queda definido por zonas de falla, a menudo silicificadas, que se extienden por varios kilómetros. La distribución de los depósitos es casi exclusivamente de posición periférica, cuando excepcionalmente las manifestaciones pasan al ambiente metamórfico pierden expresión. Se han determinado con claridad tres pulsos mineralizantes. Para la fluorita diáfana de la mina Santa María la temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas varía entre 214°C y 259°C. La alteración silícea es la más sobresaliente y está limitada a las zonas de fracturación, observándose desferrización de biotita y alteración sericítica. Estos procesos son previos a la mineralización principal y constituyen la preparación de la roca encajonante. La alteración argilítica se produjo antes, durante y principalmente después de la mineralización. La fluorita tiene una edad relativa posterior a la última de las facies graníticas aflorantes y a los otros eventos hidrotermales del plutón. Su formación ocurrió a profundidades someras.

GRUPO LOS CERROS NEGROS

Está localizado en el departamento Calamuchita, pedanía Río de Los Sauces, sobre el faldeo oriental de la Sierra de Comechingones, en el extremo sureste del distrito minero Cerro Áspero, a unos 40 km en línea recta al este de Berrotarán. Cuenta con estudios de García Castellanos (1945), Consulcor -Néstor Hillar y asociados (1971), Pedrazzi (1963), González Díaz (1972) y Píttaro (1986).

Se compone de las minas Los Cerros Negros, 31 de Julio de 1896, San Guillermo, San Cayetano y Patricia. Se han estimado para todo el grupo reservas superiores a las 150.000 t, de las cuales 70.000 t de carácter positivo, con ley media de 55% de CaF_2 (Pedrazzi 1963). Las minas han tenido ciclos de explotación variables, pasando por períodos de parálisis. La mina Los Cerros Negros, actualmente en explotación cuenta con una planta de beneficio por flotación que permite producir fluorita de grados ácido (97% de $Ca F_2$) , grado cerámico (95% de $Ca F_2$) y grado metalúrgico (85% de $Ca F_2$).

Mina Los Cerros Negros. La mineralización de fluorita se encuentra en el granito Alpa Corral, cerca del contacto con los esquistos micáceos, esquistos anfibólicos y estromatitas, que componen la caja. El granito en algunos sectores presenta caolinización de los feldespatos.

Las reservas posibles (mena entre los niveles y para 200 m de longitud) serían de 125.000 t de mena incluyendo fluorita y sílice (González Díaz, 1972).

La parte superior de la veta fue trabajada a cielo abierto, desarrollándose actualmente trabajos subterráneos. Desde el nivel llamado de la herrería se desarrollan dos galerías sobre ambas vetas, que superan los 120 m de longitud. Entre este nivel y la cantera, existen dos niveles intermedios con desniveles de 11 m y 20 m respectivamente. Mediante perforaciones se ha logrado comprobar la existencia de la veta a 150 m de profundidad.

La fluorita se presenta en vetas que además incluyen calcedonia y trozos brechados de la roca de caja. La veta se inicia en el contacto del granito con los esquistos. En este sector tiene una potencia de 0,80 m, con rumbo noreste y 37 m de longitud. Luego el rumbo se orienta este-oeste, donde la veta se abre en dos ramas paralelas separadas por un tabique silícico. La veta continúa hacia el oeste en la mina Patricia, siendo su longitud reconocida de 210 m, pero su continuidad en Patricia y San Guillermo alcanza 700 metros. Se presentan óxidos de hierro como pátinas y arcillas como minerales secundarios. La estructura general de las vetas es tabular con ensanchamientos lenticulares que le confieren estructura en rosario. La potencia de las vetas es en general de 0,9 m a 1,2 m alcanzando hasta 4 metros.

La potencia de las dos vetas incluyendo el área silicificada de sílice estéril intermedio oscila entre 3,5 m y 8 metros.

La extracción se realiza en laboreos subterráneos por medio de galerías sobre veta, utilizando buzones de descarga desde los niveles superiores al nivel de extracción.

El proceso de beneficio y concentración se realiza en la planta de flotación existente en el campamento de la mina. La producción aproximada de 1.500 t/año entre fluorita flo-

tada con una ley del 97% y Fluorita de Grado Metálico con una ley del 85%.

La estructura de las vetas es de tipo bandeada, en algunos sectores, más al oeste, aparece también un tipo brechado.

La fluorita tiene color azul a violeta aunque también aparece color verde, blanca, ámbar y rosada.

Mina 31 de Julio de 1896. Ubicada al sur de la mina Los Cerros Negros, también se encuentra en el granito del batolito Cerro Aspero-Alpa Corral, muy cerca del contacto con las metamorfitas que componen la caja.

Las reservas citadas por Menoyo y Brodtkorb (1975) son de 30.000 t con leyes promedio del 50% de F_2Ca.

Las labores son trincheras a cielo abierto de 20 m a 70 m de largo y un laboreo subterráneo de 20 metros.

La veta de rumbo general 110° con buzamiento subvertical hasta 80° al sur, alcanza una longitud dentro de esta pertenencia de 500 m, continuándose fuera de ella en la mina San Guillermo. El ancho es variable, siendo en promedio de 0,80 m superando esta medida en bolsones que se presentan aleatoriamente. El mineral es macizo, bandeado y granulado. La mena se compone además de calcedonia que se intercala en bandas con la fluorita, también se observa arcilla y óxidos de hierro.

Mina San Guillermo. Se ubica 500 m al oeste de la mina Los Cerros Negros. Se compone de dos pertenencias dentro de las cuales se encuentran dos vetas que son la continuación de la mina 31 de Julio de 1896.

Las reservas han sido estimadas por Menoyo y Brodtkorb (1975) en 16.000 t con ley promedio estimada del 40% a 43% de F_2Ca.

Sólo se han realizado pequeños destapes de tipo exploratorio.

Una veta tiene rumbo 120° y buzamiento 80°SO y aflora en una longitud de 150 m y la otra rumbo 80° con buzamiento 85° y una corrida de 200 metros.

GRUPO BUBÚ

La mina Bubú es la culminación oriental de la corrida que se desarrolla a lo largo de la quebrada del Río Seco, en el límite entre las provincias de Córdoba y San Luis continuándose en esta última provincia, en la mina Italo Argentina.

Se encuentra en la parte alta de la Sierra de Comechingones, en la pedanía Río de Los Sauces, departamento Calamuchita. El acceso se efectúa desde la provincia de San Luis. Fue estudiada por Oliveri, *et al.* (1964), Angelelli, *et al.* (1980) y Menoyo y Brodtkorb (1975).

El mineral de veta supera el 85% de F_2Ca, habiéndose realizado ensayos de concentración por flotación que permiten elevar la ley a 97,4% de F_2Ca. Las reservas han sido estimadas Menoyo y Brodtkorb (1975) en 500.000 t con leyes promedio estimadas del 60 a 80 % de F_2Ca. Lyons en 1974, (en Angelleli 1980), estableció una reserva de 485.000 t con ley media de 55,5% de F_2Ca para el conjunto Bubú e Ítalo Argentina.

Este yacimiento comenzó a explotarse en 1920, presentando períodos de actividad (100 t/ mes en 1953), alternados con otros de parálisis (1964). Actualmente se encuentra paralizada.

Toda la corrida ha sido explotada por numerosos rajos a cielo abierto alcanzando algunos hasta 100 m de largo y 15 m de profundidad, habiéndose comenzado trabajos subterráneos con una galería sobre veta de más de 50 metros. Las labores se encuentran actualmente derrumbadas y aterradas.

La roca de caja es el granito del batolito del Cerro Aspero-Alpa Corral, que se presenta muy alterado, caolinizado, triturado, en partes friable, pudiendo alcanzar la zona de alteración hasta 20 metros.

La veta aflora a lo largo de 450 m, con rumbo 50° buzando 70 a 80°NO. En una labor subterránea se ha podido constatar la continuidad de la mineralización a unos 50 m por debajo de la superficie. La veta brechosa, contiene inclusiones de roca de caja circundadas por bandas de fluorita y calcedonia, originando texturas en escarapela, las que a su vez son englobadas en bandas de fluorita subparalelas a las salbandas. También presenta sectores de fluorita compacta. La veta se ensancha y adelgaza por sectores conformando lentes que alcanzan en general 1,5 m a 4 m de potencia, conformando la estructura en rosario. Es también frecuente observar ramificaciones paralelas y mineralización difusa en venillas.

La mineralización, se ha producido en varias fases caracterizadas por los diferentes tipos de fluorita o calcedonia. A todo lo largo de la veta se observan evidencias de movimientos de reactivación de la fractura que han provocado la trituración de la veta en angostas fajas.

La fluorita de grano grueso cristalino de color verde, se atribuye a la primera etapa de mineralización. A una segunda etapa correspondería la fluorita de grano fino, amarilla, blanca y violeta clara y a una tercera, la microcristalina en bandas alternantes de colores blanco o violáceo, muy abundante en esta mina.

GRUPO FRANCISCO

Mina Francisco. Se ubica en el paraje Cruz de Caña a 32 km al sursuroeste de río de Los Sauces, departamento Calamuchita.

Fue denunciada en 1950, y su explotación comenzó en la década del ’70. El área forma parte del contacto este del batolito granítico de Cerro Aspero-Alpa Corral. La roca encajonante es un granito moscovítico con granate, de grano medio a grueso, con diferenciados pegmatíticos; se observan también cuerpos de aplitas con rumbos 60º-70°, subverticales, de potencia entre 15 cm y 20 cm, y filones de cuarzo de pocos centímetros de espesor. Las vetas mineralizadas están alojadas en un sistema de fracturas subverticales de rumbo 70°, las que presentan brechas y material de alteración. Las estructuras son de formas tabulares subpa-

ralelas, rellenando zonas de falla, con diseño en cuentas de rosario.

Las leyes varían entre 28,2% y 66,1% de F_2Ca, 28,8% y 77,5% de SiO_2, con tenores de Fe_2O_3 que alcanzan el 1,2%. Las reservas han sido calculadas (1973) en 1.900 t (positivas-probables) y 6.880 t (posibles) de mineral fluorita. El sistema de explotación es de rajos a cielo abierto, piques y galerías estando actualmente inundada.

Se diferencian dos vetas, la primera de rumbo 30°-67°, buzamiento 85°NO, reconocida en una longitud de 200 m, tiene una potencia que oscila entre 1,3 m y 2,5 m; en ese espesor aparecen vetas de fluorita pura entre 0,4 m y 0,65 metros. La segunda de rumbo 73°, buzamiento 70°SE fue reconocida en una longitud de 35 m con una potencia promedio de 0,55 m con fluorita pura en una faja de 0,2 m (Díaz y Luque, 1973).

En ambas vetas la fluorita es violácea a negra, asociada a calcedonia blanca y pardusca, con textura bandeada; se cita también ópalo blanco y pardo rojizo en forma de nódulos.

GRUPO ALPA CORRAL

Mina La Waldina. Está ubicada a 35 km al noroeste de Alpa Corral, departamento Río Cuarto.

El yacimiento, estudiado por Devito y Asociados (1974) fue denunciado en 1940, y explotado en la misma época, el mineral se enviaba a lomo de mula a Villa Larca, San Luis.

Las leyes de veta varían entre 53,15% y 59,16% de F_2Ca, 39,6% y 40,2% de SiO_2. Como ley media se toma 55,12% de F_2Ca y 40,76% de SiO_2. Las reservas han sido calculadas (1974) en 1.700 t (probables-posibles). El sistema de explotación es de rajos a cielo abierto, actualmente aterrados e inundados.

El área forma parte del batolito granítico de Cerro Aspero-Alpa Corral, en su sector sureste. La roca encajonante es un granito porfírico, moscovítico biotítico, de grano grueso, con escasos diferenciados pegmatíticos.

La veta mineralizada está alojada en una fractura subvertical de rumbo 45°, la que presenta brecha y material de alteración. Es de forma tabular y rellena fracturas. Posee un rumbo 45° y buzamiento 85°SE, reconociéndose en una longitud de 300 m con potencias de 0,3 metros.

La fluorita se presenta bandeada violácea, azul, blanca, asociada a calcedonia, cuarzo, y óxidos de Fe y Mn.

Mina Santa Rosa. Se localiza en el paraje El Pantanillo a 15 km al noroeste de Alpa Corral, departamento Río Cuarto.

Esta mina, investigada por Devito y Asociados (1974) fue denunciada en 1941 y explotada en 1950.

Las leyes de veta varían entre 31,29% y 55,16 % de F_2Ca, 14,6% y 61,6 % SiO_2. Como ley media se toma 44,51% de F_2Ca y 39,82% de SiO_2. Las reservas han sido calculadas en 1.900 t (probables-posibles) de mineral fluorita. El sistema de explotación esta desarrollado en destapes y dos piques de 8 m de profundidad.

El área forma parte del batolito granítico de Cerro Aspero-Alpa Corral, en su sector sureste. La roca encajonante es un granito porfírico, de grano medio a grueso, intruido por pegmatitas, filones de cuarzo y brechas mineralizadas.

Las brechas mineralizadas (siete) están alojadas en un sistema de fracturas paralelas subverticales de rumbo 310º-315°. Los siete filones son tabulares, rellenando fallas de rumbo 310º-315° y buzamiento 80°SO, con longitud entre 50 m-100 m, potencia variable de 0,4 m a 1,10 m, con bandas de fluorita de 2-3 cm de espesor y gránulos diseminados.

La fluorita es brechada violácea, verdosa, cementada por calcedonia pardo-rojiza, y asociada a cuarzo, escasa calcopirita y abundantes óxidos de Fe.

Mina La Saida. Está ubicada en el sector oriental de la Sierra de Comechingones, a 7 km al noroeste de Alpa Corral, departamento Río Cuarto.

Este yacimiento ha sido explotado desde 1960 y fue estudiado por Olivieri *et al.* (1964).

Las leyes de veta varían entre 57% y 67,5 % de F_2Ca, 26% y 34% de SiO_2, 4,5% de CO_3Ca y 2-5% de R_2O_3 . Como ley media se toma 44,51% de F_2Ca, y 39,82% de SiO_2. El sistema de explotación se desarrolla en destapes y rajos a cielo abierto, piques y galerías.

El área forma parte del batolito granítico de Cerro Aspero-Alpa Corral, en su sector sureste. A 2 km al este de la mina aflora el basamento metamórfico representado por esquistos micáceos inyectados. La roca encajonante es un granito biotítico, de grano grueso, que aloja fajas silicificadas rellenando diaclasas.

La veta de fluorita está alojada en una fractura de rumbo principal 80°, con buzamiento variable entre 42°S y 86°N. Es de forma lenticular con una longitud que alcanza los 250 m, y potencias variables que oscilan entre 0,15 m a 1,40 metros.

Se observa fluorita bandeada violácea, verde y blanca y fluorita blanca sacaroide, que alternan con fajas de granito caolinizado y franjas de calcedonia blanco-grisácea; se presentan algunas cavidades drúsicas con caolín. La textura de la veta es crustificada y en cocardas con presencia de calcedonia, considerándosela epitermal.

DISTRITO GUASAPAMPA

Está ubicado en las adyacencias de la Cuesta de Los Romeros, a unos 10 km al oeste de Ciénaga del Coro, y formado por las minas Doctor Marión y San Lorenzo.

Los yacimientos fueron explotados durante la década del setenta, y actualmente se hallan abandonados.

Estas minas están constituidas por vetas de fluorita amarilla y morada, emplazadas en forma concordante con la faja de dislocación del pie oeste de la sierra del Coro (Sfragulla, 1985).

EDAD Y MODELO GENÉTICO

Galindo *et al.* (1996) determinaron para la fluorita, en las minas La Nueva y Bubú, edades Sm/Nd de 131 ± 22

Ma y 117± 26 Ma respectivamente, sugiriendo que la mineralización estaría vinculada a fluidos hidrotermales poco profundos de baja a moderada temperatura emergentes en áreas extensionales, compatibles con la surgencia de magmas basálticos alcalinos dentro de las Sierras Pampeanas.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980, Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19, 261 pp. Buenos Aires.

Coniglio, J., 1992, Los yacimientos de fluorita en el batolito Cerro Aspero-Alpa Corral, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 281-283.

Consulcor-Hillar y Asociados, 1972, Planta de beneficio de minerales en cuatro distritos mineros. Provincia de Córdoba. Tomo I. *Consejo Federal de Inversiones.* Córdoba, inédito.

Devito y Asociado, 1974. Síntesis del estudio geológico minero económico de las minas Waldina y Santa Rosa (fluorita). *Departamento Río Cuarto. Plan Trienal. Dirección Provincial de Minería Córdoba,* informe inédito.

Díaz, G. y E. Luque, 1973. Estudio geológico minero de la mina de fluorita Francisco. Pedanía Cañada de Alvarez. Departamento Calamuchita. *Dirección Provincial de Minería Córdoba,* informe inédito.

Galindo, C., E. Baldo, R. Pankhurst, C. Casquet, C. Rapela y. J. Saavedra, 1996. Edad y Origen de la Fluoritas del yacimiento de La Nueva (Cabalango, Córdoba, Argentina) en base a geoquímica de isótopos radiogénicos (Nd y Sr). *Geogaceta,* 19: 67-69. España.

García Castellano, T., 1945. Informe de mensura. Mina Los Cerros Negros, Mina 9 de Julio de 1896. *Dirección Provincial de Minería de la Provincia de Córdoba,* informe inédito.

González Díaz, E., 1972, Estudio geológico del distrito minero Cerro Aspero. *Servicio Nacional Minero Geológico, Anales,* 16. Buenos Aires.

Menoyo, E. y A. Brodtkorb, 1975. Fluorita y siderurgia en Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas,* 3: 235-258.

Olivieri, J., M. Juárez y B. Zakalik, 1964. Estudio geológico económico preliminar de yacimientos de fluorita de las provincias de San Juan, Mendoza, San Luis y Córdoba. *Universidad Nacional de San Juan.* 3 y 4, inédito.

Pedrazzi, R., 1963. Informe de inspección Mina Cerro Aspero. *Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba.*

Pittaro, O., 1986, Informe de Inspección Mina Cerros Negros y 31 de Julio de 1896. *Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba.*

Sfragulla, J., 1985. Capítulo «Geología Económica» de la actualización de la Hoja Geológica 20h. *Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras, informe inédito, Biblioteca de la Dirección de Minería.* Córdoba.



JURÁSICO:

Arco magmático

Depósitos asociados a volcanismo subaéreo
Cobre volcanogénico de la Formación Tordillo, Mendoza

Depósitos volcanogénicos submarinos
Depósitos polimetálicos (tipo VMS) en la cordillera fueguina, Tierra del Fuego

Zanettini, J. C. M. y R. Centeno, 1999. Cobre volcanogénico de la Formación Tordillo, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1023-1028, Buenos Aires.



COBRE VOLCANOGÉNICO DE LA FORMACIÓN TORDILLO, MENDOZA

Juan C. M. Zanettini[1] y Ricardo Centeno[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El metalotecto portador de cobre volcanogénico se desarrolla en la Cordillera Principal de la Provincia de Mendoza, a lo largo de la zona fronteriza con Chile, entre los paralelos 32°35' y 32°53' y desde 34°45' hasta 35°15' de latitud sur.

Las mineralizaciones conforman agrupamientos mineros que se localizan al sur de villa Las Cuevas y al noroeste y sudoeste de Las Leñas.

Leyes, reservas y producción

En la tabla 1 se indican las leyes promedio en los depósitos conocidos de norte a sur, de acuerdo con la información proporcionada por Angelelli (1946), Palacio y Wleklinski (1951), Devito (1954), Zanettini (1984), Peralta (1994) y Centeno (1998). De acuerdo con la información proporcionada por Angelelli (1946), Palacio y Wleklinski (1951), Devito (1954), Zanettini (1984), Peralta (1994) y Centeno (1998).

Acerca de las reservas de mineral solamente se tienen datos en dos yacimientos: para la mina San José, Palacio y Wleklinski (1951) estiman 242.000 t de mena y 2.000 t de cobre fino y para el desmonte de la mina El Burrero, Angelelli (1946) calcula 5.000 t de mineral cuprífero.

Con respecto a la producción, Palacio y Wleklinski (1951) informan de 500 a 1.000 t de concentrado para la mina San José. Mientras que Angelelli (1946) comunica 350 t de concentrado con ley media de 46,5 % de Cu para El Burrero.

Sistema de explotación

Los depósitos ocurrentes en el metalotecto fueron explotados y/o explorados mediante labores a cielo abierto y subterráneas. De acuerdo con Mena (1912), Angelelli (1946), Devito (1954) y Zanettini (1984) se tiene que:

La mina San José fue explotada en los períodos 1902-1907 y 1914-1919 mediante labores a cielo abierto en varios escalones, en una diferencia de altura de unos 100 m, sobre una extensión de 200 m y algunas galerías de 15 a 20 m de longitud. Contó con dos campamentos y una planta de molienda y concentración hoy en ruinas.

Las otras yacencias próximas a la anterior, Catalina y La Campeona, solamente tuvieron labores de exploración a cielo abierto.

La mina El Burrero se explotó de manera discontínua, entre 1895 y 1910, a través de numerosas y desorganizadas labores subterráneas, consistentes en 8 caserones a distintos niveles hasta una profundidad de 25 m, de hasta 9 m de largo por 4 a 6 m de ancho y 4 m de altura, comunicados entre sí por galerías y por un chiflón; una galería de más de 120 m de longitud se construyó en la parte baja del yacimiento.

El depósito de El Guanaco y los demás próximos fueron descubiertos en 1896 y explorados en 1902. En El Guanaco se abrieron 20 destapes, un socavón, una galería de 140 m y 2 estocadas de 6 m; en Victoria se construyeron una galería de 100 m de largo y 2 chiflones de 20 m de profundidad; en Anita, Sybil y Loma de la Vega se hicieron solamente destapes.

En la mina Villagra se abrieron un rajo y socavones de exploración.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Mendoza*

Yacimiento	Cu%	Zn%	Ag g/t	Au g/t
San José	1,75	0,28	25,0	vestigios
Catalina	1,30			
La Campeona	3,30			
El Burrero	1,50			
El Burrero (selec)	15,50	9,5		0,08
El Burrero (escom)	3,00			
El Guanaco	1,40		1,70	
El Guanaco (escom)	6,00		20,7	
L. de la Vega (selec)	8,55			
L. de la Vega (escom)	7,50			
Villagra (escom)	7,60			
Villagra (desm)	1,00			
Villagra (roca)	0,24			

Tabla 1. Leyes en depósitos de cobre volcanogénico.

Litología del metalotecto

El metalotecto fue considerado como tal, por primera vez, por Zanettini y Carotti (1993). Está constituido por una facies lateral de la Formación Tordillo, reconocida en Chile como Formación Río Damas, compuesta por sedimentitas continentales y mantos de volcanitas y brechas volcánicas, que sobreyacen en discordancia a los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco y son cubiertos concordantemente por los marinos de la Formación Vaca Muerta.

En la región de Las Cuevas, Sanguinetti y Cegarra (1991) reconocen una sección inferior integrada por cuerpos lenticulares de lavas andesíticas piroxénicas groseramente estratificadas, porfíricas y amigdaloideas, de colores gris verdoso y rojizo, con algunas intercalaciones de conglomerados, brechas, areniscas volcánicas y niveles pelíticos, y una sección superior volcaniclástica compuesta por areniscas rojizas a parduzcas, con intercalaciones pelíticas, que pasan a facies gruesas y conglomerádicas hacia el techo. El espesor es de 900 a 1.200 metros.

En la comarca al occidente de Las Leñas, Klohn (1960) y Zanettini (1984) describen una sucesión compuesta por areniscas arcósicas, conglomerádicas, tobáceas y arcillosas, conglomerados polimícticos y pelitas, de coloración rojiza, violácea y verdosa, con la que alternan mantos de lavas andesíticas porfíricas grises y basálticas grises y negras, vesiculares a macizas, tobas y brechas andesíticas. La potencia varía de 1.000 m en las nacientes del río Tordillo hasta 3.000 m en la zona limítrofe con Chile, llegando a 5.500 m hacia el oeste aunque Klohn sugiere repeticiones tectónicas para este espesor.

Por sus relaciones estratigráficas son asignadas al Kimmeridgiano (Nullo *et al.*, 1998), debiéndose su formación a la emergencia de la cuenca jurásica ocasionada por los movimientos araucánicos del ciclo diastrófico Austrálico. El material volcánico corresponde a facies distales de paleovolcanes exhumados; es producto de una volcanismo ligado a procesos extensionales en un área de convergencia y relacionado a la generación de cuencas de intraarco (Sanguinetti, 1989).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Los yacimientos que se conocen en el metalotecto se distribuyen a lo largo de él conformando tres agrupamientos, que denominamos Las Cuevas, Valle de la Matancilla y Paso Vergara (figura 1).

AGRUPAMIENTO LAS CUEVAS

Se halla situado al sur y norte de villa Las Cuevas. Se accede a él recorriendo 190 km por la Ruta Nacional 7 desde la ciudad de Mendoza, llegándose a los depósitos en animales de silla desde Las Cuevas.

Comprende las minas San José, Catalina y La Campeona, situadas al sur de villa Las Cuevas, y manifestaciones localizadas en la quebrada de los Paramillos, al norte de la población citada. Solamente se explotó la mina San José.

MINA SAN JOSÉ

Se sitúa a 6,5 km en línea recta al sud-sudeste de villa Las Cuevas, en la quebrada de Navarro, a 3.600 m de altitud.

La geología local está constituida por el complejo volcano-sedimentario de la Formación Tordillo ya descripto, de unos 900 m de potencia e inclinado 25° al oeste.

De acuerdo con Palacio y Wleklinski (1951), el paquete mineralizado se halla en la sección inferior de la unidad, a 625 m de la base de la secuencia, integrado con mantos de volcanitas de 5 a 15 m de espesor, de colores verdosos, rojizos y amarillentos.

Distribuidos en 120 m de potencia se encuentran seis niveles mineralizados desconectados entre sí, de 1 a 4 m de espesor, en los que el mineral se halla rellenando vesículas, de hasta 15 cm de diámetro, en la parte superior de las coladas, en planos de separación entre mantos y como guías en diaclasas de 1 a 3 cm y hasta 10 cm de ancho. Se han definido tres cuerpos principales discontínuos en una superficie de 1,26 kilómetros cuadrados.

AGRUPAMIENTO VALLE DE LA MATANCILLA

Se ubica al noroeste del complejo turístico Las Leñas. Desde la ciudad de Malargüe se arriba a él con vehículo transitando 97 km por las rutas Nacional 40 y Provincial 222, pasando por Las Leñas, hasta el refugio Dr. Putalivo, sito en Valle Hermoso, desde donde se lo recorre, hacia el norte, en animales de silla.

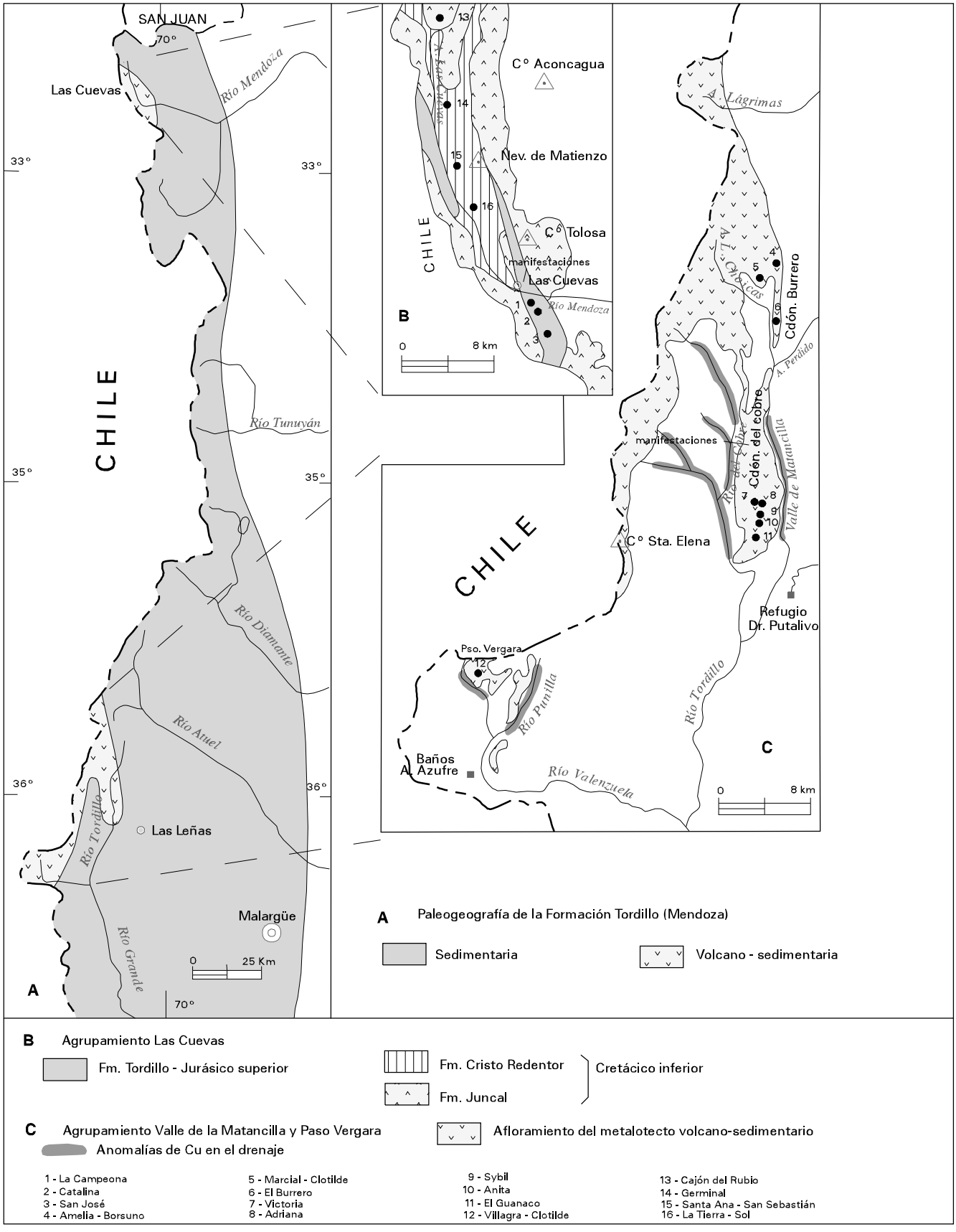


Figura 1. Mineralizaciones de Cu volcanogénico en la provincia de Mendoza.

Comprende las minas Amelia, Borsuno, Juanita, Marcial, Clotilde y El Burrero en su sector norte y Victoria, Adriana, Sybil, Anita, El Guanaco y Loma de la Vega en el sur, habiendo sido productoras El Burrero y , en menor escala, El Guanaco.

MINA EL BURRERO

Se localiza a unos 20 km al noroeste de Las Leñas, en el faldeo occidental del cordón del Burrero, en la confluencia del arroyo Las Choicas con el río Tordillo, a una altura de 2.650 metros.

Según Angelelli (1946) y Zanettini (1984) en el sitio aflora la Formación Tordillo compuesta por areniscas rojas y pardas con intercalaciones de andesitas porfíricas rojo violado y grises, compactas y vesiculares, de rumbo 340° e inclinación de 40°-50°NE.

La mineralización se dispone ocupando alvéolos de 1 a 5 cm de diámetro y en venas y venillas de pocos milímetros hasta 14 cm de espesor rellenando grietas y diaclasas, a manera de stockwork, en la parte superior del cuerpo lávico; en intersecciones de grietas se han registrado espesores de 40 centímetros.

Los depósitos situados en el extremo sur del valle de la Matancilla, en el cordón del Cobre, se ubican en una faja mineralizada de unos 2,5 km de largo y 600 m de ancho. Entre ellos tuvo cierta relevancia la mina El Guanaco, en la que el manto andesítico y las sedimentitas tienen rumbo 13° e inclinación de 60° al este. La mineralización se presenta en fisuras de 2 a 4 cm de espesor, en pequeños bolsones, como relleno alvéolos de hasta 8-10 cm de diámetro y como impregnaciones.

AGRUPAMIENTO PASO VERGARA

Se encuentra situado 37 km en línea recta al oeste-sudoeste del complejo Las Leñas. Desde la ciudad de Malargüe se accede recorriendo 192 km por las rutas Nacional 40 y Provinciales 224 y 226, hasta 2,5 km antes de llegar al paso Vergara; desde allí se continúa a pie o en animales de silla.

Este agrupamiento cierra la faja de cobre volcanogénico en su extremo sur. Comprende las minas Villagra y Clotilde.

MINA VILLAGRA

Se sitúa 13 km al norte de Baños del Azufre y a 2,4 km al sudeste del paso Vergara.

Zanettini (1984) expresa que en el sitio aflora el metalotecto integrado por un manto de lava andesítica porfírica, compacta, color gris oscuro, que se intercala en areniscas y conglomerados color pardo rojizo oscuro. La mineralización está localizada en la andesita con las características ya descriptas.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

De acuerdo con Zanettini (1984) en las efusivas las alteraciones hidrotermales se hallan superpuestas por lo que no definen zonaciones. Las asociaciones presentes determinan estadios mesotermales y epitermales.

Se encuentra alteración propilítica (clorita-epidoto) afectando a la roca y alteración prehnítica (prehnita-datolita-calcita-clorita) y ceolitas como relleno alveolar y de fisuras discordantes. Con estas disposiciones suele ocurrir también sílice (cuarzo blanco, ópalo, calcedonia), acompañando o no a la alteración prehnítica, y epidoto. Se observa además que la alteración sericítico-caolínica ataca a los feldespatos y los mafitos se muestran serpentinizados, lo cual se interpreta como productos de meteorización.

MINERALIZACIÓN

Si bien los elementos sedimentarios son localmente anómalos en cobre, es con los mantos lávicos que se vincula la mineralización cuprífera.

Según Zanettini (1984), en las volcanitas mineralizadas es de carácter petrogenético una fina diseminación de calcopirita y, subordinada, bornita, presentándose también magnetita y tetrahedrita.

Siguiendo a Angelelli (1946), Palacio y Wleklinski (1951) y Zanettini (1984 y 1998), la mineralización hidrotermal primaria consiste en calcosina gris, calcopirita, bornita y, en menor proporción, digenita, cobre nativo y magnetita. Se hallan también calcopirita y cobre nativo incluidos en prehnita y en datolita que rellenan alvéolos. Escasas arsenopirita y diminutas chispas de oro se detectaron en la mina El Guanaco.

Los minerales supergénicos son calcosina azul en gran proporción, covellina como reemplazo de la anterior, malaquita, azurita, crisocola, cuprita, tenorita, hematita y limonitas. Malaquita y azurita se extienden, localmente, a las rocas sedimentarias subyacentes al manto efusivo mineralizado.

Los minerales de ganga que acompañan a los anteriores son, de manera predominante, prehnita y calcita, reconociéndose además calcedonia, ópalo y cuarzo.

GEOQUÍMICA

Los primeros estudios geoquímicos que involucraron al metalotecto, aunque no como tal, fueron realizados durante el Plan Cordillerano (1964-1968), prospección regional llevada a cabo por Naciones Unidas y la Dirección General de Fabricaciones Militares.

El muestro geoquímico de sedimentos de corriente y su análisis por colorimetría en esa oportunidad, muestra anomalías de cobre (50-160 ppm) sobre el flanco occidental del cordón del Burrero y el oriental del cordón del Cobre, en relación con yacimientos conocidos y manifestaciones menores.

Asimismo, se observan tenores anómalos (50-100 ppm) en los cursos de agua que, por el oeste, conforman las

nacientes del río del Cobre y drenan los afloramientos de la Formación Tordillo localizados en la zona limítrofe con Chile.

Estudios de detalle ejecutados durante el mencionado Plan en el área del depósito San José (Cellini, 1968), revelan anomalías de cobre (60-520 ppm), plomo (60-90 ppm) y cinc (220-480 ppm) en el drenaje del metalotecto, concentrándose la mayor parte de ellas en la proximidad y aguas abajo de la mina San José.

Dirigido a evaluar los horizontes lávicos de la entidad entre la mina El Burrero y el grupo de El Guanaco, la Dirección General de Fabricaciones Militares realizó el muestreo de esas rocas (Zanettini, 1984).

Los análisis, efectuados por absorción atómica, señalan una distribución de anomalías (100 a 210 ppm) relacionadas con la presencia próxima, al punto de muestreo, de alvéolos de dimensiones mayores que 5 cm de diámetro rellenos por datolita y prehnita. A su vez, las muestras de ambos minerales de alteración hidrotermal arrojan valores entre 400 ppm y 2% Cu, debido a sus contenidos de cobre nativo y calcopirita, 0,04 g/t Au y 17 g/t de plata.

Posteriormente y enfocado a la evaluación del potencial cuprífero del metalotecto, el Servicio Geológico Minero Argentino llevó a cabo el estudio de muestras de sedimentos de corriente en la cuenca hídrica que involucra a los afloramientos del mismo en las comarcas de valle de la Matancilla y paso Vergara (Centeno, 1998).

En La Matancilla se detectan anomalías de cobre (50 a 270 ppm) en los arroyos del cordón del Cobre, sobre la margen occidental del río Tordillo, vinculadas a las mineralizaciones conocidas y otras manifestaciones, hacia el norte de ellas, sitas en dicho cordón.

En paso Vergara se hallan tenores anómalos del mismo elemento (70 a 440 ppm) hasta 500 m aguas abajo del área de las minas Villagra y Clotilde y en afluentes de la margen derecha de la quebrada Punilla (50 a 162 ppm), no vinculados a mineralizaciones conocidas aunque sí a la Formación Tordillo.

MODELO GENÉTICO

De acuerdo con Zanettini (1984) las relaciones existentes entre las rocas volcánicas, las alteraciones hidrotermales y la mineralización indican que estas últimas provienen de fluidos hidrotermales derivados del proceso volcánico que originó las coladas de lava y no afectó a las sedimentitas.

La distribución de las alteraciones sugiere que en primer término ocurrieron alteraciones mesotermales de tipo propilítico, que afectaron a minerales primarios de las volcanitas, y luego, por descenso de la temperatura, se depositaron los minerales epitermales que rellenaron vesículas y fisuras de las coladas.

Hay calcopirita y bornita petrogénicas, que consolidaron diseminadas conjuntamente con las lavas. La mineralización de cobre hidrotermal, en cambio, se originó al comienzo de la etapa epitermal y durante ésta, ya que calcosina gris, calcopirita y bornita se hallan en venillas junto con prehnita y calcita, aunque los metalíferos fueron depositados primero. Se encuentra calcopirita y cobre nativo diseminados en prehnita y datolita.

De acuerdo con lo expresado, el autor antes citado clasifica a estos depósitos cupríferos como de tipo estratoligado singenético hidrotermal, asociado a procesos volcánicos (cobre tipo manto).

OTROS DEPÓSITOS DE COBRE VOLCANOGÉNICO

Se hallan ubicados en la quebrada de Matienzo, sobre el flanco occidental del cerro Nevado del Matienzo, entre 8 y 25 km hacia el nornoroeste de villa Las Cuevas. De norte a sur comprende la mina Cajón del Rubio y el Grupo Matienzo, integrado éste por los yacimientos Germinal, Santa Ana, San Sebastián, La Tierra y Sol, que fueron estudiados por Rayces (1948) y Palacio y Wleklinski (1951). El Grupo Matienzo se explotó mediante labores precarias, hoy aterradas, en los años 1902-1907 y 1914-1919, desconociéndose datos de producción.

La mineralización del Grupo Matienzo se encuentra vinculada con rocas sedimentarias y piroclásticas de la Formación Cristo Redentor, en la que el mineral se presenta en varios horizontes diseminado, como relleno de brechas y como vetas de 30 a 50 cm de potencia, en corridas de 200 a 250 m de longitud. Consiste en calcopirita, bornita y pirita como minerales primarios en ganga de cuarzo, acompañados por calcosina, malaquita y azurita como minerales secundarios.

La mineralización de Cajón del Rubio se asocia con piroclastitas y volcanitas andesíticas de la Formación Juncal, donde forma vetillas de relleno de fracturas, compuestas por calcopirita, pirita y pirrotina en ganga de cuarzo y calcita, con calcosina y malaquita como minerales secundarios.

Los oxidados de cobre son debidos a procesos supergénicos, mientras que el mineral primario se vincularía singenéticamente con coladas lávicas.

Las unidades formales mencionadas se interdigitan lateral y verticalmente y corresponden al Cretácico inferior alto.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1946. Informe acerca de los distritos cupríferos El Burrero, Las Choicas y Valle Hermoso. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 42 pág., inédito. Buenos Aires.

Cellini, N., 1968. Informe final Zona Las Cuevas, Area de Reserva N° 9, Provincia de Mendoza, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 10 pág., edición limitada. Buenos Aires.

Centeno, R., 1998. Evaluación del potencial de cobre volcanogénico de la Formación Tordillo, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Minero Argentino (Delegación Mendoza)*, 4 pág., inédito. Mendoza.

Devito, H. A., 1954. Estudio de los yacimientos de cobre de la denominada región Valle Hermoso, Distrito Minero N° 2 Laguna Blanca, Departamento General Perón, Provincia de Mendoza. *Dirección Provincial de Minería,* 39 pág., inédito. Mendoza.

Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín,* 8, 95 pág. Santiago.

Mena, J., 1912. Informe sobre el estado de la minería en los distritos mineros de Los Buitres y Valle Hermoso de la Provincia de Mendoza. *Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 7 (4), pág. 80-82. Buenos Aires.

Nullo, F. E., G. Stephens, A. M. Combina, L. Dimieri, P. Baldauf y P. Bousa, 1998. Hoja Geológica 3569-III y 3572-IV Malargüe, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Minero Argentino,* 100 pág., inédito. Buenos Aires.

Palacio, A. H. y E. Wlekinski, 1951. Informe geológico minero de la mina San José y zonas adyacentes, mina El Sol, La Tierra y Germinal, Departamentos Luján y Las Heras, Provincia de Mendoza. *Informe de la Dirección General de Fabricaciones Militares,* 44, inédito. Buenos Aires.

Peralta, E. H., 1994. Proyecto cobre volcanogénico-epitermales en Cordillera Frontal. *Secretaría de Minería (Delegación Mendoza),* 14 pág., inédito. Mendoza.

Rayces, E. C., 1948. Informe preliminar sobre la mina de cobre San José, Distrito 21, Potrerillos, Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

Sanguinetti, A. S., 1987. El «Tordillolitense» y la extensión del volcanismo neojurásico en la cuenca neuquino-aconcagüina. *Simposio Internacional sobre Volcanismo Andino, 10° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 279-282. San Miguel del Tucumán.

Sanguinetti, A .S., 1989. Volcanismo neojurásico-neocomiano de la quebrada de Vargas, alta cordillera de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44 (1-4): 381-393. Buenos Aires.

Sanguinetti, A. S. y M. I. Cegarra, 1991. El volcanismo jurásico superior al este de Las Cuevas, Cordillera Principal de Mendoza, Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 872-876, Viña del Mar.

Zanettini, J. C. M., 1984. Prospección Mendoza Sur. En: Informe final proyectos Santa Clara y Mendoza Sur. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 47 pág., inédito, Mendoza.

Zanettini, J. C. M., 1998. Recursos minerales. En: Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A.M., Dimieri, L., Baldauf, P. y Bousa, P.: Hoja Geológica 3569-III y 3572-IV Malargüe, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Minero Argentino,* 100 pág., inédito, Buenos Aires.

Zanettini, J. C. M. y M. A. Carotti, 1993. Yacimientos metalíferos y metalogénesis. En Ramos V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* 4 (1): 485-504, Buenos Aires.

Ametrano, S., R. Etcheverry, H. Echeveste, M. Godeas y M. Zubia, 1999. Depósitos polimetálicos (tipo VMS) en la Cordillera Fueguina, Tierra del Fuego. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1029-1038, Buenos Aires.



DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS (TIPO VMS) EN LA CORDILLERA FUEGUINA, TIERRA DEL FUEGO

Silvia Ametrano[1], Ricardo Etcheverry[1], Horacio Echeveste[1], Marta Godeas[2] y Mario Zubia[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El área se localiza entre los 54°30' y 55° de latitud sur y 67°30' y 68°40'de longitud oeste, en ámbito de la Cordillera Fueguina. Las manifestaciones se distribuyen en las sierras de Sorondo y Alvear**.** Los datos que se aportan en esta presentación se restringen a manifestaciones dentro del territorio argentino, desde la frontera con Chile al oeste, el lago Fagnano por el norte, hasta el canal de Beagle como se aprecia en las figuras 1 y 2.

Leyes

Las tareas de exploración llevadas a cabo por empresas privadas en los últimos años y publicados por Yamana Resources Inc. (1998) señalaron los valores obtenidos de perforaciones (tabla 1) para las manifestaciones Arroyo Rojo y Sargent.

En la mina Beatriz, Zubia *et al.* (1989a) presentaron las leyes, de alta variación, obtenidas de un muestreo en 14 canaletas de 1 m, cortando la lente y la caja, tal como se observa en la tabla 2.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento, exploración, propietarios

Kranck (1932) realizó un estudio sistemático de ambas márgenes del canal de Beagle, recorriendo distintos sectores cordilleranos y estableciendo la presencia de sulfuros (esfalerita, galena, calcopirita y pirita) en la comarca. En ese trabajo se refiere brevemente a las mineralizaciones localizadas en Bahía Yendegaia, costa este del lago Roca y Bahía San Juan.

Posteriormente, las tareas de reconocimiento desarrolladas a principios y durante la década del '80 en los Andes Fueguinos (Caminos *et al.*, 1981) posibilitaron, además de un mejor conocimiento geológico de la región, la determinación de varias anomalías de color (arroyo Los Castores, río Remolino-Túnel, bahía Sloggett, bahía Aguirre) y el relevamiento, descripción mineralógica e inicio de una interpretación metalogénica de la mina Beatriz, en las proximidades de Bahía Ensenada sobre el canal de Beagle (Zubia *et al.*, 1989 a y b). La manifestación polimetálica de esta mina fue objeto de un pequeño laboreo subterráneo exploratorio que se cree fue realizado hace más de 30 años.

A mediados de la década del '90, la empresa Yamana Resources Inc. (propietaria de los cateos englobados en el prospecto denominado Fin del Mundo) acordó un *joint venture* con Noranda y luego con Westmin, operadoras sucesivamente del prospecto. A partir de los trabajos realizados por este grupo hasta 1997, se pudieron determinar varios sectores portadores de mineralizaciones: Sargent, Arroyo Rojo, Diente de Tiburón y otros (figura 1). Estas empresas efectuaron tareas de prospección y exploración, que consistieron en perfiles electromagnéticos aerotransportados, trabajos geológicos de detalle, muestreos geoquímicos (sedimentos de corriente y esquirlas de rocas) y programas de sondeos en los blancos establecidos.

Según Yamana Resources (1998) se realizaron 14 sondeos, particularmente en Arroyo Rojo y Sargent. En la tabla 1 se presentan sucesivamente los resultados de las perforaciones AR 97/3, AR 97/5, AR 97/7, S 97/12 y S 97/9. Esta empresa posee otros sectores portadores de potenciales mineralizaciones polimetálicas (tipo VMS) y también de tipo

[1] *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales.*

[2] *SEGEMAR.*

	Potencia m	Cu %	Pb %	Zn %	Ag g/t	Au g/t
Arroyo Rojo	18,60	1	1,4	3		
Arroyo Rojo	0,40	0,5	5,3	4	0,46	0,96
Arroyo Rojo	17,90	0,2	1,8	4,5		
Sargent	0,30	1	10	27,5		
Sargent	1,30	3,9				

Tabla 1. Leyes en sondeos de Arroyo Rojo y Sargent.

	Potencia m	Cu %	Pb %	Zn %	Ag g/t	Au g/t
Beatriz	1	0,02-4,73	0,02-4	0,03-19	5-175	Vest.

Tabla 2. Leyes de la mina Beatriz, muestreo en canaletas.

epitermal de metales preciosos en territorio chileno, asociadas siempre a elementos volcánicos de edad jurásica (figura 1).

Una síntesis metalogenética más reciente fue llevada a cabo por Ametrano *et al.* (1998).

GEOLOGÍA REGIONAL

El ambiente geológico regional se caracteriza por un basamento metamórfico deformado representado por prismas acrecionados, asignados al Paleozoico superior. En la porción más austral de Sudamérica, en Tierra del Fuego, se desarrolló durante el Jurásico un episodio extensional (Dalziel *et al.*, 1974; Bruhn *et al.*, 1978; Dalziel, 1982) que originó una cuenca de retroarco. Durante su evolución se produjo la depositación de un potente volcanismo ácido (Formación Lemaire) que se intercaló con sedimentitas marinas, inicialmente de alta energía con una evolución hacia facies de ambientes más profundos representados por pelitas y lutitas en los tiempos del cese de la actividad volcánica ácida y que corresponden a la denominada Formación Yahgán (Kranck, 1932). Luego, cuando las condiciones de atenuación y fracturación fueron adecuadas comenzó el derrame de cuerpos y filones basálticos, que son la expresión más elocuente de la extensión en la cuenca de retroarco (Dalziel *et al.*, 1987).

En el territorio argentino el basamento sólo tiene expresión junto a la frontera con Chile (figura 2) y está representado por la Formación Lapataia (Caminos, 1979). Las sedimentitas y volcanitas de esta cuenca de retroarco fueron afectadas luego por metamorfismo de bajo grado y deformación. Merece destacarse que la intercalación del episodio volcánico riolítico (Serie Tobífera, Thomas, 1949; Formación Lemaire, Borrello, 1969, 1972) en la secuencia volcanosedimentaria de retroarco tiene una amplia expresión en otros sectores de los Andes. La edad de las principales unidades de esta cuenca ha sido definida como triásica superior-cretácica. Rocas básicas oscuras a verdosas, también metamorfizadas, ubicadas en Paso Garibaldi y otras localidades, representan con rigor el período de rift según Dalziel (1981); hacia el oeste en territorio chileno han sido denominadas Rocas Verdes (Dalziel *et al.*, 1974) y otros autores las relacionan al Complejo Tortugas.

Completa la evolución un arco magmático constituido por plutonitas del Cretácico tardío-Terciario, momento en que se produce el cierre de la cuenca. Estas rocas conforman *stocks* y diques de composiciones variadas (granito-sienodiorita-diorita-hornblenditas?).

La configuración tectónica actual obedece a la orogenia andina cuyos efectos compresivos se manifiestan en las numerosas escamas tectónicas, limitadas por fallas inversas, que caracterizan a los Andes Fueguinos (figura 2). De acuerdo con Cingolani (1989), durante el Terciario se produce la migración del arco magmático y una progresiva deformación en profundidad, resultando estructuras de desplazamiento de rumbo y empuje, que conforman un cinturón plegado con frecuentes efectos de cizalla. Finalmente la región es bisectada por fallas transcurrentes.

En el Cuaternario se desarrollan fundamentalmente depósitos glaciarios y aluviales, así como extensas llanuras de turba.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

En los sectores donde se han estudiado las manifestaciones metalíferas (figura 2), se reconocen las siguientes unidades estratigráficas: Metamorfitas Lapataia, Formación Yahgán, Formación Lemaire, rocas ultramáficas y basaltos en las inmediaciones de la mina Beatriz. Las Metamorfitas Lapataia son rocas del basamento asignadas al Paleozoico superior (?), que comprenden filitas, esquistos y gneises, con un grado correspondiente al de facies de anfibolita.

En discordancia angular se dispone la potente sucesión de volcanitas y piroclastitas ácidas, probablemente depositadas en ambiente marino, que se asignan a la Formación Lemaire del Jurásico superior. La interdigitación con metasedimentitas de la Formación Yahgán se ha observado al pie del monte Susana sugiriendo una intrusión húmeda. Igual forma de emplazamiento describieron Pesce *et al.* (1996) hacia el este en la zona de Termas del Río Valdéz. Las volcanitas están afectadas por metamorfismo regional de bajo grado, con textura blastoporfírica. La pasta original ha recristalizado a un agregado, en parte lepidogranoblástico, constituido dominantemente por cuarzo y sericita-moscovita, con escasa clorita y plagioclasa, y en ocasiones estilpnomelano. Los fenocristales relícticos son de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. El cuarzo presenta con frecuencia una fuerte cataclasis, colas de presión, fluxión, extinción ondulosa e inclusiones puntuales y en trenes. La pasta recristalizada a cuar-

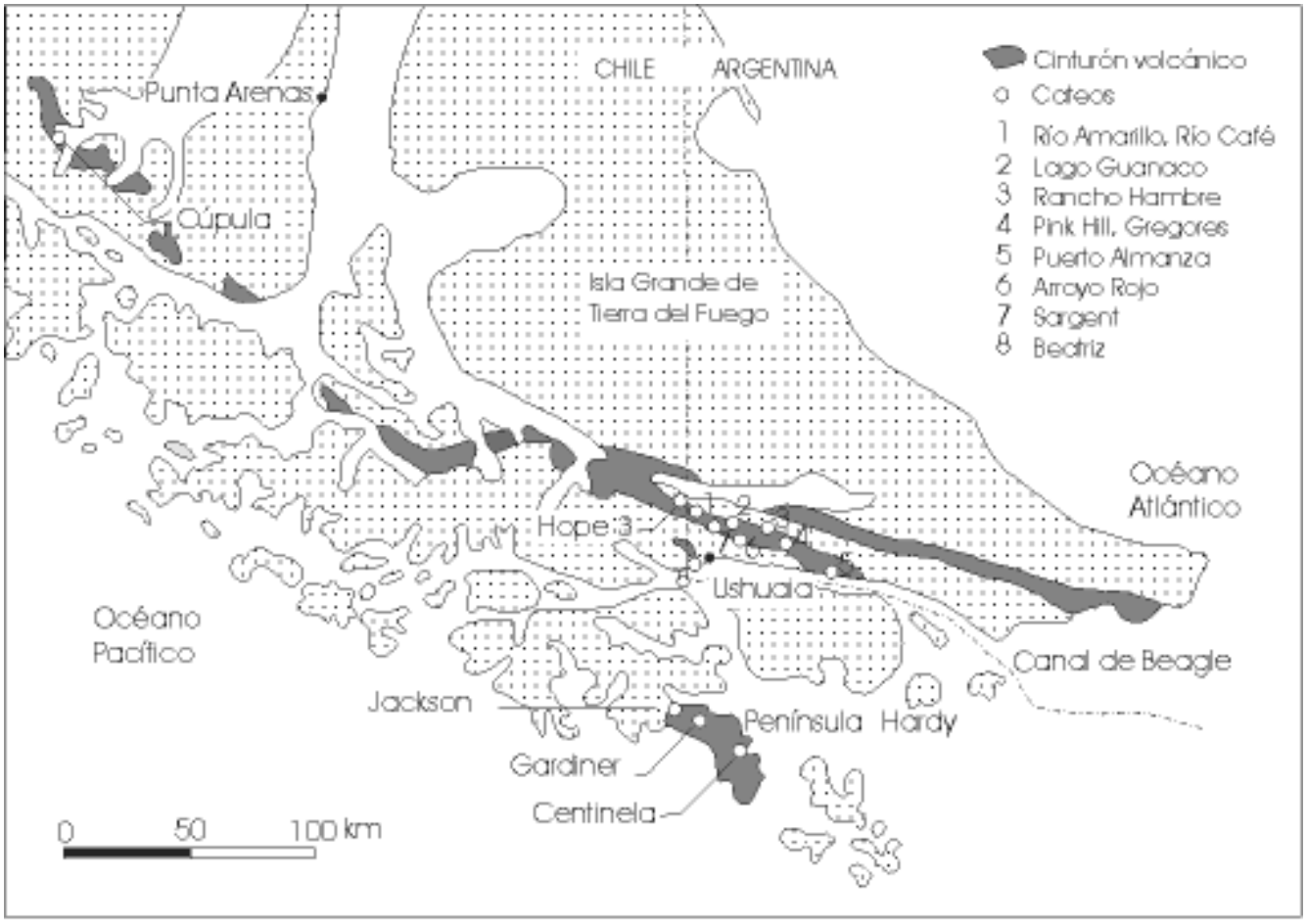


Figura 1. Sectores portadores de mineralización en los territorios argentino y chileno.

zo-sericita está con frecuencia bandeada y lenticulada. Como minerales neoformados además se observan epidoto, titanita y prehnita, accesorios ígneos son la apatita y el circón. La pirita es frecuente, llegando a ser muy abundante generalmente en cristales automorfos y también como piritosferas; suelen estar rotados y acompañados por colas de presión. La composición mineralógica y química señala que se trata de riolitas, riodacitas y dacitas. La cantidad de sericita y pirita es variable, aumentando o disminuyendo ambas en conjunto. Las rocas están reemplazadas por sílice, resultando dificultoso precisar si este reemplazo es producto de silicificación. El metamorfismo sobrepuesto a estas metavolcanitas ha obliterado la clara identificación de alteraciones hidrotermales, a excepción de la piritización. En algunos sectores de los grandes domos de la sierra de Alvear se han observado algunos rasgos texturales microscópicos que podrían corresponder a facies ignimbríticas. La foliación en las metavolcanitas llega a ser muy conspícua.

Los datos geoquímicos de elementos traza confirman su pertenencia a un arco volcánico y el patrón de distribución de tierras raras corresponde al de riolitas de arcos volcánicos evolucionados. La alteración que estas rocas han sufrido por interacción con el agua de mar queda demostrada por la variabilidad en sus contenidos de MgO; Lentz (1996) señaló que valores superiores a 0,5 % MgO corresponden a volcanitas submarinas y los inferiores a subaéreas. Algunas riolitas habrían tenido una menor interacción con el mar.

En concordancia, y con pasajes transicionales e interdigitaciones, se presenta una sucesión de sedimentitas, piroclastitas riodacíticas e ignimbritas del Cretácico inferior, correspondientes a la Formación Yahgán, que también ofrece evidencias de metamorfismo de bajo grado, facies prehnita-pumpellyita, así como intensa deformación. Las sedimentitas poseen características de turbiditas. Se trata pues de pizarras, filitas y areniscas, siendo frecuentes las pizarras negras en espesores de considerables que portan abundante pirita recristalizada, pirita framboidal relíctica y grafito. Los efectos del metamorfismo y deformación también se manifiestan con claridad en esta secuencia. Las venas silíceas también son abundantes, variables en su potencia y generalmente de posición coherente con los clivajes pizarreños y foliación. Estas venas silíceas ponen con mayor claridad la deformación que afectó el conjunto, ya que por su diferente competencia suelen fragmentarse en rosarios.

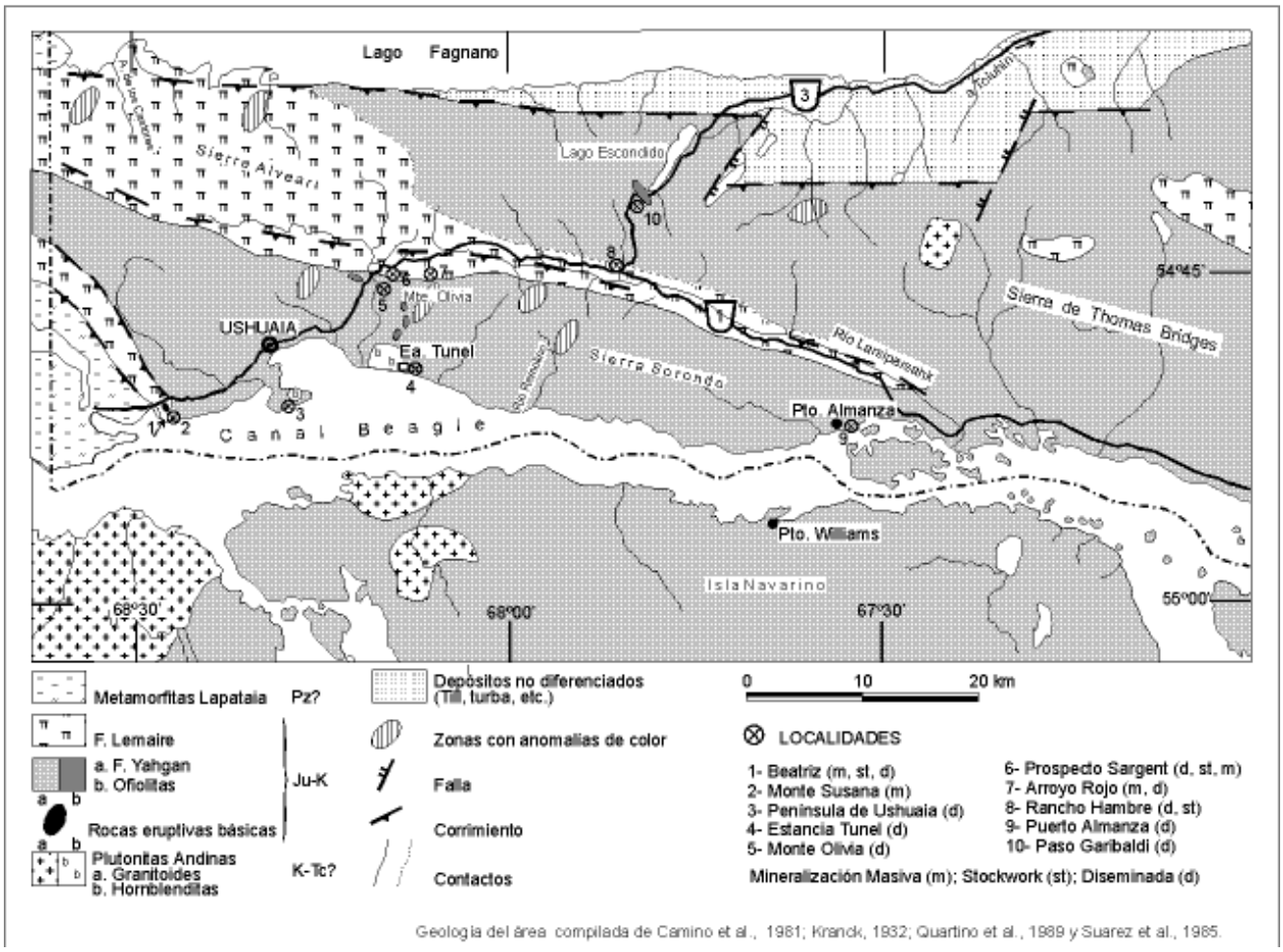


Figura 2. Marco geológico y ubicación de las manifestaciones reconocidas en la porción sur de Tierra del Fuego.

Quartino *et al.* (1989) denominaron a todo el conjunto litológico como "Complejo Deformado de los Andes Fueguinos", con carácter informal, para referirse al paquete leptometamórfico y eruptivo sometido a plegamiento.

Al sur del canal de Beagle, en Chile, se ha reconocido un complejo ofiolítico (basaltos almohadillados, doleritas y gabros), que en parte infrayace a las turbiditas de la Formación Yahgán, denominado Complejo Tortuga por Suárez *et al.* (1985 a y b). La participación de estas rocas en los Andes Fueguinos ya había sido mencionada con anterioridad por Kranck (1932), Katz (1972) y Bruhn y Dalziel (1977). En el área del distrito, entre Monte Olivia y Lago Escondido, afloran rocas eruptivas oscuras a verdosas a las que Quartino *et al.* (1989) adjudicaron un rango tholeítico a calcoalcalino, en parte intrusivas y con características espilíticas. Rocas ultramáficas relativamente serpentinizadas afloran desde la estancia Túnel hasta la bahía de Ushuaia y también basaltos metamorfizados sobre la Ruta 3. Haller y Delpino (1989) señalaron que estas litologías serían testimonios de una ofiolita desmembrada. En tanto, Acevedo (1996) y Olivero *et al.* (1997) consideraron a las hornblenditas y dioritas cuarzosas de la estancia Túnel como plutonitas andinas postectónicas.

Estructura y deformación

Con respecto a la estructura dominante, la misma se define como un intenso plegamiento volcado al noreste según un anticlinorio. Como ya se señaló, los efectos compresivos andinos generaron numerosas escamas tectónicas limitadas por fallas inversas (figura 2) que involucran el conjunto litológico de la cuenca de retroarco. También generó un dinamometamorfismo que produjo foliación, replegamientos de diversas escalas, *boudinage* y cizallas. La secuencia tiene un rumbo dominante este-oeste e inclina monoclinalmente hacia el sur. La foliación dominante es paralela a la estratificación primaria.

Las manifestaciones polimetálicas

En el mapa de la figura 2 se pueden observar las ubicaciones de los distintos tipos de manifestaciones que se han reconocido en la porción austral de la provincia de Tierra del Fuego algunas de ellas de apreciables dimensiones. Las mineralizaciones estudiadas son de tres tipos:

Tipo	Geometría	Litología huésped	Mineralogía	Textura y grano de la mena
Masiva > 60 % sulfuros	Lensoidal	*Metavolcanitas *Metasedimentitas en proximidades de cuerpos volcánicos.	**Mayoritarios*: pirita, esfalerita, calcopirita, galena. **Minoritarios*: pirrotina, cobaltita **Accesorios*: marcasita, arsenopirita, magnetita, tetraedrita, bournonita selenífera. **Secundarios*: covelina, malaquita, azurita, "limonitas". **Ganga*: muy escasa y constituida por cuarzo y algo de calcita.	**Bandeada* muy fina a gruesa, con escasos plegamientos disarmónicos. **Metamórficas*: recristalización de pirita en megacristales poiquilíticos, textura "annealed", redistribución periférica de calcopirita "disease" en esfalerita. **Deformacionales*: rotación de blastos de pirita, esfalerita; craquelamiento de pirita; fluxión de calcopirita y relleno de fracturas de pirita; "colas de presión" en torno a blastos de sulfuros: "menas milonitizadas"
		*Chert silíceo en lutitas negras	*Pirita ⇒	*Cristales recristalizados de gran idiomorfismo, grano medio, en alta concentración (50-60% vs. SiO_2). Piritosferas relícticas con cierta recristalización.
Stockwork	Venillas	Acompañada de ganga silícea en: *Metavolcanitas *Metasedimentitas	**Mayoritarios*: calcopirita, pirita, esfalerita **Minoritarios*: galena **Accesorios*: cobaltita **Ganga*: cuarzo	Texturas granulares de grano fino a medio propias del relleno de espacios abiertos.
Diseminada	Diseminación concentrada	*Metavolcanitas *Metasedimentitas, con mayor abundancia en pizarras negras	**Dominante*: pirita **Escasos:* pirrotina, esfalerita, galena, calcopirita.	Grano fino a grueso, en diseminación homogénea.

Tabla 3. Síntesis de las características de los tipos de mineralización.

Mineralización masiva: corresponde a cuerpos lenticulares polimetálicos, en los cuales los sulfuros comprenden más del 60% de los mismos. Poseen menas de mineralogía sencilla con texturas bandeadas a las que se adicionan los caracteres del metamorfismo sobrepuesto. La granulometría es variable, siendo la pirita el sulfuro de mayor respuesta a la recristalización metamórfica. Se alojan en cuerpos de metavolcanitas de la Formación Lemaire o en metasedimentitas de la Formación Yahgán que están en proximidades de cuerpos riolíticos. Existe en el área una mineralización masiva exclusivamente pirítica vinculada a un *chert* que se aloja en lutitas negras.

Mineralización tipo stockwork: consiste en venillas (máximo 3 a 5 cm) que se alojan tanto en metasedimentitas como en metarriolitas, a lo largo de planos de foliación o en estructuras tensionales. Son polimetálicas, de mineralogía sencilla con ganga silícea y escasamente carbonática. Sus longitudes son variables; en el caso de las alojadas en metavolcanitas constituyen en sectores intrincadas redes de intersección de las mismas.

Mineralización diseminada: se trata de altas concentraciones de sulfuros diseminados. El mineral presente es pirita recristalizada de gran tendencia al automorfismo y también piritosferas relícticas. Menos frecuente es pirrotina y más aún lo son esfalerita y calcopirita, halladas solamente en Puerto Almanza.

En las tablas 3 y 4 se presenta la síntesis de los tipos de mineralizaciones y de las distintas localidades.

Las manifestaciones Península de Ushuaia, Estancia Túnel y Paso Garibaldi no se han estudiado aún en profundidad. En todas ellas se observa mineralización diseminada en concentraciones variables en las rocas melanocráticas constituidas por ilmenita, rutilo, pirita, linneíta y calcopirita con clorita, epidoto y calcita como minerales de alteración (Acevedo, 1996). Cabe señalar que si bien el área de este relevamiento alcanza al este Puerto Almanza, Acevedo y Radoszta (1987) reconocieron manifestaciones piríticas hasta la bahía Buen Suceso sobre el estrecho de Le Maire.

Estudios geoquímicos

Se han realizado análisis químicos de riolitas (ICP, FRX, AN), análisis de contenidos de metales (AN, AA, ICP) en esquirleos para el *chert* pirítico al que además se le incluyó el análisis de ETR (Intertek T. Serv., Vancouver). Por otra parte se efectuaron numerosos análisis por microsonda electrónica (Universidad de Oviedo, España) en los sulfuros más abundantes.

En referencia al *chert* pirítico los ETR siguen un patrón semejante al de las riolitas. En tanto en el diagrama triangular (Cu+Co+Ni/Fe/Mn) de Bonatti (1975) para dis-

Mineralización	Tipo y dimensiones	Mena y ganga	Litología huésped	Alteración
Mina Beatriz	*Masiva: lente sub-concordante de 18 m de longitud y potencia máx. de 0,8 metros. Con extremos desmembrados en venillas y desplazamiento de la lente por falla.	*Mayoritarios: calcopirita, esfalerita, galena, pirita. *Minoritarios y accesorios: pirrotina, cobaltita, arsenopirita, marcasita, magnetita, tetraedrita *Ganga: cuarzo, escasa calcita.	*Areniscas y vaques de Formación Yahgán, a 200 m de intrusiones riolíticas interdigitadas con Formación Yahgán.	*Obliterada por metamorfismo. Piritización ?, silicificación ?
	**Stockwork*: venillas de hasta 2-3 cm de espesor y longitudes de hasta 10 metros. Area cubierta por venillas = 1 km^2. Alojadas en planos de foliación y estructuras tensionales.	*Mayoritarios: calcopirita, pirita. *Minoritarios y secundarios: esfalerita, galena, cobaltita, covelina, malaquita, azurita *Ganga: cuarzo	*Metasedimentitas de Formación Yahgán y metarriolitas de Formación Lemaire.	No
	*Diseminación	*Pirita, piritosferas, grafito	Formación Yahgán y Lemaire	No
Pie del monte Susana, sobre la costa del canal de Beagle.	*Masiva: *Chert* pirítico alojado en unos 15 m de espesor de pizarras negras. Reconocidos en la costa por más de 1 km, según el rumbo.	*Pirita recristalizada, piritosferas parcialmente recristalizadas que constituyen > 50 %. *Ganga: cuarzo	*En pizarras negras con abundantes intercalaciones concordantes de *chert* pirítico con microplegamientos y *boudinage*	*Oxidación limonítica intensa.
Monte Olivia	*Diseminada según varios niveles de hasta 0,30 m de espesor, con concentraciones paralelas a la foliación y longitudes de hasta 10 metros	*Pirita de grano grueso, recristalizada y piritosferas.	*En pizarras negras	*Muy escasa oxidación limonítica.
Sargent	*Masiva en un afloramiento dentro de un circo glacial, con 20 cm de espesor y concordancia con la foliación.	*Pirita de grano muy grueso craquelada con calcopirita como relleno de sus fracturas. *Ganga: *chert* silíceo	*En metarriolita	*Oxidación limonítica intensa.
	**Stockwork* en laterales de banco masivo. Venillas de 0,5 cm y escaso recorrido y subparalelas a foliación	*Galena, esfalerita, pirita. *Ganga: silícea	*En metariolita	*Escasa oxidación.
	*Diseminada en el área del prospecto en baja concentración.	*Pirita fina	*Metariolitas con foliación y pizarras negras.	*Escasa oxidación limonítica
Arroyo Rojo	*Masiva en lente aflorante de 120 m de largo y espesor máximo de 10 m subconcordante con foliación El carácter lentiforme se estima controlado por la deformación del área.	*Grano grueso, mena masiva milonitizada. *Mayoritarios: esfalerita, pirita, galena. *Minoritarios: calcopirita, tetraedrita, boulangerita. *Ganga: muy escasa sílice y carbonatos	*Metariolita	*Muy intensa oxidación limonítica. Los indicadores de alteración hidrotermal están obliterados por recristalización durante el metamorfismo: sericitización ?, cloritización ?, prehnita ?
	*Diseminada en las paredes de la lente masiva con concentraciones que disminuyen al alejarse de la lente masiva. Muy visible hasta 15 m de los bordes de la lente.	*Esfalerita y pirita de grano grueso.	*Metariolita	*Oxidación limonítica
Rancho Hambre	**Stockwork* en guías de máximo 0,5 cm y corto recorrido.	*Mayoritario: Pirita *Minoritarios: esfalerita, galena, calcopirita *Ganga: cuarzo.	*Metariolita	*Obliterada por metamorfismo. Sericitización ?, piritización?
	*Diseminada en concentraciones medias.	*Pirita fina	*Metariolita y más escasa en metasedimentitas.	*Idem
Puerto Almanza	*Diseminación fina en niveles paralelos a la foliación. Potencia aflorante 15 m a lo largo de 40 m de exposición.	Toda la diseminación presenta aplastamiento normal a la foliación *Mayoritarios: pirita, piritosferas, pirrotina. *Minoritarios: esfalerita, galena, calcopirita.	*Pizarras grises, moradas.	*Oxidación limonítica

Tabla 4. Síntesis de las localidades con mineralización (mapa figura 2).

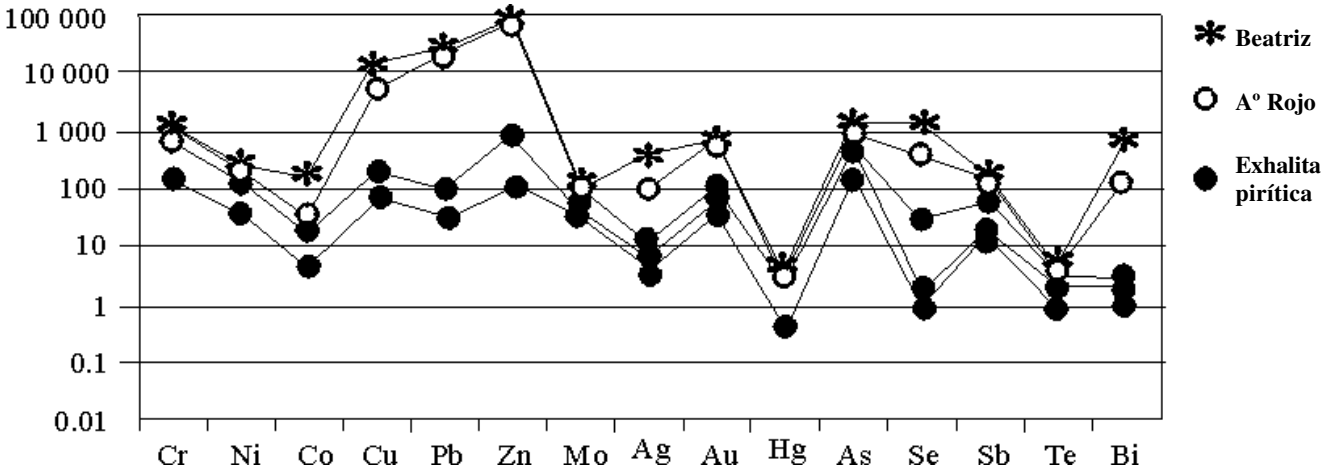


Figura 3. Distribución de metales en menas masivas (Arroyo Rojo y Beatriz) y exhalitas piríticas.

criminar sedimentos hidrogénicos de aquellos que tienen filiación hidrotermal, las dos muestras analizadas del *chert* pirítico de Monte Susana (obtenidas por esquirleo) entran en el campo hidrotermal. En la distribución de metales de menas masivas, comparadas con las del *chert* pirítico se observa una similar distribución a excepción de Cu, Pb y Zn (figura 3). Cabe destacar que los valores de Zn para el *chert* pirítico fluctúan entre 100 y 700 ppm sobre análisis de 3 muestras. De este modo lo*s cherts* piríticos representan en la secuencia de la Formación Yahgán otra expresión de un episodio hidrotermal de alto contenido silíceo y pirítico que además se aloja en niveles semejantes a los de cuerpos intrusivos riolíticos (Ametrano y Paar, 1996).

Si se comparan las menas masivas de Beatriz y Arroyo Rojo, la primera posee tenores más elevados en Co, Cu, As, Se Bi y Ag. El Co está contenido en la cobaltita de la mina Beatriz como en sus piritas. En tanto, arroyo Rojo tiene mayores contenidos de Pb y Zn en coherencia con la composición de la mena, en la cual la calcopirita es subordinada. Estos datos se aproximan a los reconocidos para porciones basales más cupríferas (>Bi, Se, Co,) -y póstumas- de los VMS (Beatriz), respecto de los mayoritariamente de Pb-Zn (Arroyo Rojo) que representan niveles iniciales del modelo (Marcoux *et al.*, 1996; Eldridge *et al.* 1983; Large, 1992).

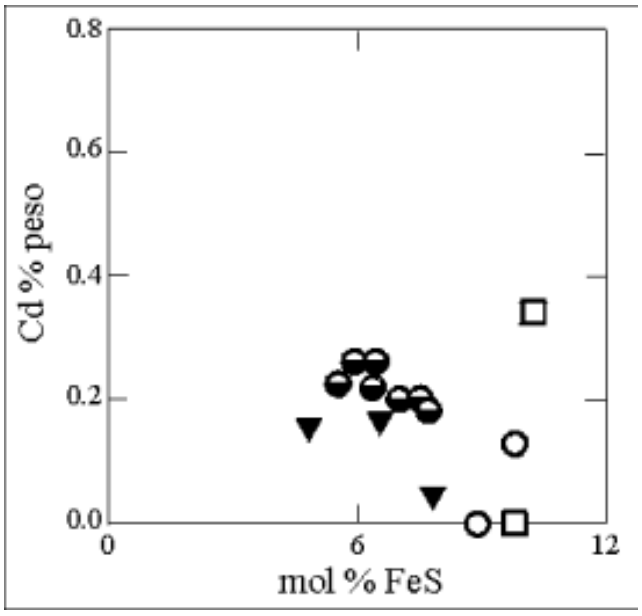


Figura 4. Cadmio (porcentaje en peso) *versus* mol% en FeS en esfaleritas. Triángulos llenos, acumulación de 30 datos: esfalerita Beatriz masiva. Círculos semillenos, acumulación de 60 datos: esfalerita Arroyo Rojo. Círculos y cuadrados vacíos, acumulación de 20 datos de esfalerita *stockworks*.

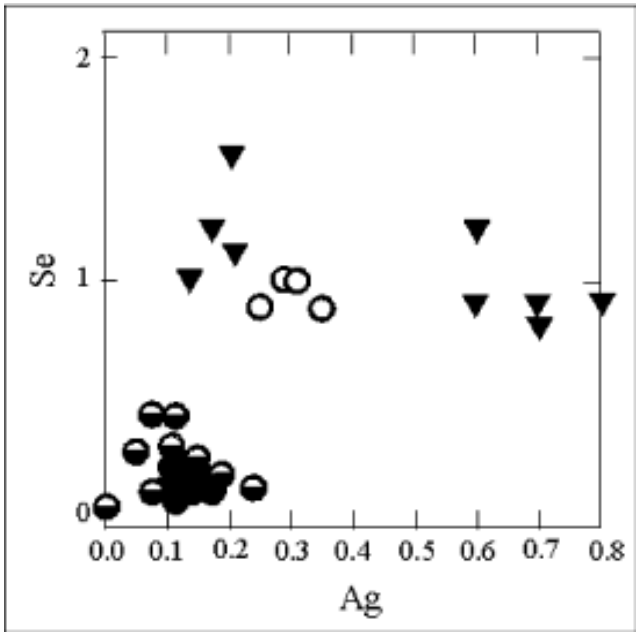


Figura 5. Selenio *versus* plata en galenas. Referencias iguales a las de la figura 4.

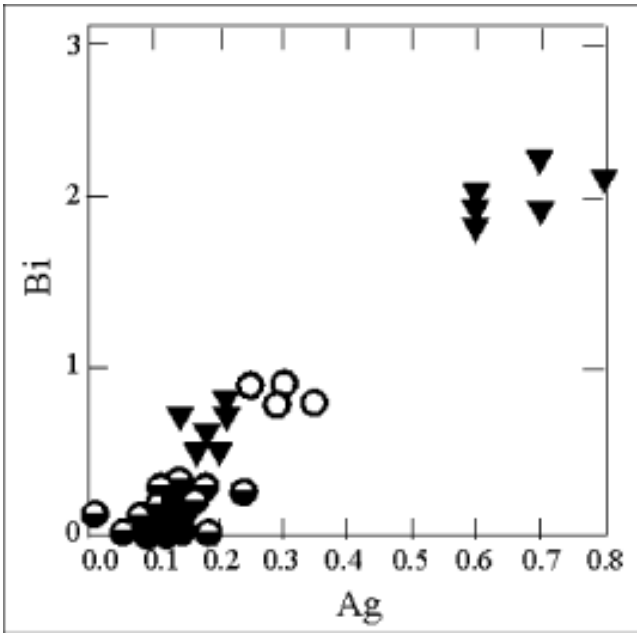


Figura 6. Bismuto *versus* plata en galenas. Referencias iguales que las de la figura 5.

Se analizó el contenido en Cd de las esfaleritas *vs.* el mol % en FeS que poseen. Se han acumulado puntos promediados en el gráfico (figura 4), que en total representan 110 análisis por microsonda. Se observa un ligero aumento del contenido de FeS en las esfaleritas de los *stockworks* de Beatriz, Sargent y Rancho Hambre respecto de los de las menas masivas de Beatriz y Arroyo Rojo, sin superar 10 mol porciento, tal como ocurre en la Faja Ibérica (Marcoux *et al.*, 1996). En cuanto al Cd, todas las esfaleritas se encuentran por debajo del rango de las epitermales establecido por Bortnikov *et al.* (1995) entre 0,5 y 2 % en peso.

En cuanto a las galenas, los tenores en Ag de la mina Beatriz son fluctuantes y mayores que los de la mena masiva de Arroyo Rojo. Lo mismo sucede para el Se (figura 5) y Bi con contenidos superiores en la mena de Beatriz, y muy bajos en Arroyo Rojo. La correlación Bi/Ag es muy buena para las galenas (figura 6). En todos los casos las galenas de *stockwork* se encuentran con valores intermedios.

Galena	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$
Beatriz	38.501	15.652	18.504
Arroyo Rojo	38.505	15.645	18.645

Tabla 5. Valores de Pb isotópico en 2 galenas.*; **. (*2 sigma = ±0,012; 0,014; 0.048; Estándar = NBS 981). **Corrección de datos por fraccionamiento + 0,13 % / unidad de masa atómica según NBS 981.

Mineral	$\delta^{34}S_{CDT}$ ‰
Pirita Beatriz	0,61
Pirita Arroyo Rojo	1,60
Esfalerita Beatriz	-0,35
Esfalerita Arroyo Rojo	0,79
Pirita chert Monte Susana	7,88

Tabla 6. Resultados de isótopos de S.

Se efectuaron más de 100 análisis por microsonda electrónica de piritas, cuyos resultados permiten extraer las siguientes conclusiones:

- Las piritas de Arroyo Rojo poseen lo valores más elevados de Zn (hasta 1,5 % peso), demostrando que la abundancia de Zn permitió su ingreso a la estructura de la pirita.
- Los valores de Au, aunque despreciables, son muy variables y los mayores acompañados de un incremento de As.
- Los contenidos más altos de Au fueron hallados en piritas diseminadas del monte Olivia con valores constantes entre 0,10 y 0,37 % peso Au, y también los más altos en As, entre 0,06 y 0,214 % peso.
- Las piritas framboidales poseen valores mayores de As que las restantes, las recristalizaciones de framboides fueron acompañadas de una pérdida de este metal.
- El Au fue detectado, en menores concentraciones que en monte Olivia, en piritas de la estancia Túnel, Rancho Hambre, diseminación de Sargent y calcopirita de la mena masiva de esta última manifestación.

Estudios isotópicos

Los análisis isotópicos de Pb fueron realizados en la Universidad de Carleton, Canadá. Se analizaron dos galenas de menas masivas, una de Arroyo Rojo y otra de Beatriz (tabla 5). Comparadas con la curva de evolución crustal promedio de Stacey y Kramers (1975), ambas muestras entran dentro del error de la curva y modelan edades de menos de 100 Ma, pero esta edad debe estar influida por el metamorfismo que afectó los sulfuros. Si ello ocurrió, el plomo en los sulfuros puede incluir Pb original más Pb introducido al sistema durante el metamorfismo. También podría haber influido una pequeña cantidad de Pb intercre-

Beatriz mena masiva	247° C - 292° C
Arroyo Rojo mena masiva	293° C - 342.5° C

Tabla 7. Temperaturas calculadas según Ohmoto y Ray (1979), usando $d^{34}S$ del par pirita-esfalerita.

cido, debido al U atrapado en pirita. Sin embargo no se halló U en el concentrado y no debe considerarse un factor de influencia.

Los isótopos de S (tabla 6) se analizaron en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España. Se analizaron dos piritas y dos esfaleritas de menas masivas (Beatriz y Arroyo Rojo), así como pirita del *chert* pirítico del monte Susana. El standard utilizado fue NBS 123.

Los valores de las menas masivas se encuentran en los rangos de azufre magmático y más precisamente de sulfuros masivos o procesos hidrotermales, en tanto los del *chert* pirítico del monte Susana podrían indicar un aporte complementario de azufre del agua de mar (Rollinson, 1993). Con los pares pirita-esfalerita de las menas masivas se aplicó el método de Ohmoto y Ray (1979) para calcular temperaturas, presentadas en la tabla 7.

El mayor grado de recristalización de la mena de Arroyo Rojo podría estar en relación con una temperatura algo más elevada.

MODELO GENÉTICO

Los datos aportados y el marco geológico permiten adoptar el modelo de depósitos relacionados a volcanismo submarino de tipo sulfuros masivos, con metamorfismo sobrepuesto. No obstante, es mucho aún lo que se requiere de estudios del volcanismo de la provincia para una estricta determinación de las zonas con carácter submarino de otras que pudieran ser subaéreas. Esto último conducirá de mejor modo los próximos pasos en tareas de prospección.

Barrie y Hannington (1997) clasificaron en cinco tipos a los VMS según el conjunto litológico que los hospeda. Así, las manifestaciones de Tierra del Fuego serían del tipo bimodal-siliciclástico (aproximadamente 50 % volcanitas ácidas y 50 % siliciclásticas). Franklin *et al.* (1998) consideraron que este tipo se ubica en ambientes tectónicos de arcos o retroarcos. En cuanto al volumen de mineralización, estos últimos autores han efectuado una vinculación con la edad de los mismos. Los que poseen mayores volúmenes corresponden al Paleozoico, mientras que los VMS del Mesozoico o Cenozoico son los de menor tamaño.

Algunas consideraciones que se desean señalar para el distrito son las siguientes:

- Las abundantes zonas con anomalías de color estimulan la continuación de tareas de prospección, a pesar de los escasos accesos de las zonas.
- El conjunto volcanosedimentario de la cuenca de retroarco ha tenido otros episodios hidrotermales menores, como los representados por el *chert* pirítico estudiado, frecuentes en asociación a otros VMS del mundo.
- La existencia en el mismo arco, en Chile, de depósitos de rendimiento económico y otros aún en estudio indican un metalotecto definido.
- Las manifestaciones diseminadas y de tipo *stockwork* no se apartan del modelo VMS sino que podrían formar parte de los esquemas ya señalados para los distritos más importantes.

BIBLIOGRAFÍA

Acevedo, R. D., 1996. Los mecanismos sustitutivos y los factores de evolución en los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia, Tierra del Fuego. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 51 (1): 69-77.

Acevedo, R. D. y A. P. Radoszta, 1987. Manifestaciones piríticas y anomalías metálicas en la costa sur de Tierra del Fuego, República Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino,* 2: 227-230.

Ametrano S. y W. Paar, 1996. La composición química de los sulfuros de mina Beatriz, Tierra del Fuego: un aporte para su interpretación metalogenética. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3, 159-172.

Ametrano S., M. Zubia, R. Etcheverry, M. Godeas y H. Echeveste, 1998. Depósitos polimetálicos de sulfuros masivos metamorfizados en los Andes Fueguinos. Provincia de Tierra del Fuego, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* (Resumen y Poster), 3: Recursos Minerales y Combustibles, 148.

Barrie, T., y M. D. Hannington (Eds.), 1997. Volcanic-associated massive sulphide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings. *Geol. Assoc. of Canada – Society of Econ. Geologists Short Course,* Ottawa, Canada, 418.

Bonatti, E., 1975. Metallogenesis at oceanic spreading centers. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.,* 3: 401-413.

Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 14, 188 páginas. Buenos Aires.

Borrello, A. V., 1972. Cordillera Fueguiona. En Geología Regional Argentina. H. Leanza, editor. *Academia Nacional de Ciencias,* 741-753. Córdoba.

Bortnikov, N. S., M. G. Dobrovol´skaya, A. D. Genkin, V. B. Naumov y V.V. Shapenko, 1995. Sphalerite-galena Geothermometers: Distribution of Cadmium, Manganese, and Fractionation os Sulfur Isotopes. *Econ. Geol.,* 90: 155-180.

Bruhn, R. L. e I. Dalziel, 1977. Destruction of the early cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. En Talwani M. y Pitman W. (Eds.): Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins. *Amer. Geophysical Union,* 1: 395-405.

Bruhn, R. L., C. Stern y M. J. De Wit, 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic, volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in the Southernmost South America. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 41: 32-46.

Caminos, R., 1979. Cordillera Fueguina. En Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 1463-1501. Córdoba.

Caminos, R., M. Haller, O. Lapido, A. Lizuain, R. Page y V. Ramos, 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. *8° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 754-786.

Cingolani C., 1989. Transect: Tierra del Fuego-Diego Ramirez Islands (Argentina-Chile). *Reunión sobre Geotransectas de América del Sur (Mar del Plata), Actas,* 9-13.

Dalziel, I. W. D., 1981. Back-arc basin in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Phil. Trans. R. Soc. London,* A300, 319-335.

Dalziel, I. W. D., 1982. The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia arc region: a review and progress report. En Craddock C. (Ed.) *Antarctic Geoscience,* 111-126.

Dalziel, I. W. D., M. J. De Wit y K. F. Palmer, 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250: 291.

Dalziel, I. W. D., B. C. Storey, S. W. Garrett, A. M. Grunow, L. D. Herrod y R, J. Pankhurst, 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland. En: Continental Extensional Tectonics, Ed. Coward, Dewey y Hancock. *Blackwell Scientific Publications,* 637 p.

Eldridge, C. S., P. B. Barton y H. Ohmoto, 1983. Mineral textures and their bearing on formation of the kuroko orebodies. *Econ. Geol.Monograph,* 5: 241-281.

Franklin, J. M., M. D. Hannington, I. R. Jonason y C. T. Barrie, 1998. Arc-related volcanogenic massive sulphide deposits. In: Metallogeny of volcanic arcs. *British Columbia Geol. Survey, Short Course Notes, open File* 1998-5, Section B.

Haller, M. y D. Delpino, 1989. Una ofiolita desmembrada en la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Reunión sobre Geotransectas de América del Sur (Mar del Plata), Actas,* 160-164.

Katz, H. R., 1972. Plate tectonics and orogenic belts in the southeast Pacific. *Nature*, 237, 331-332.

Kranck, E. H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica,* 4 (2): 1-231.

Large, R., 1992. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Features, Styles, and Genetic Models. *Econ. Geol.,* 97: 471-510.

Lentz, D. R., 1996. Trace-Element Systematics of Felsic Volcanic Rocks Associated with Massive-Sulphide Deposits in the Bathurst Mining Camp. En: D. A. Wyman (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Ecploration. *Geol. Assoc. of Canadá, Short Course Notes,* Volume 12. Winnipeg.

Marcoux, E., Y. Moëlo y M. Leistel. 1996. Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits. *Iberian Pyrite Belt. Min. Dep.,* 31: 1-26.

Ohmoto, H. y R. O. Rye, 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H. L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Wiley, New York, pp. 509-567

Olivero, E., R. Acevedo y D. Martinioni, 1997. Geología del Mesozoico de bahía Ensenada, Tierra del Fuego. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52 (2): 169-179.

Pesce, A., S. Page y N. Rubinstein, 1996. Características petrográficas y eruptivas de la Formación Lemaire, en el área de las Termas del Río Valdez, Tierra del Fuego. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 251-256.

Quartino, B. J., R. D. Acevedo y J. Scalabrini Ortiz, 1989. Rocas eruptivas volcanógena entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44 (1-4): 328-335.

Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data. *Longman Scientific & Technical,* New York.

Stacey, J. S. y J. D. Kramers, 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by Two Stage Model. *Earth & Planet. Sci. Letters,* 26: 207-221.

Suárez, M., M. Hervé y A. Puig, 1985 a. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. *12º Región. Servicio Nacional de Geología y Minería,* Carta Geológica de Chile, 65.

Suárez, M., A. Puig y M. Hervé, 1985b. Depósitos de un abanico submarino de Tras-Arco del Mesozoico superior: Formación Yahgán, Islas Hoste y Navarino. *4º Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas,* 1, 534-545.

Thomas, E. R., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 33 (9): 1157. Tulsa.

Yamana Resources INC., 1998. Proyecto Fin del Mundo, Tierra del Fuego. Argentina. Informe, 4 páginas.

Zubia, M., M. Godeas y S. Ametrano, 1989a. Area mina Beatriz, Territorio Nacional de Tierra del Fuego, República Argentina: una manifestación de metales de base estratoligada y singenética. En Brodtkorb, M. y Schalamuk I. (Ed.). Proyecto 242 IGCP. *Simposios sobre el Cretácico de América Latina, Actas,* C, 15-44.

Zubia, M., M. Godeas y S. Ametrano, 1989 b. Un episodio metalogenético en la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Reunión sobre Geotransectas de América del Sur (Mar del Plata), Actas,* 213-217.



JURÁSICO:

Secuencias de SAG I

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos

Geología de los depósitos de baritina, celestina, yeso y halita de la Cuenca Neuquina, Neuquén y Mendoza

El depósito de baritina Arroyo Nuevo, Neuquén

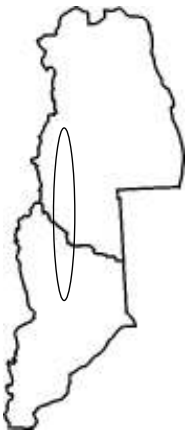
Depósitos de baritina y celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén

Depósitos de baritina y celestina relacionados a las Formaciones La Manga y Auquilco, Mendoza y Neuquén

Distrito uranífero Rahué-co, Neuquén

Distrito uranífero Barda Negra, Neuquén

Brodtkorb, M. K., R. E. de Barrio, M. del Blanco y R. O. Etcheverry, 1999. Geología de los depósitos de baritina, celestina, yeso y halita de la Cuenca Neuquina, Neuquén y Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1041-1046, Buenos Aires.



GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS DE BARITINA, CELESTINA, YESO Y HALITA DE LA CUENCA NEUQUINA, NEUQUÉN Y MENDOZA

Milka K. de Brodtkorb[1], Raúl E. de Barrio[2], Miguel del Blanco[2] y Ricardo O. Etcheverry[3]

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina representa una unidad morfoestructural cuya estratigrafía se caracteriza por el desarrollo de una potente sucesión sedimentaria depositada durante el lapso Triásico superior-Terciario inferior.

El relleno sedimentario del Jurásico-Cretácico de la Cuenca está caracterizado, en líneas generales, por una marcada ciclicidad donde alternan sucesiones litológicas marinas y continentales, condición que persiste hasta principios del Terciario.

Estrechamente asociados a los diversos ciclos evaporíticos mesozoicos que representan situaciones transicionales entre los ambientes mencionados, se encuentra un conjunto de depósitos de baritina, celestina, yeso y halita de gran distribución areal (Brodtkorb *et al.*, 1975, 1982, 1989) (figura 1).

Los depósitos, en general de disposición mantiforme, se asocian a diferentes y definidos horizontes estratigráficos abarcando distintos momentos de la evolución de la cuenca.

Los yacimientos tienen diferentes orígenes: volcanogénicos y de precipitación química, los baríticos; producto de procesos de evaporación y reemplazo, los celestínicos (Brodtkorb *et al.*, 1994). Asimismo, en muchos distritos, los procesos diagenéticos, tectometamórficos y la acción de los intrusivos diorítico-andesíticos de la Formación Molle, de edad eoceno-oligocena inferior, han modificado y removilizado con diferente intensidad a los depósitos minerales, generándose cuerpos vetiformes o bien recristalizando los mantos de baritina o celestina de disposición concordante con los bancos calcáreos o de yeso en las distintas sucesiones estratigráficas.

Teniendo en cuenta las características mineralógicas, texturales, estructurales, isotópicas (Brodtkorb *et al.* 1997) y geoquímicas de los depósitos de celestina (baritina) se ha inferido una génesis en ambiente evaporítico por lo cual se debe primeramente analizar la geoquímica del Sr y del Ba. En el agua de mar actual el contenido de Sr es de aproximadamente 8 g/t mientras que el Ba se encuentra sólo en un porcentaje cercano a 0,06 g/t (Puchelt,1967). Según Müller (1962) el 62% del Sr cristaliza como celestina y el porcentaje restante se incorpora a otros minerales del ambiente evaporítico como ser calcita, yeso, anhidrita o en baritina. El comienzo de la cristalización de la celestina acontece en la zona límite de precipitación entre carbonatos y sulfatos de Ca. Cuando la reducción del agua de mar por evaporación alcanza entre 1/3 y 1/5 del volumen inicial se llega a la saturación y precipitación del $SrSO_4$, siendo parcialmente superpuesto por la precipitación del yeso que se inicia a 1/3,35. A partir de 1960 se prestó también atención a la formación de celestina en facies supratidales y de sabkha. Kinsman (1969) propone que en el reemplazo de aragonita (8.000-7.000 ppm de Sr) por dolomita (700-600 ppm de Sr) se libera una cantidad apreciable de Sr. Los yacimientos de celestina, a nivel mundial (Inglaterra, España, Irán, etc.) se consideran de origen evaporítico-diagenético y se encuentran siempre relacionados a yeso (Brodtkorb, 1989).

La baritina en cambio no es un mineral evaporítico dada la exigua cantidad de bario (0,06 g/t) en el agua de mar. Se ha establecido para los yacimientos de baritina cos-

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

[2] *INREMI, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

[3] *CONICET. INREMI, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

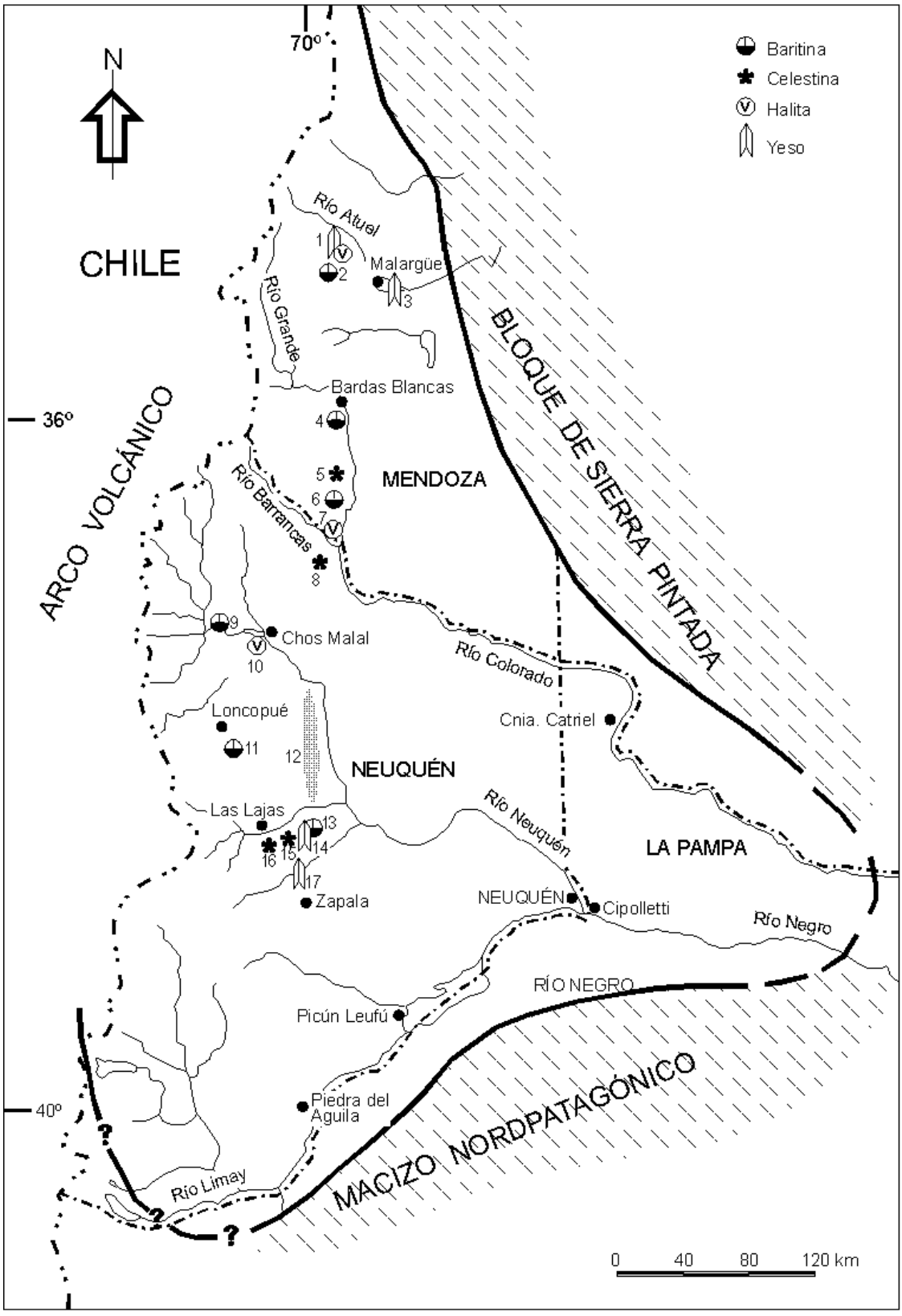


Figura 1. Ubicación de yacimientos de baritina, celestina, yeso y halita de la Cuenca Neuquina. 1- Distrito Cañada Ancha, 2- Manifestación La Isadora, 3- Campo de Los Militares, 4- Depósito El Compadrito, 5- Depósito Luthema, 6- Manifestación La Salida, 7- Distritos Ranquiles y Luncay, 8- Depósito La Gringa, 9- Mina Cura Mallín, 10- Mina Carmelo, 11- Distrito Loncopué, 12- Depósitos asociados a Formación Huitrín, 13- Distrito Mallín Quemado, 14- Cantera Caicayén, S.A., 15- Depósito Llao Llao, 16- Distrito Cuchillo Curá, 17- Cantera Curymil S.A.



Figura 2. Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina.

teros que el bario contenido en feldespatos de rocas del área de aporte es liberado por meteorización y circula adsorbido en arcillas hasta llegar al mar. Allí las arcillas intercambian Ba por Na y se precipita la baritina en ambientes hipersalinos y de playa de circulación restringida (Puchelt, 1967; Hanor y Chan, 1977).

GEOLOGÍA REGIONAL

Para una mejor comprensión de la evolución de la Cuenca Neuquina y la formación de sus yacimientos se dará una breve descripción de las unidades estratigráficas que la componen de tal manera de brindar un marco geológico adecuado de cada uno de los distritos minerales descriptos.

La Cuenca Neuquina constituye una extensa cubeta de sedimentación ubicada en el centro oeste de la Argentina. Es una cuenca ensiálica de retroarco desarrollada al este de la Cordillera Principal entre 34° y 40° de Latitud sur. El arco magmático fue angosto y un segmento deprimido del antepaís formó un depocentro de trasarco. El relleno sedimentario se acumuló en el borde occidental de la placa sudamericana entre el arco volcánico ubicado hacia el oeste y un antepaís formado por la Sierra Pintada en el noreste y el Macizo Norpatagónico en el sur.

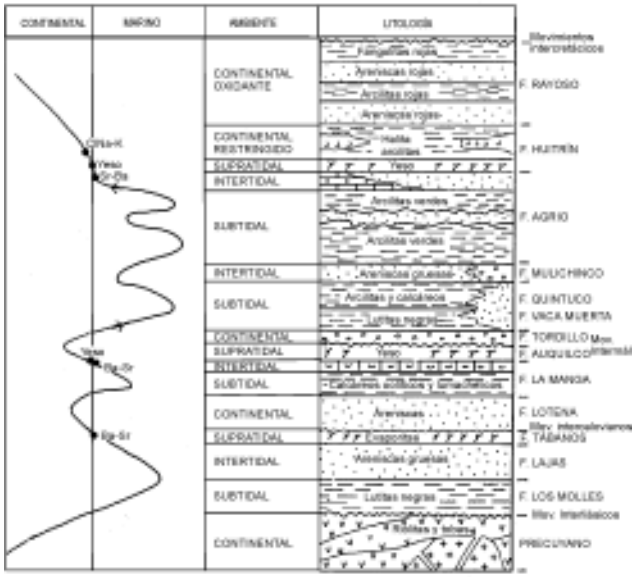


Figura 3. Ciclos de sedimentación y depositación de baritina, celestina, yeso, halita y sales de potasio.

Numerosos son los autores que han contribuido al estudio de esta cuenca petrolífera-gasífera. Se pueden mencionar, entre muchos otros, los trabajos de Groeber (1929, 1953) y Digregorio y Uliana (1980). El aporte de investigaciones de superficie, de subsuelo y de información sísmica, permitieron delinear la compleja evolución de la cuenca. Por otra parte, en las últimas décadas y mediante la aplicación sistemática de los conceptos de la estratigrafía secuencial surgida a fines de los 70 (Vail *et al.*, 1977) se ha elaborado un nuevo esquema estratigráfico. Así, Legarreta y Gulisano (1989) describen cuatro episodios tectónicos para el desarrollo de la cuenca: 1) *rifting* en el Triásico superior-Jurásico inferior; 2) subsidencia térmica durante el Jurásico inferior- Cretácico superior; 3) subsidencia debida a la carga del arco magmático (Cretácico superior- Terciario inferior); 4) tectónica andina.

Sobre un basamento de edad precámbrico ?-paleozoica a triásica constituido por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas se ha desarrollado la Cuenca Mesozoica Neuquina (figuras 2 y 3).

En las etapas iniciales de la Cuenca y por encima de la potente sucesión de rocas volcánicas, principalmente ignimbritas de la Formación Choiyoi, se depositaron rocas piroclásticas y clásticas tobáceas con fósiles marinos del Pliensbachiano-Toarciano (Suárez y de la Cruz, 1997) y lavas submarinas basálticas. A la altura del cerro Atravesada por encima de la Formación Choiyoi se disponen en discordancia tobas dacíticas, seguidas por mantos de chert ferrífero- manganesíferos y tobas finas dacíticas con intercalaciones de mantos de basaltos pertenecientes a la Formación Chachil (Leanza *et al.*, 1990, Brodtkorb *et al.*, 1992).

La Cuenca Neuquina se generó a partir de los movimientos tectónicos tensionales que en el Triásico superior-

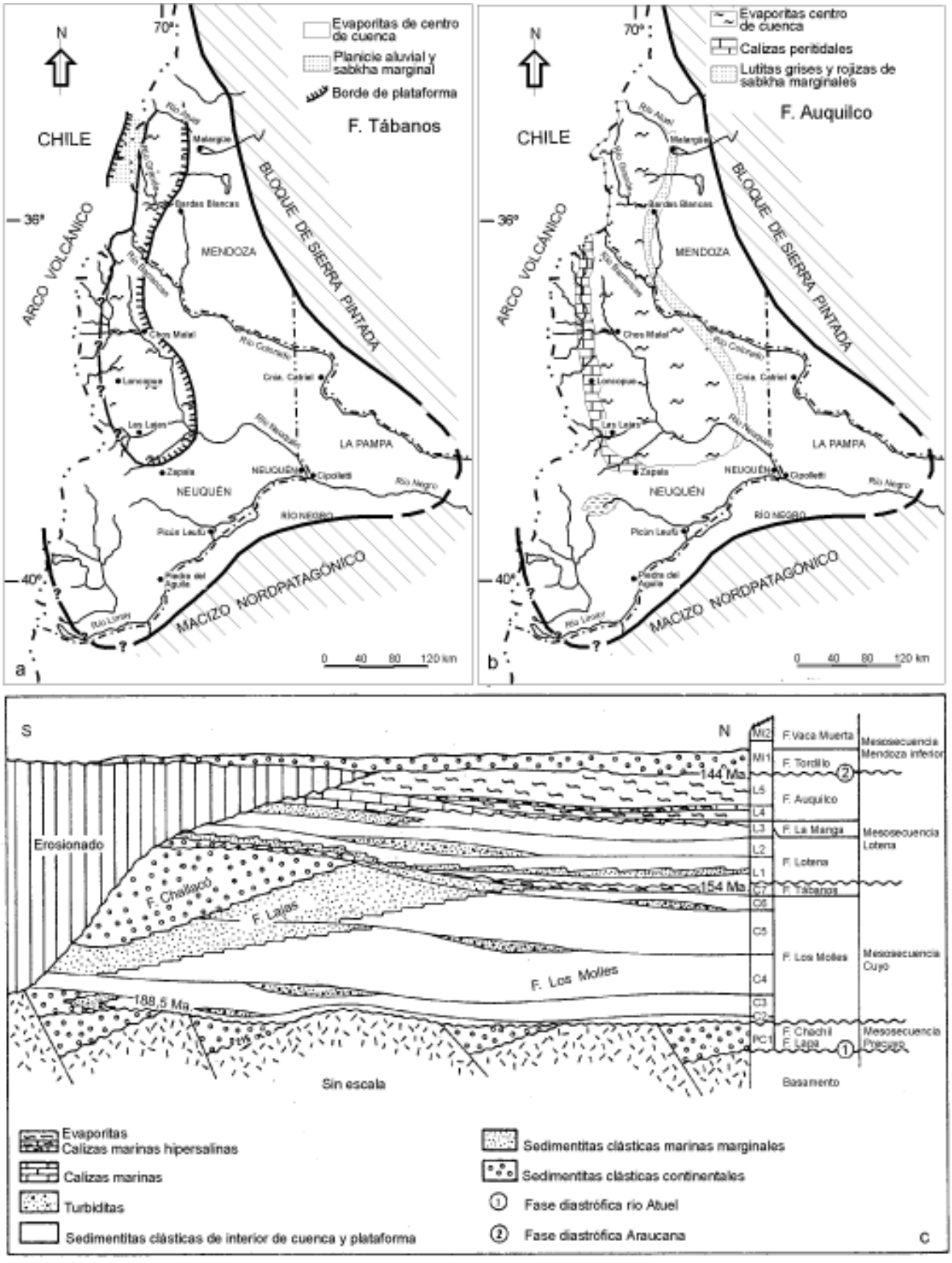


Figura 4. Reconstrucción paleogeográfica de: a) Formación Tábanos, b) Formación Auquilco y c) Jurásico. Modificado de Legarreta y Uliana, 1996 y Legarreta y Gulisano, 1989.

Jurásico inferior conformaron hemigraben con depocentros discontinuos en los que se depositaron potentes secciones clásticas y volcánicas. El proceso de invasión marina progresó en forma escalonada desde el noroeste hacia el sureste. La dinámica del arco magmático jugó un papel importante en la paleogeografía.

El relleno sedimentario alcanzó espesores máximos de 6.500 m y está caracterizado por una marcada ciclicidad donde se alternan sucesiones litológicas marinas y continentales. Fueron denominadas por Legarreta y Gulisano (1989) en base a análisis sismo-estratigráficos como Megasecuencia Neuquina, subdividida a su vez en tres grandes Supersecuencias: inferior, media y superior (figura 1).

Se mencionarán a continuación las unidades más conspicuas relacionadas a los depósitos de baritina, celestina, yeso y halita.

La Supersecuencia inferior contiene las Mesosecuencias Precuyo, Cuyo y Lotena.

La Mesosecuencia Precuyo se inició con la acumulación sintectónica de una asociación heterogénea de facies clásticas, continentales y marinas, piroclásticas y volcánicas en depresiones irregulares y elongadas de tipo *rift*, desconectadas entre sí (Legarreta y Uliana, 1996) (figura 4c).

En la Mesosecuencia Cuyo, en áreas afectadas por una mayor subsidencia, la transgresión eojurásica depositó desde conglomerados hasta lutitas negras marinas de la Formación Los Molles. Sobre esas lutitas, en condiciones de aguas someras, se acumularon areniscas, conglomerados y pelitas (Formación Lajas en Neuquén y Formación Calabozo en Mendoza), vinculadas con estratos rojos de origen fluvial. La cuenca se restringe, se hace hipersalina, precipitándose entonces las evaporitas de la Formación Tábanos.

La Mesosecuencia Lotena comienza con un brusco descenso del nivel de base, produciéndose la acumulación de facies clásticas fluviales y eólicas (Formación Lotena) seguidas por facies pelíticas- margosas y de carbonatos de plataforma conocidas como Formación La Manga. Se produce luego la desecación de la cuenca con una importante acumulación de evaporitas, Formación Auquilco. Desde el norte de Chile hasta Neuquén a lo largo de una angosta faja de 2.000 km de longitud se depositaron aproximadamente 40.000 km^3 de yeso en un lapso de 7 Ma (Legarreta y Uliana, 1996).

La Supersecuencia media está conformada por las Mesosecuencias Mendoza (inferior, media y superior), Huitrín y Rayoso. En la Mesosecuencia Mendoza inferior, las evaporitas de la Formación Auquilco son sobrepuestas por facies clásticas, FormaciónTordillo. En el Tithoniano temprano se registra una ingresión marina que sobrepasa el perímetro depositacional de las unidades jurásicas anteriores. En sectores de interior cuenca, de circulación restringida, se depositaron lutitas ricas en materia orgánica (Formación Vaca Muerta) y en las fajas costeras las sedimentitas de la Formación Quintuco.

Durante el Valanginiano superior comienza un importante descenso del nivel del mar originándose las litofacies clásticas continentales de la Formación Mulichinco. Una nueva ingresión marina se produce durante el Hauteriviano representada por la Formación Agrio de ambiente de plataforma, integrada por dos sucesiones marinas progradantes separadas por un episodio continental denominado Miembro Avilé, con el cual comienza la Mesosecuencia Mendoza superior. Este ciclo culmina con facies marino-costeras, evaporíticas y continentales representadas por las Mesosecuencias Huitrín y Rayoso. La Formación Huitrín está integrada por los Miembros Chorreado (calizas y fangolitas), Troncoso inferior (areniscas), Troncoso superior (calizas algales, bancos de celestina, yeso, halita y sales de potasio) y La Tosca (calizas).

En el Cretácico superior se producen importantes cambios paleogeográficos en la Cuenca Neuquina, desarrollándose la Supersecuencia Superior representada por depósitos continentales de la Mesosecuencia Neuquén y marino-continentales, Mesosecuencia Malargüe, que llegan hasta el Paleoceno y que son las portadoras de numerosas manifestaciones y yacimientos de la paragénesis Cu-U-V.

En el Cretácico inferior se produce la primera deformación y la depositación de los sedimentos del grupo Neuquén, desarrollándose una faja corrida y plegada. El subsecuente acortamiento al final del Eoceno y durante el Mioceno medio es responsable de la estructura actual de la Cuenca (Ramos, 1978).

A los fines de lograr una adecuada comprensión de los diferentes depósitos de baritina, celestina, yeso y halita (figura 1) se los ha agrupado en los siguientes capítulos:

a) El depósito de baritina Arroyo Nuevo, provincia del Neuquén, vinculado la Formación Los Molles (Jurásico inferior).

b) Depósitos de baritina y de celestina vinculados a la Formación Tábanos, provincia del Neuquén.

c) Depósitos de baritina y de celestina relacionados a las Formaciones La Manga-Auquilco, provincias de Mendoza y Neuquén.

d) Depósitos de celestina (baritina) cretácicos relacionados a la Formación Huitrín, provincia del Neuquén.

e) Depósitos de yeso y halita jurásico-cretácicos, provincias de Mendoza y Neuquén.

BIBLIOGRAFÍA

Barbieri, M., M. K. de Brodtkorb y A. Brodtkorb, 1984. Nuevos datos isotópicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de yacimientos de baritina de la provincia del Neuquén. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 59-65.

Brodtkorb, M. K. de, 1989. Celestite: world wide classical ore fields. En: M. K de Brodtkorb (Ed.), *Non metalliferous stratabound ore fields*. Van Nostrandt Reinhold.

Brodtkorb, M. K. de y M. Barbieri, 1993. Jurassic barite and celestite deposits of Neuquén province, Argentina. *8º IAGOD, Actas:* 243-254. Canadá.

Brodtkorb, M. K. de, V. Ramos y S. Ametrano, 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina-baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén, Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas,* 2: 143-167. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K. de, I. Schalamuk y S. Ametrano, 1989. Celestite and barite stratabound ore fields in Argentine. En: M. K. de Brodtkorb (Ed.), *Non metalliferous stratabound ore fields.* Van Nostrand Reinhold.

Brodtkorb, M. K. de, K. Zak y J. Hladikova, 1995. Sulfur, carbon and oxygen isotope study of Mesozoic barite and celestite deposits of the Neuquén Province, Argentina. En Pasava, J., B. Kribek y K. Zak (Ed.). *Procedings Third Biennial SGA Meeting. Praga*. A. Balkema, pp. 263-266.

Brodtkorb, M. K. de, M. Barbieri, S. Ametrano y V. Ramos, 1981. Datos isotópicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ relacionados a los yacimientos de celestina y baritina de la FormaciónHuitrín. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 787-796. San Luis.

Brodtkorb, M. K. de, V. Ramos, M, Barbieri y S. Ametrano, 1982. The evaporitic celestite-barite deposits of Neuquén, Argentina. *Mineralium Deposita,* 17: 423-436.

Brodtkorb, M. K. de, J. C. Danieli, R. E. de Barrio, M. A. Del Blanco, R. O. Etcheverry e I. Schalamuk, 1994. Características geológicas y perspectivas económicas de los depósitos de baritina y celestina de la cuenca Neuquina. *Secretaría de Minería, Encuentro Internacional de Minería, Actas:* 100-105.

Brodtkorb, M. K. de, N. Pezzutti, A. Brodtkorb, I. Schalamuk, J. C. Danderfer y J. C. Danieli, 1992. Volcanitas de la Formación Chachil en el Cerro Atravesada, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (3): 263-264.

Brodtkorb, M. K.de, M. Barbieri, K. Zak, J. Hladikova, C. Tassinari, S. Ametrano, R. Etcheverry, R. de Barrio, M. del Blanco y J.C.Danieli, 1997. Isotope data on barite and celestite deposits related to three mesozoic evaporitic sequences of the Neuquén Basin, Argentina. *International Geological Review,* 39: 307-316

Burke,W., R. Denison, E. Hetherington, R. Koepnick, H. Nelson y J. Otto, 1982. Variation of sea water $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time.*Geology*, 10: 516-519.

Claypool, G., W. Holser, I. Kaplan, H. Sakai e I. Zak, 1980. The ages curvesof sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology,* 28: 199-260.

Digregorio, J. y M. A. Uliana, 1980. Cuenca Neuquina. En: Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 2: 985-1032. Córdoba.

Groeber, P., 1929. Lineas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección de Minas, Geología e Hidrología, Publicación,* 58: 1-109.

Groeber, P., 1953. Mesozoico. En: Geografía de la República Argentina. II Primera parte. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* (GAEA). 541 pp.

Hanor, J. S. y L. H.Chan, 1977. Non conservative behaviour of barium during mixing of Mississippi River and Gulf of Mexico waters. *Earth and Planetary Science Letters,* 37: 242-250.

Kinsman, D. J., 1969. Modes of formation, sedimentary association and diagenetic features of shallow-water and supratidal evaporites. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin,* 53: 830-840.

Leanza, H., M. K. de Brodtkorb y A. Brodtkorb, 1990. Yacimientos baríticos vinculados a la Formación Tábanos (Jurásico) en el área de Loncopué, provincia del Neuquén. *3º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas:* 163-168.

Legarreta, L. y C. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, pp 221-243.

Legarreta, L. y Ulliana, 1996. La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina. *Boletín Informaciones Petroleras*.

Müller, G., 1962. Zur geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berucksichtigung der sedimentaren Coelestin-Iagerstatte von Hemmelte West. *Geol. Beiheft,* 35: 1-90.

Puchelt, H., 1967. Barium. En: K. Wedepohl (Ed.), *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, A. 1-56.

Ramos, V. A. y M. K. de Brodtkorb, 1990. The barite and celestite metallotects of the Neuquén retroarc basin, Central Argentina. En: L. Fontboté *et al.* (Eds.) *Stratabound Deposits of the Andes.* Springer Verlag.

Ramos, V., 1978. Estructura. *7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Geología y Recursos Naturales del Neuquén:* 99-118. Buenos Aires.

Suárez, M. y R. de la Cruz, 1997. Volcanismo pliniano del Lias durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. *8° Congreso geológico Chileno, Actas,* 1: 266-270.

Vail, P. R., R. M. Mitchum, R. G. Todd, J. M. Midmier, S. Thompson, J. B. Sangree, J. N. Bubb y W. G. Hatlelid,1977. Seismicstratigraphy and global changes of sea level. En Payton, Ch. E. (Ed.): Seismic-stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists, Memoire,* 26: 49-212. Tulsa.

Brodtkorb, M. K. de, 1999. El depósito de baritina Arroyo Nuevo, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1047-1049, Buenos Aires.



EL DEPÓSITO DE BARITINA ARROYO NUEVO, NEUQUÉN

Milka K. de Brodtkorb[1] y Juan C. Danieli[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento Arroyo Nuevo se localiza a 40 km al oeste-noroeste de Chos Malal y a 20 km al sur de la localidad de Andacollo. Se accede por la Ruta Provincial 101 hasta el paraje La Primavera de donde se toma un camino vecinal de 11 km hasta arribar a la mina. Sus coordenadas son 70°36'de longitud oeste y 37°19'de latitud sur.

Leyes, reservas y producción

La producción fue desde 1956 a 1997 de aproximadamente 425.000 toneladas. Durante los años 1980 a 1997 la extracción se realizó a un ritmo de unas 1.500 t por mes. La ley fue elevada dado que se extrajo un banco de baritina muy macizo.

Sistema de explotación

Se explotó por el método de cámara y pilares, las forma y distribución fue irregular puesto que seguían el manto mineralizado que inclina entre 15° y 25°. Desde 1994 se comenzó con la explotación en retroceso con recuperación de pilares.

Propietarios

La mina es propiedad de SAPAG Hnos.

GEOLOGÍA REGIONAL

Sobre una secuencia de más de 1.000 m de ignimbritas de la Formación Choiyoi se depositaron rocas piroclásticas y clásticas tobáceas, con fósiles marinos del Pliensbachiano-Toarciano, y filones mantos y flujos de lavas submarinas que representan el inicio de la depositación marina en la Cuenca Neuquina. Por encima se localizan areniscas y areniscas tobáceas (Suárez y de la Cruz, 1997). En áreas de mayor subsidencia la transgresión eojurásica depositó desde conglomerados hasta lutitas negras.

El yacimiento se ubica en el extremo austral del braquianticlinal de la Cordillera del Viento.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En la zona del yacimiento se han reconocido una sucesión estratigráfica que comienza con lutitas negras, con intercalaciones de tobas dacíticas de hasta 2 m de espesor, asignados a la Formación Los Molles. Dentro de las lutitas se localiza el manto de baritina. Por encima se encuentra un filón capa de pórfiro andesítico al que se sobreponen areniscas de grano fino con intercalaciones de areniscas tobáceas y lutitas fosilíferas (figura 1). En las labores subterráneas se pueden apreciar diques andesíticos, conformando dos sistemas norte-sur y este-oeste, en posiciones verticales a subverticales con inclinaciones hasta 70° y potencias de 0,10 m hasta 3 m, asignados al Terciario.

Morfología, estructura

La secuencia estratigráfica del área conforma una estructura homoclinal donde las capas presentan una inclina-

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

[2] *Dirección General de Minería. Provincia del Neuquén.*

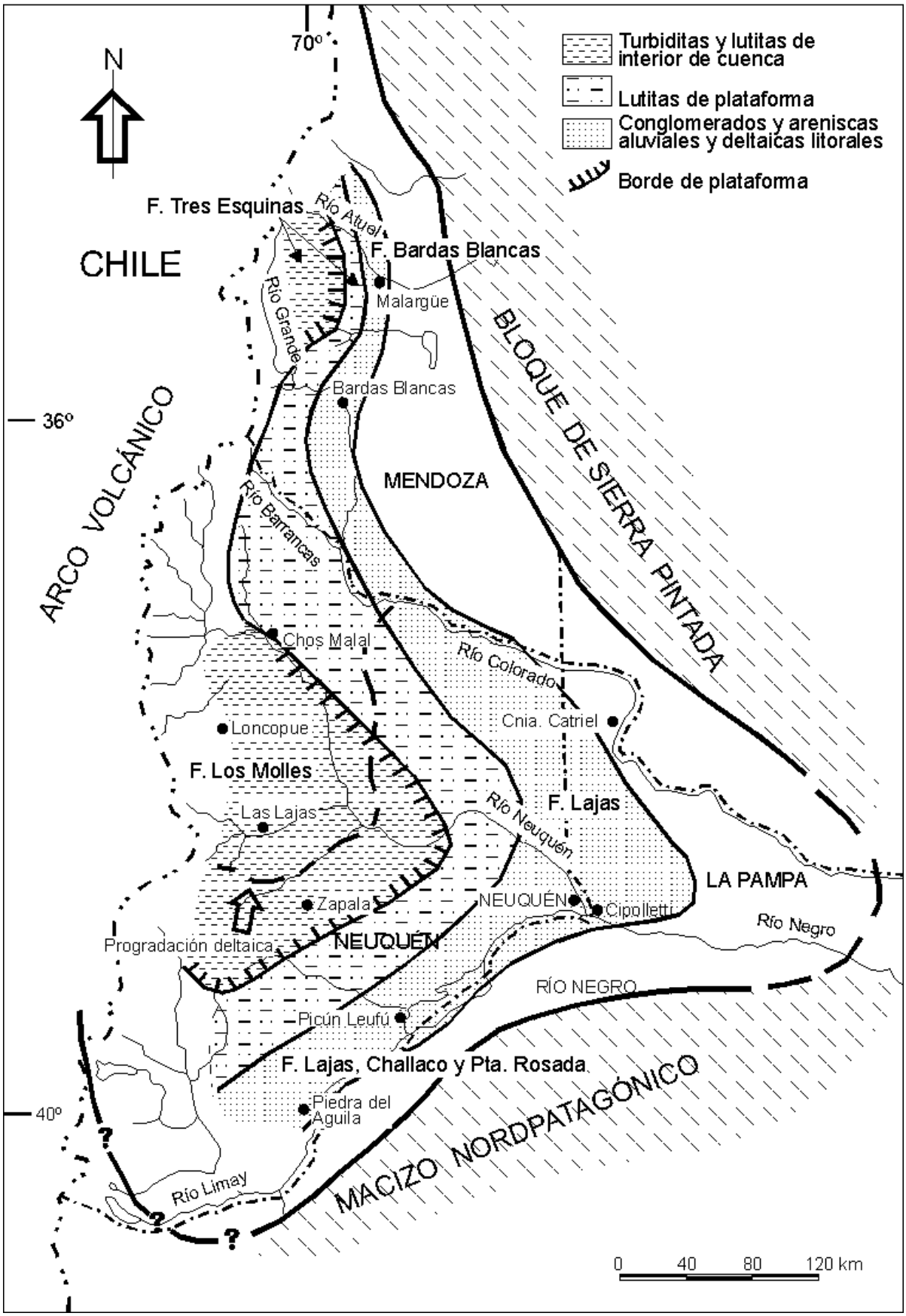


Figura 1. La Formación Los Molles. Modificado de Legarreta y Gulisano, 1996.

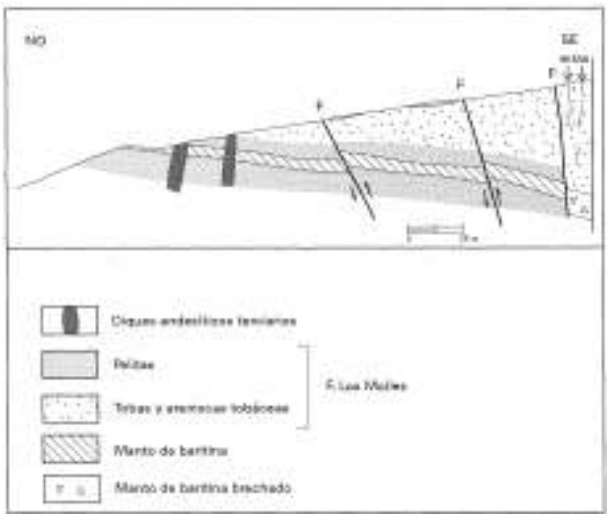


Figura 2. Perfil de las labores sobre el manto de baritina.

ción de 12° a 25° al sursureste. En interior de mina se pueden observar fallas con rechazos de 15 a 30 metros. Se presentan además otras fracturas que produjeron pequeños movimientos diferenciales en el manto mineral (figura 2). Además se reconocieron en superficie 2 afloramientos vetiformes.

Mineralogía

La baritina es compacta, de color blanco hasta algo grisácea. Presenta bandas de colores verde-grisáceos, constituidas por baritina con finos agregados de cloritas. La baritina es en parte de grano fino y en parte de grano grueso, espática, conformada por cristales de 1 a 5 cm de hábito paralelo a radial. En algunos sectores se han localizado bochones de galena y granos dispersos de esfalerita, calcopirita y pirita.

Análisis isotópicos

En la tabla 1 se pueden observar los análisis isotópicos efectuados por el profesor M.Barbieri en la Universidad

Manto baritina	$^{87}Sr/^{86}Sr$	δ±	Sr ppm	Ca ppm	$\delta^{34}S$ ‰
"	0,70694	0,00003	5.950	670	+14/+40
"	0,70752	0,00003	4.505		
Veta	0,70689	0,00003	9.700	778	+10/+14

Tabla 1. Análisis isotópicos de Sr y de S y contenidos de Sr y Ca en la baritina.

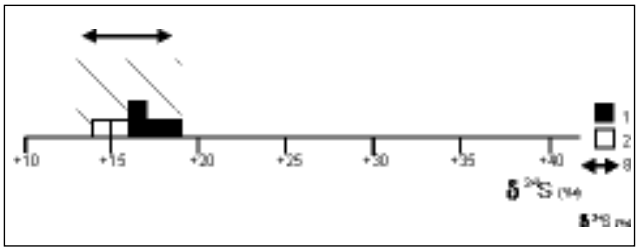


Figura 3. Valores isotópicos de azufre: 1) baritina estratoligada; 2) cuerpos de baritina discordante; 8) rango de valores para sulfatos marinos del jurásico y Cretácico inferior.

La Sapienza de Roma, Italia (Brodtkorb y Barbieri, 1993) y los doctores J. Hladikova y K. Zak del Servicio Geológico de la República Checa (Brodtkorb *et al.,* 1995). Los valores obtenidos concuerdan con los de los mares del Jurásico inferior (figura 3).

MODELO GENÉTICO

A diferencia de los demás depósitos de baritina de la Cuenca Neuquina que se localizan en líneas costeras, este yacimiento se ubica en plataforma distal. En base a los estudios realizados de isótopos de S y de Sr, se considera que el bario pudo haber derivado de una fuente volcanogénica submarina coetánea con la depositación de las tobas, asociándose con el sulfato de agua de mar en un ambiente de costa afuera. Por las características de esta depositación es probable que se puedan hallar otros cuerpos de estas características, como así también sulfuros masivos volcanogénicos.

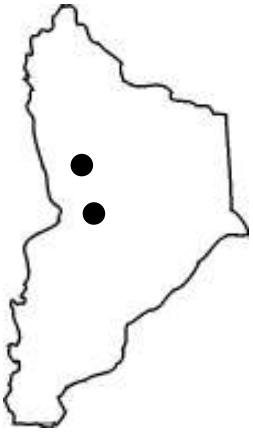
BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. K.de y M. Barbieri, 1993. Jurassic barite and celestite deposits of Neuquén Province, Argentina. *8° Quadrennial IAGOD Symposium,* 243-254.

Brodtkorb, M. K.de, K. Zak y J. Hladikova, 1995. Sulfur, carbon and oxygen isotope study of Mesozoic barite and celestite deposits of the Neuquén province, Argentina. En: J. Pasava, B. Kribek y K. Zak (Eds.), *Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts*. 263-266. Balkema.

Suarez, M. y R. de la Cruz, 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la Cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. *8° Congreso Geológico Chileno:* 266-270. Antofagasta.

Brodtkorb, M. K. de, J. C. Danieli y A. M. Casé, 1999. Depósitos de baritina y celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1051-1055, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE BARITINA Y CELESTINA VINCULADOS A LA FORMACIÓN TÁBANOS, NEUQUÉN

Milka K. de Brodtkorb[1], Juan C. Danieli[2] y Ana M. Casé[2]

INTRODUCCIÓN

Se conocen dos distritos relacionados a la Formación Tábanos: Loncopué de baritina y Cuchillo Curá de celestina, que serán tratados individualmente.

El DISTRITO LONCOPUÉ

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito se halla ubicado unos 7 km al este de la localidad de Loncopué, a ambos lados del arroyo Mulichinco. Sus coordenadas son aproximadamente 70°20'de longitud oeste y 37°58'de latitud sur.

Está conformado por los depósitos La Rosita, Finocha y La Florcita, y las manifestaciones La Resbalosa, Dos Guanacos y Manzano Silvestre.

Leyes, reservas y producción

El manto de la mina La Rosita tiene espesores que varían entre 0,70 y 1,40 metros. Se explotaron unas 60.000 t hasta 1992. Cuenta con reservas probables del orden de las 10.000 toneladas. El cuerpo discordante La Florcita fue explotado a través de laboreos por unos 300 m de longitud y hasta 15-20 de profundidad. Todo el distrito registra una producción histórica de 150.000 toneladas.

Sistema de explotación

El manto de baritina de la mina La Rosita tiene una posición subhorizontal por lo que la explotación se realizó por el método de cámara y pilares. Mientras que el cuerpo discordante de La Florcita fue movilizado por laboreos subterráneos, el mineral era extraído desde superficie con la utilización de guinches.

Propietarios

Los propietarios de las minas son la Compañía Conidier (La Rosita, Finocha y La Florcita) y el Sr. Oscar González (La Resbalosa, Dos Guanacos y Manzano Silvestre).

GEOLOGÍA REGIONAL

Como se dijera en la Introducción Geológica, la Formación Tábanos corresponde a la primera época evaporítica dentro de la sedimentación de la Cuenca Neuquina.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Un perfil a la altura de La Rosita muestra a la Formación Tábanos con 36 m de espesor entre la Formación Lotena suprayacente y la Formación Lajas infrayacente. Comienza con unos 9 m de limolitas calcáreas alternando con pelitas grises, seguidas por un banco de aproximada-

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

[2] *Dirección General de Minería. Provincia del Neuquén*

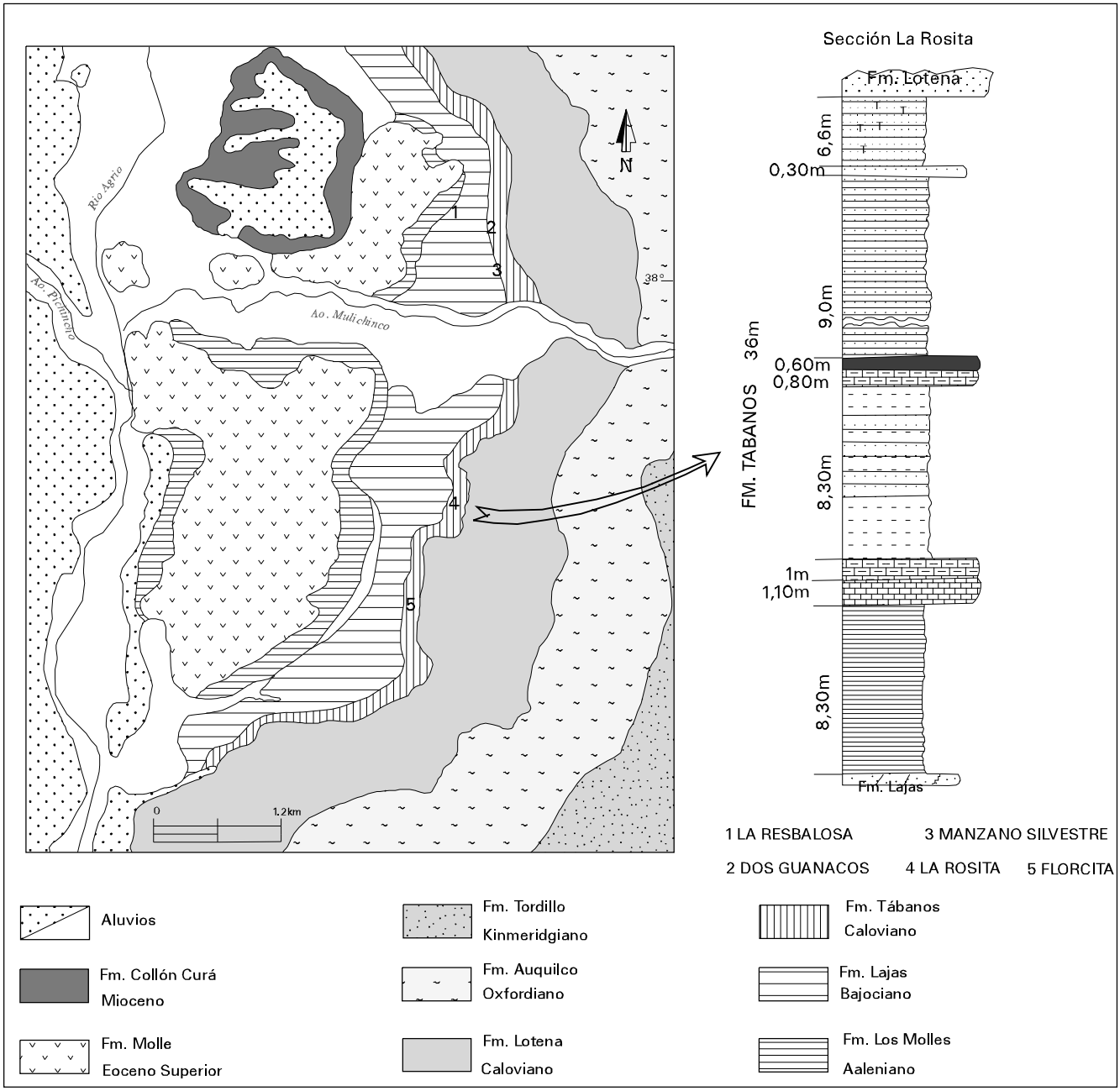


Figura 1. Ubicación de los depósitos del distrito y perfil de la mina La Rosita.

mente 1,50 m de calizas algales y esparíticas, ortoquímicas. Por encima se presentan areniscas que se alternan con limolitas. Le sigue un banco de 1 m de espesor de calizas con lentes de yeso que contienen los niveles de baritina, objeto de explotación. En la base se reconoce una lente de chert de 2-5 cm de espesor e intercalaciones pelíticas en la parte superior del banco. El horizonte barítico de mina La Rosita, que varía entre 0,4 y 1 m potencia, también se observa en La Resbalosa. Por encima se localiza un banco de caliza algal esparítica de textura homogénea con cemento de composición calcítica, constituyendo un mosaico granular del orden del centímetro cuadrado, con tonalidades grises y blanquecinas. Este horizonte es conocido como marmolina por los lugareños y es un excelente nivel guía. Culmina la Formación Tábanos con 8 m de pelitas calcáreas grises (figura 1).

Estructura, morfología

La precipitación primaria, singenética de la baritina se presenta como mantos y lentes asociados a la depositación de yeso y caliza. Por removilizaciones posteriores, en relación a los plegamientos sufridos por los sedimentos, se han formado cuerpos discordantes de baritina en varias

Localidad	Tipo	$^{87}Sr/^{86}Sr$	δ±	$\delta^{34}S$	Sr (ppm)
La Rosita	Manto	0,70746	0,00002	+10,6 a +13,7	12.000
La Florcita	cuerpo disc.	0,70709	0,00003	+ 20,0	9,200
La Resbalosa	Manto	0,70679	0,00002	+ 15,7	2,800
	cuerpo disc.	0,70679	0,00002	+ 17,8	5,470
Dos Guanacos	Manto	0,70725	0,00004		4,200
Manzano Silvestre	cuerpo disc.	0,70711	0,00003	13.500	

Tabla 1. Análisis isotópicos de Sr y de S y contenidos de Sr en la baritina.

de las manifestaciones estratoligadas. Así en La Rosita y en La Resbalosa se localizan mantos y pequeños cuerpos discordantes. En Dos Guanacos se conoce solamente un manto y en La Florcita y Manzano Silvestre se observan cuerpos discordantes, localizados en las secuencias superiores.

Mineralogía

El único mineral explotable es la baritina, que es de grano fino y de hábito espático y de color blanco. Minerales de ganga son solamente las impurezas de la roca sedimentaria.

Estudios isotópicos y geoquímicos

Fueron realizados análisis isotópicos de Sr y S, y geoquímicos del contenido de Sr en la baritina. Los datos obtenidos se ilustran en la tabla 1.

Para mayor información se pueden ver los trabajos de Leanza *et al.,* (1990) y Del Blanco *et al.*, (1992).

MODELO GENÉTICO

Como para los otros yacimientos de baritina costeros, se postula que el bario contenido en feldespatos de rocas del área de aporte es liberado por meteorización y circula adsorbido en arcillas hasta llegar al mar. Allí las arcillas intercambian Ba por Na y se precipita la baritina en ambientes hipersalinos y de playa, de circulación restringida.

DISTRITO CUCHILLO CURÁ

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito celestínico Cuchillo Curá se ubica en la sierra homónima, a 50 km al norte de Zapala y 5 km al sur de la localidad de Las Lajas. Sus coordenadas son 38°40' de latitud sur y 70°10' de longitud oeste. Los yacimientos se ubican en el faldeo austral del Cordón de Cuchillo Curá a lo largo de unos 7 km de extensión.

Se accede por la ruta nacional 40 hasta el extremo oeste de la sierra, entrando luego hacia el este por caminos vecinales. Comprende los yacimientos, de oeste a este: San Charbel (el más importante), María Cristina, La Sorpresa, Graciela y La Lía.

Leyes, reservas y producción

No se conocen estos datos. Actualmente la única mina con posibles reservas es San Charbel.

Sistema de explotación

Fue explotado mediante rajos y subterráneamente por el método de cámara y pilares.

HISTORIA DEL DISTRITO

Las minas fueron descubiertas entre 1939 y 1940 por la Empresa Geberovich Hermanos y el Sr.Viguria.

Localidad	Mineral	$^{87}Sr/^{86}Sr$	δ±	$\delta^{34}S$	Ba ppm
San Charbel	Celestina	0,70716	0,00005	Entre	3007
La Sorpresa	Celestina	0,70722	0,00004	+28	7750
La Lía	Celestina	0,70717	0,00003	y +40	
	Yeso	0,70716	0,00003		

Tabla 2. Datos isotópicos de celestinas y yeso de diferentes depósitos y contenidos de Ba.

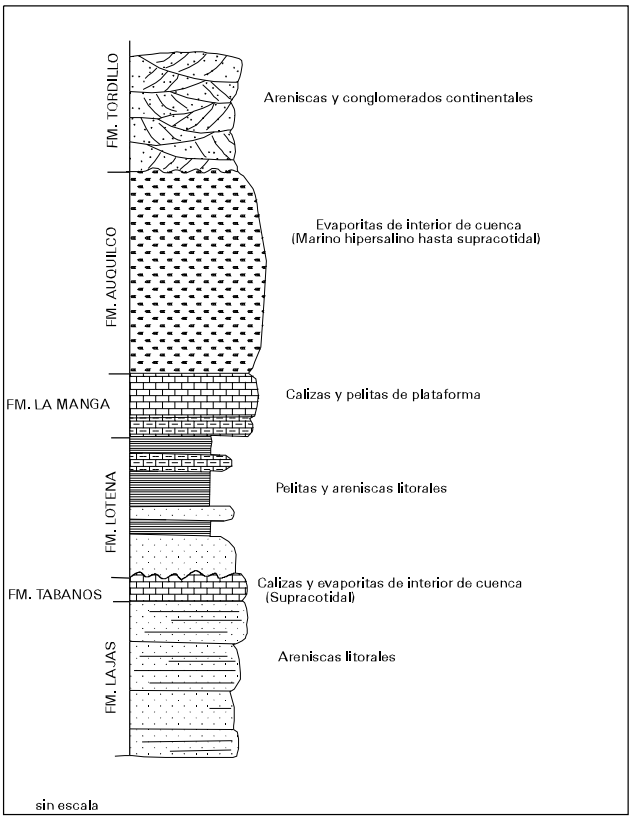


Figura 2. Bosquejo estratigráfico generalizado del cordón de Cuchillo Curá (sin escala).

GEOLOGÍA REGIONAL

Se ubica en la Mesosecuencia Cuyo, asociado a las evaporitas de la Formación Tábanos.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

En el área se presenta la siguiente sucesión estratigráfica, en la base la Formación Lajas compuesta por areniscas micáceas, de grano fino a medio con algunos niveles de grano grueso a conglomerádico. Corresponden a ambiente litoral. Le sigue la Formación Tábanos, un sistema calcáreo-evaporítico de interior cuenca, durante la cual se depositaron calizas oolíticas, y minerales tales como calcita, yeso y celestina. Por encima se localizan lutitas y fangolitas de la Formación Lotena, calcáreos fosilíferos de la Formación La Manga, potentes niveles de yeso de la Formación Auquilco y conglomerados y areniscas de la Formación Tordillo.

La Formación Tábanos, que en esta región tiene un espesor de 15 a 30 m, puede ser subdividida en esta sierra en cuatro unidades, de abajo hacia arriba: 0,30 a 0,60 m de calizas oolíticas con gradación a calizas arenosas; 5 a 10 m de calizas macizas sin estratificación, calizas con una fábrica ondulante con aspecto estromatolítico y niveles de brecha intraformacionales; 5 a 10 m de yeso blanco macizo de grano muy fino, a veces pulverulento, sin estratificación. Presenta pasajes laterales a lentes de celestina. Finalmente 5 a 10 m de calizas castaño claro, en parte dolomitizadas. Constituye un nivel contínuo sobre el cual se instala la discordancia intracaloviana que separa la Formación Tábanos de las areniscas y pelitas de la Formación Lotena.

MORFOLOGÍA, ESTRUCTURA

Se trata de lentes y bancos de celestina que lateralmente se interdigitan con horizontes de yeso, depositados entre rocas calcáreas. En San Charbel la potencia de la Formación Tábanos es de unos 20 m con una inclinación de 40° al norte. A medida que se avanza hacia el este el manto reduce su espesor hasta alcanzar unos 5 m en La Lía, al tiempo que aumenta su inclinación a medida que se aproxima al núcleo del anticlinal. Los depósitos de celestina son lentiformes con espesores que varían entre 1 y 3 metros. Se empobrecen en celestina y aumentan en contenido de calcita hacia el este.

MINERALOGÍA

El único mineral explotable es la celestina. Los depósitos presentan texturas sinsedimentarias típicas de facies evaporíticas de aguas someras, modificadas en parte por removilización epigenética. Se pueden distinguir ritmitas primarias formadas por capas alternantes de calcita y celestina, y ritmitas de cristalización diagenética (DCR de Fontboté y Amstutz, 1980). Estas últimas están conformadas por una generación de mosaicos de celestina y calcita-dolomita y entre capa y capa una segunda generación de cristales bipolares de celestina, quedando un espacio entre ellos. La removilización ha formado además geodas de celestina o calcita, precipitaciones coloformes y venillas diagenéticas tardías y epigenéticas (Casé *et al.*, 1987)

ESTUDIOS ISOTÓPICOS Y GEOQUÍMICOS

Los análisis isotópicos de Sr fueron realizados por el profesor M. Barbieri en la Universidad La Sapienza de Roma, Italia (Brodtkorb y Barbieri, 1993) y los de S por los Dres. J. Hladikova y K. Zak del Servicio Geológico de la República Checa (Brodtkorb *et al.*,1995), cuyos valores se pueden observar en la tabla 2. Los valores isotópicos se corresponden con los de los mares jurásicos.

MODELO GENÉTICO

El origen de estos yacimientos es netamente evaporítico, habiendo sufrido luego modificaciones diagenéticas.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. K.de y M. Barbieri, 1993.Jurassic barite and celestite deposits of Neuquén Province, Argentina. *8° Quadrennial IAGOD Symposium,* 243-254.

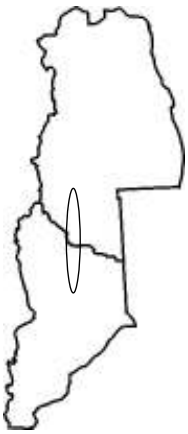
Brodtkorb, M. K.de, K. Zak y J. Hladikova, 1995. Sulfur, carbon and oxygen isotope study of Mesozoic barite and celestite deposits of the Neuquén province, Argentina. En: J.Pasava, B.Kribek and K.Zak (Eds.), *Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts*: 263-266. Balkema

Casé, A. M., A. Giusiano, M. Barbieri, M. K. de Brodtkorb y J. C. Danieli, 1989. Los yacimientos de celestina de Cuchillo Curá, provincia del Neuquén. En: Procesos Metalogénicos. En: I. B.Schalamuk, M. K.de Brodtkorb y H. Leanza (Eds.). *Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica,* 3: 12-17.

Fontboté, L. y G. C. Amstutz, 1980. New observations on diagenetic crystallization rhytmites in the carbonate facies of the Triassic of the Alpujárrides (Betic Cordillera, southern Spain: comparison with other diagenetic rhytmites. En: 1° Symposium Diagenesis of sediments and sedimentary rocks. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Revista,* 34: 293-310. Barcelona.

Leanza, H., M. K. de Brodtkorb y M. Barbieri, 1990. Yacimientos baríticos vinculados con la Formación Tábanos (Jurásico) en el área de Loncopué, provincia del Neuquén. *3° Reunión Argentina de Sedimentología,* 163-168.

Del Blanco, M. A. y M. Barbieri, 1999. Depósitos de baritina y celestina, relacionados a las Formaciones La Manga y Auquilco, Mendoza y Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1057-1069, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE BARITINA Y CELESTINA, RELACIONADOS A LAS FORMACIONES LA MANGA Y AUQUILCO, MENDOZA Y NEUQUÉN

Miguel A. Del Blanco[1] y Mario Barbieri[2]

En este capítulo se tratarán los depósitos de baritina y de celestina relacionados a las Formaciones La Manga y Auquilco, de edad oxfordiana. Los mismos se extienden geográficamente desde la zona meridional de la provincia de Mendoza (departamento Malargüe) hasta poco más al sur de la localidad de Las Lajas, en la provincia del Neuquén. Se emplazan en dos posiciones estratigráficas definidas; algunos de ellos se vinculan a la transición Formación La Manga-Formación Auquilco, mientras que otros están ligados a intercalaciones calcáreas de la Formación Auquilco.

Estos depósitos y manifestaciones se agrupan en unos pocos distritos; el más importante de ellos es el de Mallín Quemado, que incluye a las minas de Achalay, Río Agrio y La Porfía (baritina) y Llao llao (celestina) emplazadas en el anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta (figura 1). Los depósitos estratoligados, más importantes desde el punto de vista económico, se sitúan en el Oxfordiano (Formación Auquilco), mientras que los discordantes, más pequeños, se disponen en la suprayacente Formación Tordillo (Kimmeridgiano).

Los restantes depósitos se localizan sobre el anticlinal de la Sierra Azul, (departamento Malargüe, Mendoza), con las minas Luthema-Monteagudo (celestina), El Compadrito-La Isidora (baritina); y Vega de la Veranada (departamento Chos Malal, Neuquén).

[1] *INREMI, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

[2] *Universidad de Roma La Sapienza, Italia.*

DISTRITO MALLÍN QUEMADO

MINA ACHALAY

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Este depósito se encuentra a unos 55 km al nornoroeste de la ciudad de Zapala, en el departamento Picunches, Neuquén. Se accede al mismo desde la citada ciudad por la Ruta Nacional 22 hasta la localidad de Las Lajas; desde allí se desvía al este por la Ruta Provincial 48 de ripio, que conduce a Bajada del Agrio por unos 15 km, donde se toma un desvío que lleva a mina Achalay, a unos 5 km de distancia, en el extremo nororiental del cordón Curymil.

LEYES, RESERVAS, PRODUCCIÓN

Los datos analíticos conocidos se indican en la tabla 1.

	Oliveri *et al.*, 1964		Leveratto, 1982
	Veta	Manto	Manto
SO_4Ba	90%	87%	70-75%
SO_4Sr	1,7%	1,3%	6-8%
Densidad	4,33	4,26	4,04-4,33
SiO_2	3,0%	4,2%	

Tabla 1.

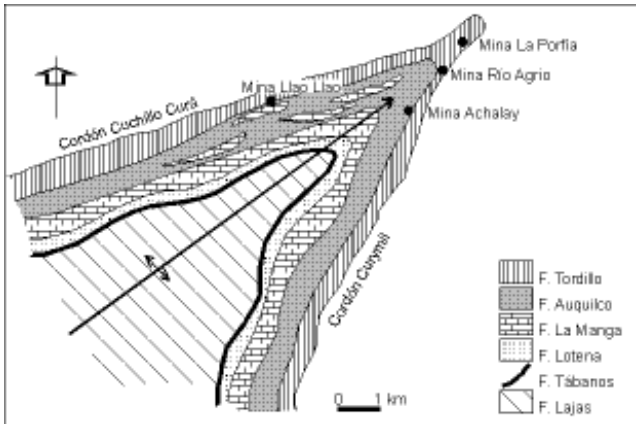


Figura 1. Ubicación de los depósitos del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta.

Hasta principios de la década del 70, se habían extraído unas 250.000 t de mineral. (Leveratto, 1982). Navarro (1983) por su parte, indica la producción de unas 50 t diarias de baritina destinada a su uso en perforaciones petroleras.

Las reservas de este yacimiento son reducidas, quedando circunscriptas principalmente al manto brechado en su porción occidental, sector que fue explotado por Togon SRL. El sector oriental del depósito, donde se centró la explotación de Minera Tea SAMICAF, se encuentra prácticamente agotado.

Sistema de explotación

La explotacion de esta mina comenzó, por rajos superficiales, en la veta Achalay, en 1935. A medida que se profundizó la explotación, se pasó a laboreo subterráneo. El nivel mantiforme fue intensamente explotado, por la metodología de cámaras y pilares, en el sector suroeste del yacimiento. Dicha explotación se realizó inicialmente en forma rudimentaria, quedando sujetas en dimensiones y diseño a las irregularidades del manto, de allí que se individualicen grandes cámaras o caserones, de varios metros de alto. Este tipo de yacencia fue detectado luego en el sector noreste del yacimiento, abriéndose aquí el principal acceso a las labores subterráneas más modernas, a través del cual se extraía el mineral por vagonetas.

Al hacerse cargo del yacimiento Minera Tea SAMICAF, se combinó el método de explotación (cámara y pilares y corte y relleno) del manto y tubo de Achalay, y en menor medida de la veta, con la explotación a cielo abierto (cantera) del manto y de la mena brechada, que continuó hasta el fin de la actividad del yacimiento.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Los depósitos han sido movilizados desde el año 1935, inicialmente en forma subterránea y rajos longitudinales a las estructuras vetiformes por la firma Togon SRL, siendo éste el primer depósito que comenzó a explotarse en el distrito, que en un primer momento tuvo pedido de cateo como mina de plomo. La exploración se desarrolló mediante laboreo superficial y subterráneo (estocadas). Los volúmenes de explotación fueron incrementándose a partir de mediados de la del 50, hasta la década del 60 (Lyons, 1975), a partir del descubrimiento de un sector de mena masiva, denominado después tubo y el horizonte mantiforme. La actividad continuó con cantidades modestas hasta la década del 80, ocasión en que Minera TEA se hace cargo del yacimiento. Inicialmente se continua con esta metodología de explotación, para después ampliar a una modalidad de cielo abierto en cantera Paralelamente se desarrollaron tareas de prospección mediante perforaciones con recuperación de testigos de corto alcance (diamantinas), dispuestas en el sector norte del depósito. El depósito ha continuado en actividad hasta principios de la década del 90'.

GEOLOGÍA REGIONAL

Estos yacimientos se encuentran asociados a los eventos evaporíticos que durante el Oxfordiano se desarrollaron en las áreas marginales de la Cuenca Neuquina.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La unidad más antigua es la Formación La Manga, aflorante en la base del cordón Curymil, que presenta como facies más extendida a un *mudstone*. Localmente se reconocen facies de calcáreos arrecifales (*bounstone* coralígeno, Matheos, 1987) y de *grainstone* oolítico, *packstone-wackestone*, que se hacen más abundantes al oeste, en zonas alejadas del depósito barítico, caracterizando un ambiente de plataforma (Matheos, 1987).

Por encima (y en parte sincrónica con la depositación de la Formación La Manga) se dispone el yeso principal (Formación Auquilco), integrado por evaporitas (yeso-anhidrita) con intercalaciones de calcáreos organógenos y limos. Los niveles de sulfato de calcio presentan texturas nodulares conspícuas, principalmente en su sección inferior y media, que pasan a texturas laminadas en su parte superior. En toda su extensión se presentan intercalaciones de calcáreos fétidos, con textura nodular, en ocasiones finamente bandeados (laminación de tipo algal), de pocos metros de potencia. Si bien los calcáreos micríticos se presentan en cantidad muy reducida, en todo el desarrollo de la columna yesífera se destacan dos intercalaciones principales: la de mayor desarrollo limita el tercio inferior de la unidad, mientras que la superior, más discontínua, se presenta en el techo de la misma. Es a este último nivel calcáreo que se vinculan espacialmente los depósitos mantiformes de Ba-Sr del distrito.

Por encima, se deposita la Formación Tordillo, constituida por areniscas gruesas verdosas, con intercalaciones

conglomerádicas de desarrollo lenticular en su porción basal, que gradualmente van pasando a areniscas finas y limolitas. Esta unidad es la roca de caja de los depósitos discordantes (veta Achalay).

Estructura

El emplazamiento de las estructuras discordantes estuvo controlado por fracturas de orientación noreste, paralelas al eje del pliegue, correspondientes a fallas de alivio de tensión o de cresterío, las que posiblemente se unan en profundidad (Canelle, 1950; Navarro, 1983). Existen también otras fracturas, de rumbo norte-sur, de tipo perianticlinal, posmineralización, que motivan rechazos de pocos metros en la estructura mantiforme, provocando un resalto al suroeste.

Los procesos de tectónica postmineral, así como la disolución del manto de yeso-anhidrita subyacente han complicado la estructura de este depósito, donde aparecen numerosas zonas brechadas que incluyen bloques de baritina, calcáreos de la Formación Auquilco y areniscas de la Formación Tordillo. Estos procesos han provocado que el manto se presente con desniveles laterales.

Morfología

El yacimiento de mina Achalay consiste principalmente un depósito mantiforme, cuya potencia oscila entre 1 y 4 metros, estratigráficamente dispuesto en el contacto entre la Formación Auquilco (Oxfordiano medio-superior) y la suprayacente Formación Tordillo (Brodtkorb *et al*., 1985, 1989 y 1995, Del Blanco *et al*., 1992). En particular se relaciona a niveles calcáreos fétidos, identificados como abultamientos micríticos (Matheos, 1987), los que en el área del yacimiento se encuentran profundamente recristalizados, con pasajes a mosaicos esparíticos. Este manto de textura bandeada puede seguirse por lo menos 400 m, con inclinaciones moderadas al este, del orden de 20-25º al este, que acompañan a la estructura anticlinal de la sierra de la Vaca Muerta en el flanco suroriental. La extensión del manto puede llevarse, según Leveratto (1982) hasta unos 650 m, en forma discontinua. Es muy frecuente que presenten estructuras bandeadas, que podrían denominarse ritmitas de cristalización diagenética (DCR, Amstutz y Fontboté, 1982).

En vinculación al manto, hay cuerpos vetiformes, que conforman una estructura principal, y otras menores subparalelas, de rumbo submeridiano, con potencias de hasta 2 m, y longitud de 400 metros. Se relacionan a la estructura mantiforme a través del sector de mena masiva o tubo (figura 2).

El depósito mantiforme se encuentra truncado hacia el norte, por la quebrada que separa al yacimiento Achalay del cerro Mallín Quemado, no descartándose su continuidad en profundidad. En dirección al suroeste, se reconocen sólo aisladas manifestaciones de baritina, ligadas al manto carbonático superior dentro de la Formación Auquilco, frecuentemente como reventones de baritina espática de pocos centímetros de diámetro.

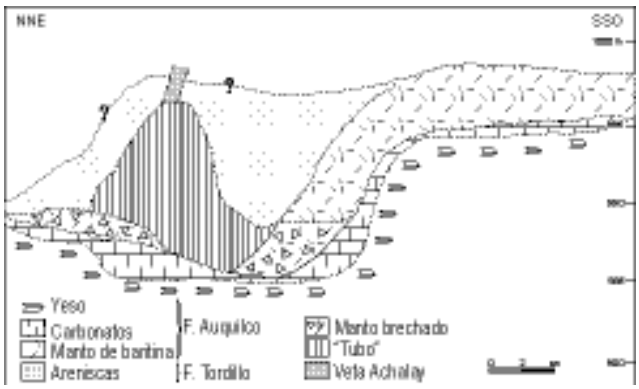


Figura 2. Perfil de la mina Achalay.

Mineralogía

La mineralogía es simple, consistente en baritina, de estructura bandeada y textura plumosa, rara vez espática, de tonalidad blanco amarillenta, con escasas y delgadas intercalaciones de material pelítico verdoso, que se hacen más abundantes en el extremo occidental de este cuerpo. La primera variedad textural domina en el tubo como en la veta Achalay, restringiéndose la espática al manto. El tamaño de grano de ésta es de 0,5 cm mientras que la plumosa, alcanza a 2 centímetros.

Entre los minerales secundarios, cabe indicar la presencia de covelina, frecuentemente asociada a los oxidados de plomo (cerusita, anglesita) además de malaquita, cuprita, hidróxidos de hierro (limonitas) y manganeso, vanadinita y mottramita, estos dos últimos restringidos a la veta Achalay.

Ocasionalmente se presentan escasas cantidades de sulfuros (galena), que se distribuye en forma diseminada, en granos de pocos milímetros de diámetro en la mena mantiforme, pudiendo constituir agregados de hasta 10 cm de diámetro en la veta, donde se la visualiza con un importante grado de deformación. Leveratto (1982), indica la presencia de muy escasas cantidades de esfalerita, pirita, calcopirita, tennantita-tetraedrita;como minerales tardíos se indica tambien la presencia de calcita y cuarzo, que son más abundantes en la estructura vetiforme. El cuarzo es muy escaso en el manto, donde ocasionalmente aparece como pequeños cristales en oquedades, de 1-2 mm de longitud. En la estructura vetiforme, se lo visualiza en parte masivo, sacaroide, blanquecino, cuya presencia se hace significativa a partir del sector denominado Campana de Tubo (zona de transición entre el manto y la veta) y en la estructura vetiforme. Los carbonatos (calcita y manganocalcita) son abundantes en la parte superior de la veta, donde exhiben una textura espática característica. Se reconoce también la presencia de celestina, a modo de pequeñas drusas y vetillas que impregnan las areniscas de la Formación Tordillo, en cercanías de la veta Achalay.

ESTUDIOS ISOTÓPICOS, GEOCRONOLOGÍA, GEOQUÍMICA

Desde el punto de vista de la geoquímica, cabe resaltar que los contenidos de Sr son del orden de 4% en Sr metálico o de hasta 20% molecular en la bariitina (Hayase *et al*., 1979), disminuyendo hacia los niveles altos y periféricos del yacimiento, donde coexisten baritina y celestina. Son de destacar también los altos valores de Ba, registrados en algunos niveles carbonáticos vinculados a la mineralización, del orden de 6.000 partes por millón. Otro hecho importante es la presencia de altas concentraciones de Ba en los niveles de yeso-anhidrita, de 5.600 a 8.400 partes por millón.

Este depósito cuenta también con numerosos estudios de isótopos estables, entre los que se indican la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Barbieri *et al*., 1984; Brodtkorb y Barbieri, 1993; Brodtkorb *et al*., 1989, 1997 y Del Blanco *et al*., 1992) isótopos de azufre (Del Blanco *et al*., 1992; Brodtkorb *et al*., 1995 y 1997) que se pueden observar en Depósitos de baritina y de celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén (Brodtkorb *et al.*, 1999). Se agregan estudios de isótopos de C y O (Brodtkorb *et al*., 1995a y 1997) y plomo (Del Blanco *et al*., 1996 y Brodtkorb *et al.*, 1997).

Los valores de relación de isótopos de estroncio para los niveles de yeso, anhidrita y calcáreos de la Formación Auquilco son similares entre sí y asimismo comparables con los niveles baríticos mantiformes del yacimiento homónimo. Se indican en tabla 2. Todos ellos son comparables a los indicados para sulfatos marinos del Jurásico medio-superior (Burke *et al.*, 1982). Aquellos correspondientes a mena brechada y niveles vetiformes, exhiben guarismos más elevados, hecho que se interpreta como debido a la contribución de Sr radiogénico, derivado posiblemente de las cajas de las areniscas de la Formación Tordillo, en ocasión de la apertura del sistema.

En relación a los datos de $\delta^{34}S$ (tabla 2), puede señalarse una marcada concordancia entre los valores obtenidos de yeso-anhidrita, y niveles mantiformes de baritina, (alrededor de +15,5 ‰) que se corresponden muy bien con aquellos sulfatos derivados de precipitación de agua de mar durante el Jurásico superior. Las estructuras vetiformes, arrojan valores algo inferiores(+15,0 ‰).

Asimismo Del Blanco *et al.*, (1996) efectuaron análisis de relaciones isotópicas Pb/Pb; la relación $^{206}Pb/^{204}Pb$ arroja valores comprendidos entre 18,537 a 18,596, mientras que la relación $^{207}Pb/^{204}Pb$ lo hace entre 15,620 a 15,945. Por último, la relación$^{208}Pb/^{204}Pb$ varía entre 38,605 a 38,804. De su análisis surge que la mayoría de ellos indica una fuente de aporte con alta relación U/Pb, es decir niveles altos corticales, siendo entonces posible concluir que el Pb de estas galenas deriva de removilización a partir de rocas preexistentes del basamento. Además, la relativamente alta relación $^{207}Pb/^{204}Pb$ sugeriría, según indican Del Blanco *et al.* (*op. cit.*) dos o más fuentes de origen del Pb o bien procesos posteriores de removilización con agregado de Pb más radiogénico al sistema.

	$^{87}Sr/^{86}Sr$	δ±	$\delta^{34}S$ ‰
Manto	0,70703	0,00003	15,5
Manto brech	0,70782	0,00003	15,2
Yeso	0,70684	0,00003	15,3
Anhidrita	0,70706	0,00003	16,2
Calcáreos	0,70702	0,00003	
Veta	0,70789	0,00003	15,0

Tabla 2. Valores isotópicos determinados en el yacimiento Achalay.

MINA LLAO LLAO

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Este depósito se emplaza unos 8 km al oeste de Achalay en el cordón de Cuchillo Curá, que conforma el flanco occidental del anticlinal de la Vaca Muerta. Se accede a este yacimiento desde Zapala, por la Ruta Nacional 22, por 40 km en dirección noroeste hasta la localidad de Las Lajas, para tomar luego un desvío al este por 7 km, paralelo al cordón Cuchillo Curá.

LEYES, RESERVAS, PRODUCCIÓN

Son escasos los antecedentes respecto a la potencialidad minera de este depósito. Según Casé *et al.* (1990), el manto celestínico principal, presenta la composición química que se señala en la tabla 3.

	Común de mena	Mena recristalizada
$SrSO_4$	65 al 85%	97,40%
$BaSO_4$	0,9 al 33%	1,31%
$CaCO_3$	2,2 al 10,5%	0,59%

Tabla 3.

Los delgados mantos de celestina y/o celestobaritina asociados no constituyen manifestaciones de interés económico, cuyos contenidos de $SrSO_4$ no superan el 30-50% (Casé *et al.*, 1990).

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

El depósito ha sido explotado por la firma Conidier a cielo abierto. La cantera activa tiene un tamaño que alcanza los 8 x 15 m, con una profundización de 6 metros. Se registran trabajos mineros bajo la forma de rajos superficiales y pequeños laboreos subterráneos a veces achiflonados, horizontales y verticales, sobre cuerpos mineralizados menores de baritocelestina, de hasta unos 25 m de longitud.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Las primeras labores efectuadas en el sector corresponden a las manifestaciones de mina Cotita y Achari Car, emplazadas al este de Llao llao, que estuvieron en actividad hasta mediados de la década del 50. Esta mina entra en actividad en el año 1951 (Casé *et al.*, 1990). La firma propietaria de este yacimiento es Conidier.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La roca de caja se compone de un horizonte calcáreo de pocos metros de potencia, sobreyacente a los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco, en parte brechado por debajo del cual se dispone el nivel de celestina principal. Cabe destacar aquí la presencia de un intrusivo subafloramiento, de textura porfírica, integrado por fenocristales de 2 a 3 mm de longitud de clinopiroxeno, posiblemente augita, otros de plagioclasas (andesina) en textura intergranular y una matrix totalmente argilizada, teñida con óxidos de hierro. Este intrusivo sería asimilable a la Formación Molle, de edad eocena (Llambías y Rapela *et al.*, 1987). Los calcáreos se encuentran profundamente recristalizados en un mosaico esparítico, con total obliteración de la textura original.

Localmente, estos calcáreos pierden su carácter de mosaico esparítico a subesparítico, pasando a presentar una textura bandeada, del tipo rítmico sindiagenético, con bandas de calcita micrítica con concentraciones menores de celestina y arcillas, como generación temprana, con bandas más límpidas, de carácter esparítico, de calcita y/o de celestina de segunda generación (figura 3).

Estructura

Las estructuras mineralizadas se encuentran alojadas en el flanco noroccidental del anticlinal de la Vaca Muerta, donde las areniscas y conglomerados de la Formación Tordillo, más resistentes a la erosión, constituyen los niveles más elevados del Cordón de Cuchillo Curá. En el mismo, los formaciones jurásicas que lo integran presentan inclinaciones mayores que en el cordón Curymil, de unos 50º-65º al noroeste.

Las concentraciones discordantes, de poca extensión, presentan rumbos que varían desde estenoreste a este-oeste y potencias que no exceden el metro.

Morfología

El depósito de celestina de Llao llao ocupa una posición estratigráfica similar al depósito barítico de Mina Achalay. Tiene morfología mantiforme, con una extensión mínima de 300 m, de forma lenticular, muy discontinua, relacionada a niveles calcáreos fétidos, cuya potencia no excede el metro.



Figura 3. Columna estratigráfica mina Llao-Llao.

Las concentraciones principales consisten en masas cristalinas de celestina, acompañadas de yeso y/o calcita, producto de removilización y recristalización. Estos cuerpos irregulares se alojan en cavidades labradas en el yeso y/o los calcáreos de Auquilco, creadas por procesos de disolución. Puntualmente estas concentraciones pueden alcanzar hasta 2 m de potencia.

Los procesos de removilización - recristalización, además de los fenómenos diagenéticos acontecidos, así como la presencia de óxidos de hierro en las celestinas se debería a la presencia del intrusivo andesítico, ya que, como fue señalado por otros autores, es común que los diques de la Formación Molle aporten soluciones ricas en hierro (Llambías y Malvicini, 1978; Brodtkorb *et al.*, 1989).

En el sector oriental, se presentan manifestaciones menores de celestina y celestobaritina, estratoligadas a los niveles calcáreos superiores de la Formación Auquilco, o bien como cuerpos discordantes, vetiformes, alojados en los niveles basales de la Formación Tordillo. En dirección al oeste, el manto celestínico principal aparece cubierto por material moderno, siendo posible la continuidad del manto en esta dirección.

Mineralogía

Uno de los minerales primarios más importantes es la celestina, la cual aparece bajo distintos aspectos:

a) ritmitas sindiagenéticas, integradas por bandas alternantes de calcita de grano fino, micrítico (generación I), seguida por calcita recristalizada, de tipo esparítico (generación II) con una banda externa de celestina y/o calcita de tipo sacaroide que puede desarrollar una textura de creci-

	$^{87}Sr/^{86}Sr$	δ±	$\delta^{34}S$ ‰
Celesttina (manto)	0,70704	0,00003	18,0/33,0
Celestina (remov.)	0,70805	0.00003	23,0/35,0
Calcáreo	0,70704	0,00003	
Yeso	0,70722	0,00003	

Tabla 4. Datos isotópicos del depósito Llao Llao.

miento bipolar, constituyendo las denominadas ritmitas de cristalización diagenética (DCR) de Amstutz y Fontboté (1982)

b) Masas de grandes cristales tabulares de celestina, que alcanzan a los 10 cm de longitud, de tonalidad celeste a blanquecina, que pueden agruparse en forma masiva o en drusas de 30-40 cm de diámetro. Su textura espática y crecimiento en forma de drusas indican que se han formado en cavidades, por procesos de removilización-recristalización. Con frecuencia estos cristales aparecen teñidos por óxidos de hierro (limonitas) aportados por el intrusivo de la Formación Molle.

c) Se reconoce también celestobaritina y/o celestina, bajo la forma de agregados irregulares, normalmente espáticos, dentro de los calcáreos micríticos emplazados al este del yacimiento, o bien como cuerpos discordantesde entre 10 y 15 cm de potencia, emplazados en los términos inferiores de la Formación Tordillo.

Como minerales secundarios, se reconocen óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso, bajo la forma de limonitas-hematita y wad. También, se identificó la presencia de aislados granos de azufre nativo.

Entre los minerales de ganga se presenta calcita, como enclaves micríticos dentro de los mantos o bien como agregados esparíticos asociados a las grandes masas de celestina, y en cristales escalenoédricos tapizando geodas, como generación tardía en los bancos removilizados de celestobaritina y/o de celestina. En forma minoritaria, restringida sólo a algunos sectores del material calcáreo, se identifica a pirita, y escasa marcasita. También se encuentra yeso, de tipo selenítico, megacristalino, removilizado a partir de los bancos de la Formación Auquilco infrayacente. En las manifestaciones ubicadas al oriente de Llao llao, se indica la presencia de sílice microcristalino (calcedonia) y cuarzo, en reemplazo de material calcáreo.

Estudios isotópicos, geocronología, geoquímica

Los contenidos en Sr de los niveles calcáreos de la Formación Auquilco varían considerablemente, desde cifras de 6.500 ppm para aquellos no vinculados espacialmente a la mineralización hasta sólo 750 ppm para los que conforman las estructuras rítmicas tipo DCR, hecho que puede atribuirse a la liberación del Sr durante el proceso de transformación aragonita-calcita. Hecho similar acontece con el Ba, que presenta contenidos iniciales de 7.000 ppm, los que descienden a sólo 170 en aquellos calcáreos que conforman la caja de los niveles removilizados de celestina y/o baritocelestina. Los contenidos de Ba en la celestina removilizada son de 2.300 partes por millón.

La relación de los isótopos de Sr (Brodtkorb y Barbieri, 1993; Brodtkorb *et al.*, 1989 y 1997 y Del Blanco *et al.*, 1992) fue determinada tanto en la roca de caja como en la mena celestínica. Los valores de yeso son los menores (0,70675) siendo comparables con el rango de valores de agua de mar para el jurásico tardío. Las relaciones isotópicas de los calcáreos y la celestina primaria, sindiagenética son poco más elevados hecho que puede ser atribuido a la contribución de Sr radiogénico, derivado de la presencia de material arcilloso en los niveles calcáreos. Se indican en la tabla 4.

Por último, las relaciones correspondientes a la celestina removilizada, tanto de las grandes masas cristalinas de la mena principal como de las estructuras ubicadas al este de Llao llao, exhiben valores más elevados, derivados de la reapertura del sistema, y consecuente modificación de las relaciones originales de Sr.

Por otro lado, los datos isotópicos de $\delta^{34}S$ efectuados (Del Blanco *et al.*, 1992, Brodtkorb *et al.*, 1997) exhiben un importante rango de variación, desde +18,0‰ a +35,0‰. Los menores corresponden a los niveles de celestina interestratificados con los calcáreos y los más elevados son de cuerpos que han sufrido procesos de removilización, y consecuente reacción con el $SO_4^=$ remanente en solución, extremadamente enriquecido en el isótopo pesado. Este proceso de enriquecimiento se debería a reducción preferencial del $^{32}SO_4^=$ por acción bacteriana, que daría además como resultado la formación de S biogénico.

MINA RÍO AGRIO

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Esta mina se emplaza unos 1.800 m al noreste de mina Achalay, atravesando una quebrada que separa el extremo nororiental del cordón Curymil del cerro Mallín Quemado. El acceso a la misma se hace por los caminos señalados para Achalay.

Leyes, reservas, producción

Análisis químicos aportados por Oliveri *et al.* (1964) Lyons *et al.* (1978) y Leveratto (1982), indican la siguiente composición de la mena barítica, SO_4Ba: 70-94%; SO_4Sr: 0,60-3,50%; SiO_2: 2,80-37,50%; Densidad: 3,63-4,37.

Las variaciones de densidad son atribuibles principalmente a los contenidos de cuarzo. En su momento, constituyeron la mayor reserva de baritina de este distrito. Hasta el año 1975 se extrajeron de aquí unas 150.000 t de mineral (Leveratto, 1982). Se estima que quedan reservas, bajo una

disposición vetiforme, por debajo de ese nivel. Por otra parte, si bien no ha sido identificado con seguridad, existe la posibilidad que en los niveles superiores de la Formación Auquilco exista un depósito mantiforme de características similares al de Achalay.

Sistema de explotación

Este yacimiento fue inicialmente explotado por rajos superficiales, pasándose rápidamente a una explotación por vía subterránea, en varios niveles, separados entre sí por 30-40 metros. El de mayor desarrollo fue el 1.265, siendo el 1.230 y 1.305 de menor alcance. En total se excavaron alrededor de 1.500 m de galerías, incluyéndose subniveles. El mineral se sacaba mediante vagonetas por la galería principal, ubicada en el nivel 1.265. Se alcanzaron en total seis niveles de explotación (Canelle y Terrero, en Lambert, 1956).

Casi la totalidad del laboreo se ejecutó en la ladera septentrional del cerro Mallín Quemado, existiendo dos cortavetas en la ladera meridional, los que se encuentran hoy inaccesibles.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

El yacimiento fue explotado a partir del año 1940 por décadas por la Compañía Minera Togon S.R.L., tanto a cielo abierto como por vía subterránea. Una vez descubierto el depósito mantiforme de Achalay, este mina se dejó de explotar. Durante la década del 80, se hizo cargo del yacimiento Minera Tea SAMICAF quienes entre otras tareas ejecutaron un socavón exploratorio para ubicar la veta a niveles inferiores a los que había sido explotado por su antiguo dueño. Esta labor tuvo resultados parcialmente positivos, ya que fue escaso el volumen de mineral alumbrado.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Este yacimiento se emplaza en su totalidad en el cerro Mallín Quemado, en areniscas, limolitas y conglomerados de la Formación Tordillo. Casi la totalidad del cerro está integrado por las sedimentitas clásticas de la citada formación, excepción hecha de un pequeño sector del flanco noroeste de esta elevación, donde se encuentran los afloramientos más septentrionales de las evaporitas de la Formación Auquilco, con pequeñas, discontinuas y delgadas intercalaciones de calcáreos de tonalidad castaña, con textura de mosaico esparítico, en los que se destaca la presencia de escasos cristales de celestina de hábito espático de pocos centímetros de longitud.

Morfología, estructura

El depósito consiste en un sistema de vetas subparalelas, de rumbo general nornoreste-sursuroeste, distribuidas en un área de unos 1.600 m de largo por 1.000 m de ancho. Canelle (1950) agrupó las estructuras mineralizadas en:

-veta principal del cerro Mallín Quemado.
-Complejo oriental del cerro Mallín Quemado.
-veta occidental del cerro Mallín Quemado.
-afloramientos de galena del cerro Mallín Quemado.

La estructura principal tiene unos 1.000 m de longitud, con potencias que alcanzan hasta los 4-5 m, con un rumbo predominante N20-30ºE, siendo su actitud prácticamente subvertical. Está alojada en fracturas normales, que presenta rechazos de hasta 65 m, siendo el labio bajo el oriental. Existen otras fracturas, posmineralización, de rumbo noroeste a oestenoroeste, de movimiento siniestral, siendo en ellas el labio bajo el septentrional, con rechazos de 15 a 70 m (Leveratto, 1982). Presenta una estructura brechosa con clastos de areniscas de la Formación Tordillo.

La veta occidental presenta una extensión de 1.200 m, dispuesta unos 400 m al oeste de la anterior (Canelle, 1950). Presenta potencias variables, entre 1,50 m a decenas de centímetros, a veces dispuestas en más de una rama, de disposición discontinua, con textura brechosa. Exhiben fracturas perpendiculares, de pequeño desplazamiento, de tipo levógiro o siniestral.

El Complejo Oriental comprende un conjunto de 9 vetas, dispuestas en forma subparalela y al este de la veta principal, con orientación similar, consideradas como ramas secundarias de estas últimas. Presentan corridas comprendidas entre 120 y 380 m, aflorando en forma discontínua. Sus anchos varían entre 0,30 a 1,70 metros, Este sector tiene menores expectativas económicas que los antes indicados.

La veta con galena, ubicada a unos 500 m al este del complejo mencionado presenta una reducida corrida (150 m) con rumbo N15ºE, compuesta esencialmente por cuarzo, sulfuros (principalmente galena) y carbonatos.

Al igual que en depósito de Achalay, procesos de disolución del yeso han provocado el brechamiento de la mena. Este efecto queda manifiesto claramente por los cráteres de la ladera occidental del cerro Mallín Quemado, motivados por el colapso de las sedimentitas clásticas del Tordillo y de las estructuras vetiformes, lo cual ha complicó la exploración en los niveles profundos de este depósito.

Mineralogía

Como mena primaria se presenta baritina, en dos generaciones (Leveratto, 1982) que suele visualizarse en agregados radiados de hábito plumoso de hasta 3 cm de longitud, o bien otros de aspecto traslúcido, en cantidad subordinada. Otra variedad, aparentemente tardía, aparece ocupando fracturas y/o como costras sobre la baritina de primer generación, en tonalidad blanquecina celeste, en escasa cantidad.

La baritina es más abundante en los niveles inferiores de este depósito, pasando a ser mayoritarios los minerales de ganga, cuarzo y manganocalcita, en los superiores.

En todas las estructuras vetiformes aparecen numerosos minerales producto de alteración, en particular minerales de cobre entre las que se puede señalar a covelina, en cantidad escasa pero muy distribuida espacialmente, calcosina (digenita), cobre nativo, cuprita, malaquita y brocantita, y de plomo (cerusita-anglesita) a los que se agregan: rosasita, auricalcita, wulfenita, mottramita, linarita, (Gay y M. de Dominguez, 1984) además de óxidos e hidróxidos de manganeso-hierro.

Entre los minerales de ganga es importante la presencia de cuarzo, el cual se presenta en varias generaciones (Canelle, 1950; Leveratto, 1982). La más antigua, que produce también la silicificación de la caja, es de tonalidad amarillenta y aspecto masivo. La segunda generación, de aspecto sacaroide, que en algunos casos forma el cuerpo principal de varias estructuras vetiformes, coexiste con la baritina. En los niveles superiores de las estructuras central y orientales se hace dominante por sobre la baritina.

En los niveles superficiales, y en particular en las labores más occidentales, se hace importante la presencia de los carbonatos, en particular la calcita, que contiene pequeñas cantidades de manganeso, (manganocalcita de Canelle, 1950). En algunos rajos superficiales, por encima del nivel 1.305, es el mineral exclusivo de las estructuras vetiformes.

En los niveles más profundos se hace significativa la presencia de sulfuros, principalmente galena, con cantidades subordinadas de calcopirita, pirita, tetraedrita y esfalerita. Por otra parte, cabe indicar que Gay y Domínguez (1984) indica la presencia de una paragénesis de minerales de arsénico, donde como especies primarias se cuenta a cornubita, olivenita y connellita, en íntima asociación con la baritina, mientras que los sulfuros se vinculan a la deposición de cuarzo.

Estudios isotópicos, geocronología, geoquímica

Los porcentajes de Sr en las baritinas, son más bajos que los determinados en el manto de mina Achalay, mientras que son comparables con aquellos de la veta del mismo yacimiento (alrededor de 17.000 ppm), los contenidos de Ca, están en alrededor de 4.600 partes por millón.

Los valores de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ revelan cifras levemente superiores los niveles mantiformes de Achalay (0,70788 a 0,70737), cuestión que se explicaría por procesos de removilización a partir de niveles estratoligados, que involucra una reapertura del sistema y por lo tanto contribución adicional de Sr radiogénico, derivado del Rb contenido en la roca de caja.

Los valores de $\delta^{34}S$ reflejan un hecho similar, ya que la cifra obtenida (+21,8‰) es significativamente más elevada que aquellas de niveles de yeso y mineralizaciones mantiformes de Achalay.

MINA LA PORFÍA

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Constituye el extremo norte de las manifestaciones barítico-celestínicas del distrito Mallín Quemado, que presenta una longitud total de 12 km. Se accede, a partir de las labores de la mina Río Agrio, por una distancia de 5 km en dirección noreste.

Leyes, reservas, producción

Según datos aportados por Angelelli *et al.* (1976) los contenidos de SO_4Ba oscilan entre un 80 a 85%, tanto en material seleccionado, como en el común de mena.

Análisis ejecutados por los autores indican contenidos de Sr de 1,4%, encontrándose por debajo de los guarismos indicados para los depósitos emplazados al sur. Según Lyons (1975) la producción alcanzó, hasta mediados de la década del 70, unas 75.000 toneladas.

Sistema de explotación

El depósito de La Porfía ha sido objeto de un laboreo focalizado principalmente en la estructura principal, en su mayoría a cielo abierto, con un rajo principal (labor Graciela) que se continúa en galerías, más tres niveles subterráneos (el mayor de los cuales es el denominado San Pedro) con destapes y laboreos subterráneos exploratorios menores, que tienen en conjunto una extensión de 600 metros. El laboreo se extiende hasta unos 30 m por debajo del nivel del valle ubicado al noreste. El resto de las estructuras sólo ha sido objeto de pequeños destapes con fines exploratorios.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Este depósito fue puesto en explotación en el año 1947 según Lyons, (1975) o 1948 (Angelelli *et al.*, 1976). La misma ha continuado en explotación hasta la década del 60 momento en el cual comenzó a decaer, hasta su total paralización. Posteriormente ha tenido varios intentos de reapertura, que no se han concretado.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Se emplaza en los términos superiores de la Formación Tordillo, que están compuestos por areniscas finas y limolitas, principalmente, que presentan un rumbo N20-40ºE y buzamientos suaves, de 20-35º al este.

Morfología, estructura

El depósito esta constituido por una estructura principal vetiforme, con un rumbo N20-25ºE, e inclinaciones fuer-

tes al este. Tiene una disposición bolsonera, pudiéndosela seguir a lo largo de poco menos de 100 m, con una estructura brechosa dominante.

Entre los depósitos de Río Agrio y La Porfía se reconocen además una serie de estructuras menores, también de rumbo nornoreste, de composición dominantemente carbonática, que carecen de importancia económica, que constituyen la manifestación conocida como Mallín Quemado TG. Presentan corridas de hasta 100 m, con potencias de 0,10-0,20 hasta 1,00 m, con un estructura bolsonera.

Mineralogía

La baritina se presenta en dos generaciones, la primera, más extendida, es de aspecto masivo, integradas por delgados cristales con hábito plumoso y tonalidad blanquecina. La segunda generación presenta hábito netamente bandeado, integrada por láminas milimétricas de tonalidad alternada blanquecina a celeste. Una última variedad, muy escasa, coexiste con la calcita en diente de perro, la cual se origina por la removilización de las generaciones anteriores; es de aspecto plumoso, de coloración muy blanca.

En la manifestación conocida como Mallín Quemado TG la baritina es escasa, de la variedad blanquecina y hábito plumoso. Esta manifestación carece de significación económica.

Entre los minerales supergénicos se encuentran oxidados de cobre (malaquita, brochantita) en cantidades muy exiguas, así como limonitas y óxidos e hidróxidos de manganeso.

La composición de la veta principal de la mina La Porfía es dominantemente carbonática, en dos generaciones, la precoz con mayor contenido de manganeso, de tonalidad blanquecina a grisácea, mientras que la tardía, de tonalidad blanquecina aparece en cristales espáticos bien formados, de algunos cm de diámetro. Por último, aparece tapizando oquedades (drusas y geodas) una variedad de calcita incolora, en cristales de hasta 1 cm de longitud, con desarrollo de formas escalenoédricas, en diente de perro, originada por disolución y recristalización de las generaciones previas. Cabe destacar la presencia de cantidades subordinadas de cuarzo, que se hacen importantes en los niveles superiores del depósito de La Porfía y particularmente en las de Mallín Quemado TG. Muy ocasionalmente se detecta la presencia de sulfuros, galena y calcopirita. Además, Canelle (1950) señala la presencia de pequeñas cantidades de celestina, intercrecida con los carbonatos.

Estudios isotópicos, geocronología, geoquímica

Sobre este depósito se han practicado estudios de isótopos estables sobre la baritina, de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ y de d ^{34}S. (Del Blanco *et al.*, 1992, Brodtkorb *et al.*, 1997). La primera de ellas exhibe cifras de 0,70830 a 0,70893, más elevados que los del manto de mina Achalay, posiblemente por efectos de removilización a partir de una mena primaria. El valor de d ^{34}S determinado sobre la barita bandeada, es de +41,8‰, muy diferente a cualquier otro obtenido en menas baríticas o celestínicas del distrito, lo cual indicaría una efecto de removilización y/o aporte hidrotermal significativo sobre estas estructuras.

OTRAS MANIFESTACIONES

MINA LUTHEMA-MONTEAGUDO

El depósito se emplaza en el flanco sudoriental del braquianticlinal de la Sierra Azul, 120 km al sur de la ciudad de Malargüe, Mendoza.

Los análisis efectuados por Fernández, *et al.*, (1987) revelan concentraciones de 63 a 72% de SO_4Sr, mientras que el SO_4Ba es de hasta 1,20%. Sarudiansky y Del Carril (1984), por su parte, señalan contenidos de 76, 90% de SO_4Sr, 5,90% de SO_4Ba y una densidad media de 4,12 kg/dm^3., con reservas de unas 33.150 toneladas.

Esta mina ha sido explotada, con interrupciones, a cielo abierto o por vía subterránea, desde la década del 50 hasta los 80 (Brodtkorb *et al.*, 1994). Según indican Sarudiansky y Del Carril (1984) y Brodtkorb *et al.* (1985) la explotación ha sido en los últimos años a cielo abierto, con un corte principal de 85 m de longitud en sentido noreste-suroeste, de un ancho comprendido entre 10-15 m y hasta 12 m de altura.

El depósito, de disposición mantiforme o brechosa y aspecto bolsonero, se emplaza entre bancos calcáreos margosos asignables a la Formación La Manga, de textura sacaroide, observándose sectores con recristalización a esparita. Por encima se encuentran relictos, a veces intensamente replegados, de la Formación Auquilco. En el extremo sur el banco mineralizado se presenta intruido por andesitas asignables a la Formación Molle (filón capa) de una textura hipidiomorfa, con fenos de plagioclasa (andesina) y clinopiroxenos (augita-clinoenstatita), y minerales de alteración, entre los que se citan anatasa, natrojarosita, ópalo y caolinita (Bengochea *et al.*, 1984).

El manto está compuesto principalmente por celestina, como agregados en roseta de hasta 30 cm de diámetro (Fernández *et al.*, 1987), también se reconoce como generación tardía capas de aspecto bandeado, tapizando a las grandes rosetas de celestina. En algunos niveles se observan intercalaciones de margas, dispuestas a la manera de finas láminas, con celestina de grano fino. La mineralización fue reconocida en unos 200 m de extensión en sentido noreste-suroeste con alrededor de 10 m de ancho. Su extremo sur se presenta intruído por andesitas asignables a la Formación Molle, donde se observa una conspicua estructura brechosa, donde la celestina aparece a menudo teñida por hidróxidos de hierro (limonitas), encontrándose los cristales sumamente fracturados. En el sector noreste del yacimiento, menos perturbado por procesos tectónicos, se observa la celestina como pequeños granos intercalados en niveles arcillo margosos.

Se han realizado sobre este depósito estudios de relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Brodtkorb *et al.*, 1985) y de $\delta^{34}S$ (Del Blanco *et al.*, 1992). Respecto a la primera de ellas, los análisis se efectuaron tanto sobre la mena como sobre las rocas de caja del manto de celestina (yeso de la Formación Auquilco y calcáreos de la Formación La Manga) así como de la andesita de la Formación Molle. Los guarismos arrojados por la celestina (0,70722) yeso (0,707203) y calcáreos (0,707208) se corresponden muy bien entre sí, así como con la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ indicada para el agua de mar de tiempos jurásicos (Burke *et al.*, 1982) mientras que en el dique andesítico la relación fue de 0,704723, indicando un aporte a partir de una fuente profunda (fusión de manto superior), por lo cual se descarta que el Sr de la celestina de mina Luthema fuera aportado por los intrusivos terciarios.

Los valores de $\delta^{34}S$ (Del Blanco *et al.*, 1992) determinados para el yeso de Formación Auquilco son de 16,8‰ comparables con aquellos correspondientes a los sulfatos precipitados a partir del agua de mar durante el jurásico alto. Para la celestina, se determinó una cifra de 22,8‰; atribuyéndose la diferencia a procesos de removilización-recristalización.

MINA EL COMPADRITO

Este depósito barítico se emplaza inmediatamente al sur del puente de la Ruta Nacional 40 sobre el río Grande, cerca de la localidad de Bardas Blancas, a unos 60 km al suroeste de Malargüe, Mendoza, en el extremo norte del anticlinal de la Sierra Azul.

Sarudiansky y Del Carril (1984) indican para la mena un 83,25% de SO_4Ba, 1,80% de SO_4Sr y una densidad de 4,12 kg por decímetro cúbico. Schalamuk *et al.*, (1987), indican que los contenidos de OBa son de un 60%, mientras que los de OSr son menores al 2%, con una concentración de CaO algo superior al 5% y la de SiO_2 de 1,80%. Es uno de los depósitos de baritina más explotados de la provincia de Mendoza, desde la década del 50 hasta 1980 (Schalamuk *et al.*, 1987) registrándose un descenso gradual en los volúmenes extraídos en los últimos años de actividad. Este yacimiento barítico presenta laboreos subterráneos que totalizan unos 350 m entre galerías y piques, y un rajo de 100 de longitud a cielo abierto. El depósito mineral consiste en un manto barítico, de 3 a 7 m de potencia y 200 m largo, de rumbo N15º-20ºO e inclinación de 35-40º al este. Se apoya sobre los calcáreos coralígenos de la Formación La Manga o Formación Caliza del Calabozo (Dessanti, 1973), y está cubierto por un delgado banco de areniscas de la Formación Tordillo, ocupando una zona de falla.

La mena presenta una textura bandeada, de tipo DCR integrada por baritina de grano fino, con delgadas intercalaciones de material limo arcilloso y carbonatos (calcita y escasa siderita) con algo de cuarzo, a los que se agregan hidróxidos de hierro.

Se efectuaron (Brodtkorb *et al.*, 1985) análisis de la relación isotópica de $^{87}Sr/^{86}Sr$, sobre la mena barítica y el yeso de la caja que arrojan valores comparables con el agua de mar del jurásico superior para este último (0,707205), mientras los del manto de baritina fluctúan entre 0,708383 y 0,708314. La pequeña disparidad entre ambos puede atribuirse a procesos de removilización, hecho indudable en este depósito, dados los rasgos texturales y la yacencia en una zona de falla del manto barítico.

MINA LA ISIDORA

Este depósito de baritina se emplaza sobre la margen izquierda del arroyo de las Minas, unos 60 km al oeste de la localidad de Malargüe, en el sector suroeste de la provincia de Mendoza. Los análisis expuestos por Sarudiansky y Del Carril (1984) indican un 79,75% de SO_4Ba, 1,80% de SO_4Sr y una densidad real de 4,23kg/dm^3, sin precisar si se trata de material seleccionado o común de mena. Este depósito sólo ha sido objeto de laboreo superficial muy rudimentario (pirquineo).

El depósito barítico, de carácter estratoligado, se encuentra en los niveles calcáreos más altos de la Formación Puchenque, próximos al contacto con la Formación Auquilco. Posee una disposición lenticular, con rumbo N65ºE e inclinación de 20ºN. Presenta 140 m de longitud, con potencias máximas de 5 metros. El piso del nivel mineralizado (Brodtkorb *et al.*, 1985) lo constituye una caliza bandeada, de tonalidades grises oscuras. Por encima del banco barítico se presenta una caliza oscura, también bandeada, que lateralmente pasa a facies evaporíticas, y hacia arriba aparece cubierto por unos 25 m de yeso de la Formación Auquilco, presentándose por encima dioritas terciarias.

El manto aparece en sus términos más bajos con un marcado bandeamiento, integrado por capas de 1-2 cm de baritina y carbonatos (textura tipo DCR), mientras que en sus términos superiores la baritina aparece como grandes cristales tabulares de hasta 5 cm de longitud, a menudo conformando agregados en rosetas.

Brodtkorb *et al.* (1985) han efectuado determinaciones de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$, tanto sobre la roca de caja calcárea como en las facies evaporíticas asociadas y la mena barítica. Cabe indicar la gran similitud de la baritina (0,706624-0,706647) como los de yeso (0,706647-0,706622) indicando una fuente de aporte común. Los valores de los calcáreos en un caso similar a los anteriores (0,706671) o levemente más elevados (0,707548-0,707591) hecho que los autores citados atribuyen a efecto de fenómenos de disolución-recristalización que han acontecido sobre los carbonatos.

VEGA DE LA VERANADA (MINA LA GISELA)

Se emplaza en el paraje conocido como Vega de la Veranada o de la Totora, a los 37º13'de latitud sur y 69º53'de longitud. oeste, distante unos 80 km de Chos Malal, en el departamento homónimo.

Los depósitos baritocelestínicos de interés se presentan relacionados a intercalaciones de calizas fétidas grisáceas, de pocos metros de potencia, intercalados en la parte

media de la secuencia de yeso-anhidrita de 300 m de potencia de la Formación Auquilco (Brodtkorb *et al.*, 1995b).

Los niveles calcáreos, de hasta 10 m de potencia ligados al depósito corresponden a agregados micríticos, calcíticos a dolomíticos, los que por recristalización pasan a mosaicos esparíticos. Por sectores se presenta silicificado (Brodtkorb *et al*., 1995b). Como generación tardía aparece calcita recristalizada que es acompañada por baritocelestina (celestina con alto contenido de Ba). Son también de destacar cristales de cuarzo, de hasta 1-2 cm de longitud, con perfecto desarrollo de sus caras cristalinas, que tapizan oquedades. Medidas microgeotermométricas efectuadas en ellos (de Barrio *et al.*, 1994) revelan muy bajas temperaturas de formación, típicos de ambiente sedimentario.

Los depósitos mantiformes concordantes (mina la Gisela) se presentan por encima de los horizontes carbonáticos, como dos bancos de 1,50 y 1,20 m (inferior y superior), separados por un nivel calcáreo fuertemente silicificado de 0,25 m de potencia. (Brodtkorb *et al.*, 1995b).

Se reconocen también cuerpos irregulares, discordantes, de 30 m de corrida y potencia de 0,40 metros. Los mismos se presentan alojados, sin excepción, en los niveles calcáreos intercalados en la secuencia de yeso-anhidrita de la Formación Auquilco. Los niveles estratiformes tienen contenidos de SO_4Sr de un 60%, mientras que las variedades removilizadas son más puras en SO_4Sr.

Los datos de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ arrojan valores comparables con el agua de mar del jurásico alto, para la roca de caja (yeso y calizas, cuyas cifras varían entre 0,70690 a 0,70734) mientras que en el caso de la mena de celestina primaria y los calcáreos recristalizados, dichos guarismos se elevan hasta 0,70810 y 0,70822. Por último, la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en la mena recristalizada de 0,71524, revela incorporación de Sr radiogénico, a partir de la circulación de fluidos durante los procesos de removilización acontecidos.

MODELO GENÉTICO

Por un lado, cabe indicar el carácter estratoligado que poseen la mayoría de estos depósitos, que aparecen vinculados a los cuerpos calcáreos o calcáreo-dolomíticos interestratificados en la potente secuencia evaporítica de yeso-anhidrita que constituye la Formación Auquilco, como los casos de Achalay, Llao llao y La Gisela (Vega de la Veranada) o en la transición entre las evaporitas y los niveles calcáreos subyacentes (Formación La Manga o equivalentes), válido para el resto de los depósitos. Este hecho fue interpretado por varios investigadores para apoyar la idea del origen singénico, o diagenético temprano, mientras que otros lo han asimilado a un mero reemplazo del calcáreo por soluciones hidrotermales epitermales y/o a relleno de fracturas tensionales, vinculados genéticamente a la presencia de cuerpos intrusivos relacionados al volcanismo de la Formación Molle, o unidades plutónico-volcánicas de edad semejante (Eoceno-Oligoceno).

Los rasgos texturales observados en varios de estos depósitos, como la presencia de texturas cebradas, o DCR (ritmitas de cristalización diagénetica, en el sentido de Amstutz y Fontboté, (1982), presentes en los depósitos mantiformes de baritina y celestina, así como rasgos geopetales, determinado en mina Llao llao (Casé *et al.*, 1990) apuntarían a apoyar la primera de las hipótesis genéticas expuestas.

Se han realizado numerosos estudios de isótopos estables, entre los que pueden indicarse la relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Barbieri *et al.*, 1984; Brodtkorb y Barbieri, 1993; Brodtkorb *et al.*, 1985; 1989, 1995 y 1997 y Del Blanco *et al.*, 1992) isótopos de azufre (Del Blanco *et al.*, 1992; Brodtkorb *et al.*, 1995b y 1997), a los que se agregan estudios de isotopos de C y O (Brodtkorb *et al.*, 1997) y plomo (Del Blanco *et al.*, 1996).

La relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ determinadas en las rocas encajantes (calcáreos, yeso-anhidrita) indican valores semejantes a aquellos depósitos de yacencia mantiforme, tanto sea de baritina como de celestina, y el conjunto exhibe valores semejantes a las relaciones correspondientes al agua de mar de tiempos jurásicos altos, con pequeñas variaciones. Los cuerpos discordantes (vetiformes) y aquellos mantiforme sujetos a brechamiento, tienen relaciones más altas, lo cual indicaría una cantidad adicional de Sr radiogénico aportado al sistema, durante procesos de diagénesis tardía y removilización. Este fenómeno es muy evidente en el caso de la manifestación de celestina y celestobaritina de Vega de la Veranada, donde los valores varían desde 0,70809 a 0,715, respectivamente. La circulación de fluídos, ya sea juveniles o derivados de la mismas cuenca durante el proceso de enterramiento y diagénesis podría ser la causa de esta modificación de las relaciones isotópicas.

La circulación de fluidos tardíos fue determinada en el depósito citado anteriormente, y que diera lugar a la formación de cuarzos autigénicos (de Barrio *et al.*,1994) cuya temperatura no excedió los 160ºC (mesogénesis), ligada la formación de hidrocarburos.

La presencia de rocas intrusivas porfíricas, de composición andesítica, de edad terciaria (eoceno-oligoceno) asimilables a la Formación Molle, fue verificada en varios depósitos (Llao llao, Luthema, El Compadrito, La Isidora), que eventualmente podrían provocar, por efecto calórico, los procesos de removilización de las menas de Ba-Sr. Sin embargo, las relaciones isotópicas Sr/Sr de estas rocas son marcadamente distintas a las observadas en los yacimientos indicados (relaciones más bajas, correspondientes a rocas originadas en la corteza inferior o manto superior), siendo por lo tanto poco probable un aporte de Sr de esta fuente para la formación de estos depósitos. Además, en este sentido pueden indicarse que el depósito de mina Omega, en el cerro Serrucho, al sureste de La Isidora, (sur de Mendoza) de características vetiformes, cuya roca de caja es las andesitas de la Formación Molle presenta valores de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ mucho más próximos al de las volcanitas terciarias.

Los valores isotópicos de $\delta^{34}S$, determinados en niveles calcáreos y evaporiticos ligados a la mineralización, así como la baritina y celestina estratiforme arrojan valores similares a los sulfatos marinos mesozoicos (Claypool *et al.*, 1980) con guarismos de alrededor de 15-16‰ reforzando la idea de una depositación directa o sindiagenética. Los cuerpos discordantes de mina Achalay coinciden también con aquellos del manto de baritina, mientras que los de Río Agrio, y en particular, los de mina La Porfía, tienen valores que van desde 21,8‰ a 41,9‰. Esta evolución hacia valores más elevados en cuerpos discordantes, ya fue señalado por Dejonghe *et al.* (1989) entre otros.

Un comportamiento similar presenta el $\delta^{34}S$ de los depósitos de celestina; aquellos de depositación primaria o diagenética temprana, exhiben cifras comparables con las del agua de mar en tiempo jurásicos; por otro lado aquellos con signos de removilización poseen valores de hasta 40‰. Valores tan elevados podrían explicarse (Broddtkorb *et al.*, 1997) porque los sulfatos residuales que quedan en solución se van enriqueciendo en el isótopo pesado, debido a una reducción preferencial por acción bacteriana de $^{32}SO4^{=}$.

Los isótopos de Pb, ejecutados sobre galena que aparecen en los depósitos de Achalay y Río Agrio, presentan valores muy altos (elevada contribución de Pb radigénico) lo que sugiere una alta relación U/Pb de la fuente de aporte, tal como acontece en los niveles altos de la corteza (Puig, 1988). La variabilidad de los datos indica además la posibilidad de más de una fuente de aporte o procesos de removilización que hayan afectado las concentraciones primarias de baritina en los cuales la galena es el mineral de ganga.

Por lo indicado precedentemente, se concluye que una hipótesis singenética, evaporítica para los depósitos de Sr y por precipitación química los de Ba, que implica una relación espacial y temporal de los yacimientos y manifestaciones de bario y estroncio a las formaciones La Manga-Auquilco y equivalentes, con posteriores procesos de removilización y consecuente formación de depósitos vetiformes discordantes, aparece como la más plausible.

BIBLIOGRAFÍA

Amstutz, G. y L. Fontboté, 1982. La posición paragenética de minerales de mena en la secuencia de cristalización diagenética; un método para determinar el tiempo de formación de yacimientos minerales estratoligados. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 5:133-148.

Angelelli, V., I. B. Schalamuk y A. Arrospide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secretaría de estado de Minería, Anales,* 17. Buenos Aires.

Barbieri, M, Brodtkorb, M.K. de y Brodtkorb, A., 1984. Nuevos datos isotópicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de yacimientos de baritina de la provincia del Neuquén. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 59-65.

Bengochea, A., P. Maiza y G. Mas, 1984. Estudio geológico del yacimiento de celestina "Mina Luthema" departamento Malargüe, provincia de Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 7: 302-312.

Brodtkorb, M. K de y M. Barbieri, 1993. Jurassic barite and celestite deposits of Neuquen Province, Argentina. *8º Quadrennial IAGOD Symposium,* 243-254.

Brodtkorb, M. K. de, J. Danieli, R. de Barrio, M. Del Blanco, R. Etcheverry e I. Schalamul, 1994. Características geológicas y perspectivas económicas de los depósitos de baritina y celestina de la Cuenca Neuquina. *1º Encuentro Internacional de Minería, Actas:* 100-105.

Brodtkorb, M. K. de, J. C. Danieli y A. M. Casé, 1999. Depósitos de baritina y de celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén. Este libro.

Brodtkorb, M. K. de, K. Zák y J. Hladíková, 1995a. Sulfur, carbon and oxygen isotope study of Mesozoic barite and celestite deposits of the Neuquén Province, Argentina. En: J. Pasava, B. Kribek y K. Zák. A.A. (Eds.), *Proceedings of the Third Biennial SGA Meeting, Prague:* 263-266. Balkema, Rotterdam.

Brodtkorb, M. K. de, M. Del Blanco, R. de Barrio y R. Etcheverry, 1995b. Depósitos barito-celestínicos jurásicos en Vega de la Veranada, Neuquén, Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 234-241.

Brodtkorb, M. K. de, V. Ramos, M. Barbieri y S. Ametrano, 1982. The evaporitic celestite-barite deposits of Neuquén, Argentina. *Mineralium Deposita,* 17: 423-436.

Brodtkorb, M. K. de, I. Schalamuk y S. Ametrano, 1989. Barite and celestite stratabound ore fields in Argentina. En: M. K. de Brodtkorb (Ed.), *Non Metalliferous stratabound ore fields:* 41-68.

Brodtkorb, M. K. de, I. Schalamuk, M. Barbieri, S. Ametrano, R. Fernández, R. Etcheverry y E. Aragón, 1985. Los yacimientos de baritina y celestina del Mesozoico de Mendoza y Neuquén, Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 3: 156-183.

Burke, W, R. Denison, A. Hetherington, R. Koepnick, H. Nelson y J. Otto, 1982. Variation of $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic Time. *Geology*, (10) 9: 516-519.

Casé, A., A. Giusiano, J. C. Danieli, M. Barbieri, M. K. de Brodtkorb y A. Brodtkorb, 1990. El yacimiento de celestina Llao llao, prov. del Neuquén. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: A73-83.

Canelle, L., 1950. Yacimientos de baritina de la zona del Cerro Mallín Quemado, departamento Picunches, Neuquén. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 110, inédito.

Claypoole, G., W. Holser, Y. Kaplan, H. Sakai e Y. Zak, 1980. The age curves of sulfur and oxigen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chem. *Geology*, 28:199-260.

de Barrio, R, E. Domínguez y M. K. de Brodtkorb, 1994. Los cuarzos autigénicos de la Formación Auquilco en Vega de la Veranada, Prov. del Neuquén. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas:* 31-39.

Del Blanco, M., M. K. de Brodtkorb, J. Hladikova, K. Zak y M. Barbieri, 1992. Composición isotópica de azufre y estroncio

de depósitos de baritina y celestina relacionados a las formaciones Tábanos y Auquilco de la cuenca Neuquina y su interpretación. *4º Reunión Argentina de Sedimentología,* 2: 183-190.

Del Blanco, M., M. K. de Brodtkorb y C. Tassinari, 1996. Datos preliminares de isótopos de plomo en yacimientos de la cuenca Neuquina, República Argentina. *39º Congreso Brasileiro de Geología, IGP proyect 342: Age and isotopes of South American ores*: 270-273.

Dejonghe, L., D. Bulegue, D. Demaiffe y R. Letolle, 1989. Isotope geochemistry (S, C, O, Sr, Pb) of the Chaudfontaine mineralization (Belgium). *Mineralium Deposita,* 24: 132-140.

Fernández, R., R. Etcheverry, I. Schalamuk y E. Aragón, 1987. Génesis del yacimiento celestínico "Luthema", provincia de Mendoza, Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 35-38.

Gay, H. D. y E. Martínez de Dominguez, 1984. Hallazgo de cornubita, olivenita, connellita y rosasita en la Mina Río Agrio, departamento Picunches, Neuquén. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 355-367.

Hayase, K, A. Bengoechea, J. Dristas y C. Labudía, 1979. Estudio del yacimiento de baritina-celestina Mina Achalay, Mallín Quemado, provincia del Neuquén. *6º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 61-68.

Lambert, L., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b Zapala, provincia del Neuquén. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 83. Buenos Aires.

Leveratto, M., 1982. Estudio geológico-minero de los yacimientos de baritina del distrito Mallín Quemado, departamento Picunches, provincia del Neuquén. *Minera TEA,* informe inédito.

Llambías E. y L. Malvicini, 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 30 (2): 121-132.

Llambías, E y C. Rapela, 1987. Las volcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y patagonia. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 249-251.

Lyons, W., 1975. Planta o plantas regionales de tratamiento y beneficio de Minerales de bario, provincia de Neuquén. *Consejo Federal de Inversiones,* Contrato 5754. Buenos Aires

Matheos, S., 1987. Sedimentología y geoquímica de las sedimentitas carbonáticas jurásicas del sector sur de la cuenca Neuquina. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, tesis doctoral* 497, 223 pág.

Navarro, H., 1983. Geología estructural y económica de mina Achalay norte, Dpto. Picunches, prov. de Neuquén. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 285-296.

Oliveri, J., V. Zakalik y M. Juárez, 1964. Estudio geológico económico preliminar de los yacimientos de baritina de la provincia de Neuquén. *Universidad nacional de Cuyo-Instituto Nacional de Geología y Minería,* informe inédito. San Juan.

Puig, A., 1988. Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes. *Economic Geology,* 83: 843-858.

Rye, R., D. Shawe y G. Poole, 1978. Stable isotope studies of bedded barite at East Northumberland Canyon in Toquima range, Central Nevada. Journal Research. *U.S.Geological Survey,* 6: 221-229.

Sarudiansky, R y F. del Carril, 1984. Los yacimientos de baritina y celestina de la provincia de Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 452-473.

Schalamuk, I., R. Etcheverry, R. Fernández y E. Aragón, 1987. Geología y génesis del yacimiento de baritina "El Compadrito", Mendoza, Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino,* 1: 39-42.

Rojas, G. E., 1999. Distrito uranífero Rahue-Có, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1071-1072, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO RAHUE-CÓ, NEUQUÉN

Guillermo E. Rojas[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

En este distrito se ubican las manifestaciones radiactivas situadas a 35 km al sudoeste de la ciudad de Chos Malal. Se extiende sobre una superficie bastante reducida, de unos 25 km^2 aproximadamente, que se distribuye sobre ambas márgenes del arroyo Rahue-có y sus afluentes de cabecera. Sus coordenadas geográficas son: 37º25' de latitud sur y 70º 30' de longitud oeste.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito se encuentra enmarcado por la denominada cuenca Neuquina ubicado dentro de una faja meridional de sedimentos de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano) que se extiende desde la sierra de la Vaca Muerta hasta el norte de Chos Malal formada principalmente por areniscas y conglomerados verdosos o rojizos, con alternancia a niveles de lutitas y areniscas tobáceas (figura 1). A veces presenta alto contenido de material carbonoso diseminado y, otras veces, troncos asociados en los cuales se localizan manifestaciones uraníferas y cupríferas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Los minerales de uranio se alojan en el mismo paquete sedimentario perteneciente a la Formación Tordillo que se apoya discordantemente sobre las Formaciones Auquilco y La Manga en el cierre austral del anticlinal del cerro Caycayén en cuyo núcleo erosionado afloran sedimentos calcáreos y lutitas de las precitadas unidades. La roca huésped es una arenisca de grano homogéneo, fino a mediano, de baja permeabilidad, algo calcárea, de color rojizo. Presenta laminación diagonal a paralela e intercalaciones de sedimentos tobáceos de color gris verdoso de hasta dos metros de espesor (Toubes *et al.,* 1978). Tanto en las areniscas como en las tobas intercaladas aparecen restos de troncos fósiles, silicificados o carbonizados, que pertenecen al género Araucarioxylon. Los troncos se hallan dispuestos subhorizontalmente y se ubican con su eje en dirección norte-sur, coincidiendo con la dirección de la corriente que depositó la arenisca (figura 2).

Las zonas mineralizadas son evidenciadas por un cambio de color de la arenisca hospedante, que pasa de rojizo a gris verdoso por procesos de reducción. Los cuerpos mineralizados tienen 5 a 25 m de largo con potencias de 0,2 m a 0,8 metros. Los minerales de uranio y cobre se presentan en superficies de estratificación, en bancos lenticulares bien definidos, asociados a la materia carbonosa finamente diseminada; y en troncos carbonizados y sus aureolas de impregnación.

Los minerales primarios encontrados son pechblenda, bornita, calcopirita, calcosina, covelina y plata nativa. Los minerales secundarios son metatorbernita, carnotita y, raramente, carnotita y uranofano, además de malaquita, azurita y limonitas.

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Cuyo*

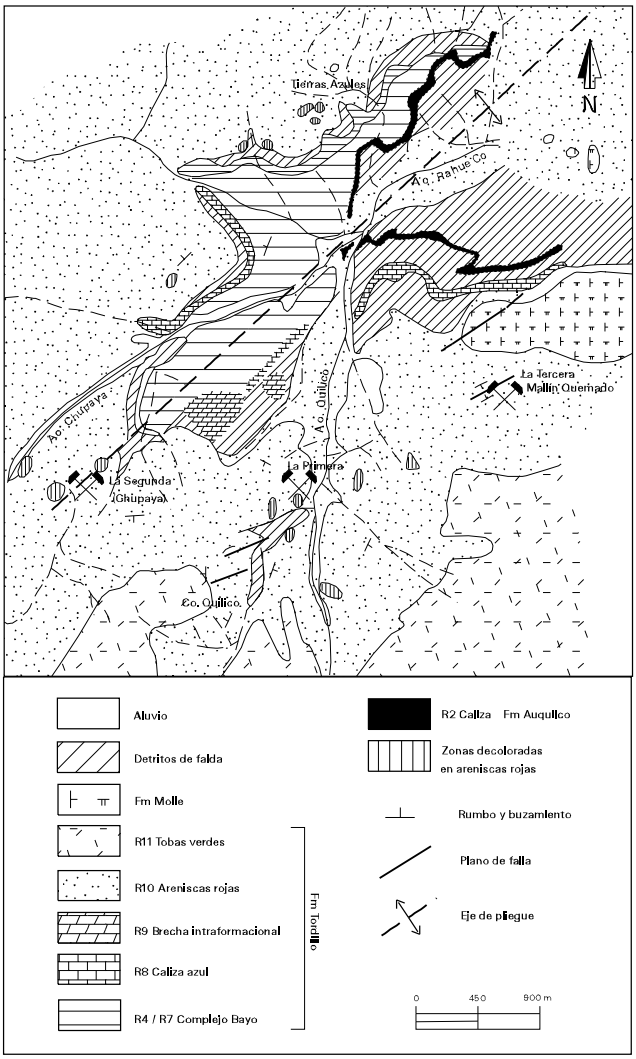


Figura 1. Geología de la manifestación Rahue-có (Según Latorre, 1962).

Según Latorre (1962), la génesis de estas manifestaciones estaría dada por una etapa de carbonización de los troncos durante la diagénesis y la depositación del uranio, y del cobre, a partir de aguas circulantes que utilizaron como acuífero a los planos horizontales de mayor permeabilidad limitados por capas arcillosas. La precipitación de los minerales se habría originado por la acción reductora del material carbonoso. La fuente del uranio podría atribuirse a las tobas o andesitas de las cuales habría sido lixiviado, ya que éstas poseen anomalías altas de uranio. También, se podría suponer que de la erosión de los altos estructurales que dieron los componentes de la arenisca, se lixiviaron las cantidades de U y Cu necesarias para ser depositadas según modelos de bio-rhexistasia.

El modelo genético de estos depósitos corresponde al tipo sedimentario con paragénesis U-Cu-V.

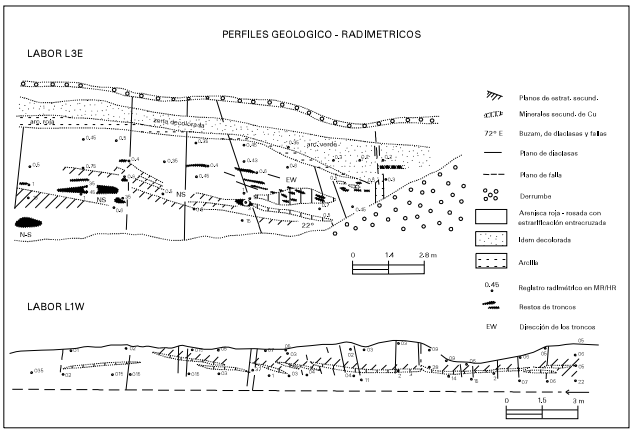


Figura 2. Perfiles geológico-radimétricos (según Latorre, 1962).

OTRAS MANIFESTACIONES EN LA FORMACIÓN TORDILLO

Butalón I y II

En la Formación Tordillo, y en niveles estratigráficos que estarían cercanos al de la mineralización de Rahue-có, se descubrieron las manifestaciones radiactivas denominadas Butalón I y II. Se encuentran a unos 15 km al norte de Rahueco, en tobas cupríferas que afloran sobre la margen izquierda del río Neuquén. (Toubes *et al.,* 1978).

Charahuilla

Es la manifestación más austral de la provincia del Neuquén, ubicada en las proximidades de la localidad de Las Coloradas, departamento de Catán Lil. La mineralización se localiza en conglomerados gruesos con minerales de cobre en niveles fisurados donde, también, se encuentra una sustancia negra radiactiva, probablemente bitumen. Se verificó la existencia de niveles radiactivos a lo largo de 2 km en un banco de edad titoniana baja o kimmeridgiana, y en otro de edad caloviana. (Toubes *et al.*, 1978).

BIBLIOGRAFÍA

Canga, A., 1957. Resumen de actividades desarrolladas por comsión Nº 6, en la provincia de Neuquén. *Comisión Nacional de Energía Atómica* (inédito).

Latorre, C., 1962. Los yacimientos cupro-uraníferos de Rahué-Co, Neuquén, con referencias a la geología de la zona. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 17 (1-2): 105-124.

Toubes, R.; C. Rinaldi y L. Coco, 1978. Yacimientos de minerales radiactivos. *7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* 241-249, Neuquén.

Rojas, G. E., 1999. Distrito uranífero Barda Negra, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1073-1074, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO BARDA NEGRA, NEUQUÉN

Guillermo E. Rojas[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Este distrito está integrado por las manifestaciones que se ubican al sur de la ruta 22 y próximas a la ruta 40. Las dos principales están situadas a unos 30 km al sudsudeste de la ciudad de Zapala, en el pie sudoeste de la meseta de la Barda Negra y a unos 70 km al sudoeste de la localidad de Plaza Huincul.

LEYES

Los análisis de muestras de la zona de Puesto Doña Juana acusaron de 0,06 % a 0,09 % de U.

HISTORIA DEL DISTRITO

Esta área, también fue conocida desde los comienzos de la exploración en la provincia (Belluco y Canga, 1956; Canga, 1957). Los trabajos de prospección no fueron dirigidos a tareas de detalle sino que se circunscribió a la revisión de minas y afloramientos, en su mayor parte reconocidos con el objeto de ubicar zonas que acusaren anomalías radiactivas. La elección de las zonas de trabajo se amparó en fundamentos geológicos, geoquímicos, mineros y observaciones de la mineralización radiactiva del sur de Mendoza en base a los cuales se elaboraron los respectivos planes de trabajo.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área está enmarcada por los sedimentos marinos y continentales de la cuenca Neuquina en cuyos niveles más bajos, correspondientes a la Formación Lotena, se ubican las manifestaciones radiactivas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Las anomalías radiactivas se encuentran en una estructura expuesta a lo largo de unos 60 km con un ancho de 8 a 10 km, donde los sedimentos continentales adoptan variadas posiciones estructurales.

La mineralización uranífera se encuentra alojada en sedimentos de la Formación Lotena (Caloviano). La roca hospedante puede ser subdividida en dos niveles: uno superior constituido por areniscas y conglomerados impregnados en caliche blanco, donde son visibles "nidos" de malaquita distribuídos irregularmente en la masa de la roca. El nivel inferior está constituído por camadas de ambiente fluvial con marcada laminación entrecruzada, donde abundan óxidos de cobre y vanadio acompañados por pequeñas manchas de bitumen de forma irregular (Toubes *et al.*, 1978).

El uranio aparece asociado a minerales de cobre y bitumen, y está distribuido en varias manifestaciones, de las cuales se destacan Barda Negra y Puesto Doña Juana. La primera de estas se ubica en un banco de conglomerado grueso bien cementado, con impregnaciones de minerales carbonatados de cobre, especialmente malaquita, un cierto porcentaje de bitumen y oxidaciones de hierro (Belluco *et al.*, 1956). La segunda se desarrolla en un conglomerado con una asociación de carbonatos de cobre y bitumen (donde presumiblemente se encuentra enmascarado el uranio) (Canga, 1957).

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Cuyo.*

El modelo genético es de tipo sedimentario con paragénesis U-Cu-V.

BIBLIOGRAFÍA

Belluco, A. y Canga, A., 1956. Exploración por uranio en la provincia de Neuquén. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito, 2.

Canga, A., 1957. Resumen de actividades desarrolladas por comisión Nº 6, en la provincia de Neuquén. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe inédito.

Toubes, R.; C. Rinaldi y L. Coco, 1978. Yacimientos de minerales radiactivos. *7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* 241-249.



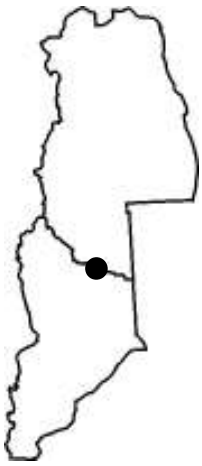
JURÁSICO-CRETÁCICO:

Cuenca de retroarco

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos

Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza y Neuquén
Cuenca potásica huitriniana, Neuquén
Depósitos de yeso y halita jurásico-cretácicos, Neuquén
Los depósitos de celestina (-baritina) relacionados a la Formación Huitrín
Arcillas rojas del Grupo Neuquén
Bentonitas de la cuenca neuquina de Río Negro, Neuquén y La Pampa
Depósito de azufre biogénico Los Petisos, Mendoza
Manifestaciones de azufre biogénico en Neuquén
Distrito uranífero Pampa Amarilla, Malargüe
Distrito uranífero Ranquil Có, Malargüe
Distrito uranífero Los Chihuidos-Las Cárceles, Añelo
Mina de Cu San Romeleo
Las areniscas cupríferas de Neuquén

Balod, M., 1999. Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza-Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1077-1081, Buenos Aires.



PROYECTO POTASIO RÍO COLORADO, MENDOZA-NEUQUÉN

Mario Balod[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El yacimiento Potasio Río Colorado está ubicado en el sur de la provincia de Mendoza y norte de la provincia de Neuquén, a 69º30' de longitud oeste y 37º00' de latitud sur, en una región mesetiforme, caracterizada por una topografía de suaves pendientes, comprendida entre los 700 y 1.000 m sobre el nivel del mar (figura 1).

El clima de la región es templado cálido con temperaturas medias anuales de 15-20°C, con temperaturas extremas de 40°C y -3°C, clima seco, con precipitaciones anuales de 200 milímetros. Vientos secos predominantes del cuadrante noroeste con ráfagas de hasta 80 kilómetros por hora.

En el área del proyecto se dispone de agua proveniente del Río Colorado mediante una concesión de la provincia de Mendoza de 1 m^3/s; energía eléctrica del sistema interconectado de la provincia del Neuquén en 132 kw; gas natural existente en el mismo sitio de la mina, un yacimiento de petróleo y gas concedido a YPF, el cual es potencialmente proveedor de gas natural.

Con referencia a la infraestructura en caminos, actualmente se está completando un plan de construcción y asfalto de caminos que vincularía el área del proyecto con el ferrocarril Ferrosur Roca (estación Barda del Medio o Huincul) a través de 290 km de caminos asfaltados. Esta situación lleva a plantear el transporte de productos por camiones, hasta el ferrocarril y desde ahí hasta el puerto de Bahía Blanca.

Los suministros básicos y servicios de terceros, pueden ser abastecidos desde las ciudades del sur de Mendoza, Malargüe, San Rafael o General Alvear y desde la ciudad de Neuquén.

La mano de obra especializada para la operación de la mina y planta es posible requerirla en las ciudades de Neuquén, Chos Malal, Malargüe (Escuela Técnica), como también en las ciudades de General Alvear y San Rafael. La mano de obra no especializada es posible obtenerla en la zona de influencia del proyecto, vale decir Rincón de los Sauces y Malargüe.

RESERVAS

Las reservas geológicas del yacimiento alcanzan 2.000 millones de toneladas.

El cálculo de reservas corresponde al mineral existente en la capa K-1, no incluyéndose por el momento las de la capa K-3, ya que estas no serán explotadas en la primera etapa. Se ha considerado el polígono de influencia de los pozos que se encuentran dentro del área elegida para el desarrollo de la mina y que ocupa sólo una parte de la propiedad que Potasio Río Colorado S.A. ha consolidado en las provincias de Mendoza y Neuquén.

El área considerada se extiende 500 m por fuera del polígono irregular limitado por los sondeos PRC 4, AA e-3, CuC x-1, PRC 5, y PRC 12 y totaliza 1.800 hectáreas. En el interior del mismo se encuentran los sondeos PRC 9, 10, 11, 12, 15 y 4. Además AA3 y CCux1 (figura 2).

Las reservas *in situ* para la capa K-1 totalizan, en cifras enteras, 138.200.000 t de KCl, equivalentes a 87.300.000 t de K_2O.

Para obtener este total en toneladas de K_2O comercializables, se emplean los siguientes factores de conversión:

[1] *Potasio Río Colorado S.A.*

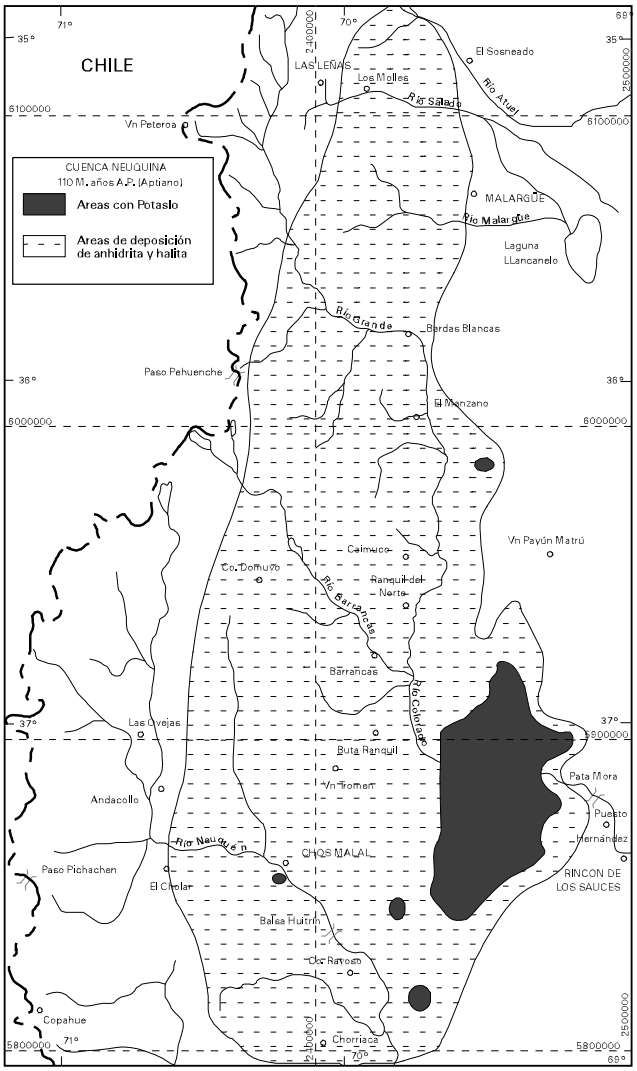


Figura 1. Mapa de ubicación y área de depositación.

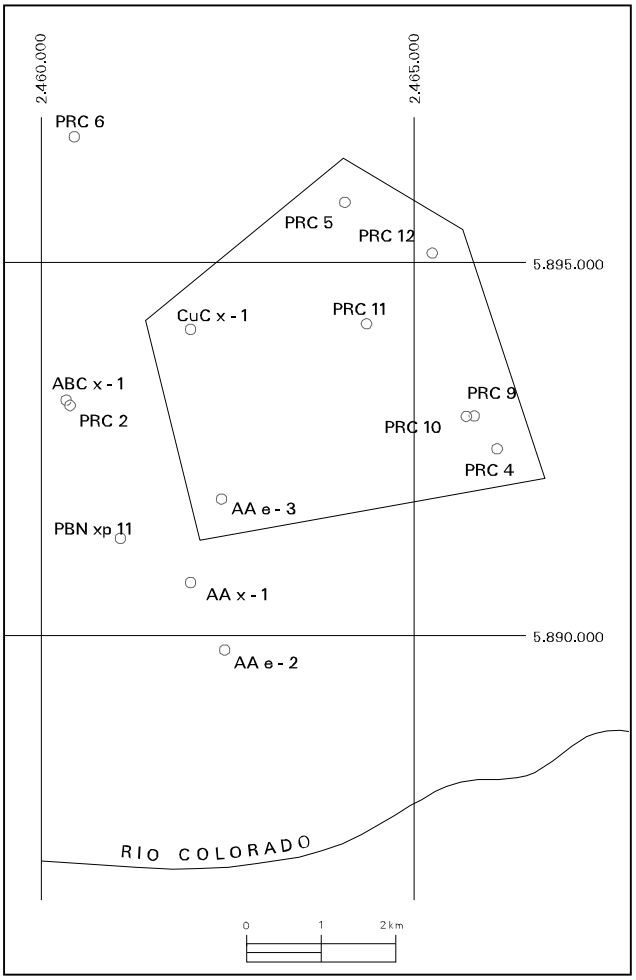


Figura 2. Sondeos efectuados en el área.

Factor de anomalía geológica = 0.9
Factor de recuperación = 0.4
Factor de refinación = 0.98

Por lo tanto, al aplicar estos factores se concluye que el total de reservas probables existentes en el polígono antes descripto ascienden a 48.750.000 t de KCl comercializables.

Este valor resulta de limitar el cálculo al área con mayor densidad de información. Estas reservas podrán incrementarse sustancialmente con la ejecución de trabajos exploratorios sobre los terrenos circundantes, donde la proyección de la continuidad de la mineralización es evidente.

GEOLOGIA REGIONAL

La Cuenca Neuquina, cuyo relleno sedimentario se produjo entre el Triásico superior y el Terciario inferior, tuvo entre sus ciclos evolutivos un período en el que se acumuló una potente secuencia evaporítica en gran parte de su superficie. De esta secuencia y en el sector centro oriental, en lo que es hoy el sur de la provincia de Mendoza y centronorte de la provincia del Neuquén, se han preservado los niveles con sales de potasio que Minera TEA S.A.M.I.C.A. y F. ha estudiado desde el año 1976.

Actualmente, la empresa Potasio Río Colorado S.A., ha consolidado derechos mineros, distribuidos sobre el sector que reúne las mejores condiciones conocidas en cantidad, calidad de mineral, leyes y condiciones estructurales para la aplicación del método de *solution mining*.

Desde 1990 se intensificaron los trabajos de exploración adicionales sobre el sector elegido para iniciar la producción por el método de minado por disolución. Hoy la empresa cuenta con la información proveniente de un total de 14.164 m perforados en 17 pozos, con 762 m de testigos recuperados y registro sísmico efectuado sobre 110 km de líneas sísmicas.

El yacimiento con sales de potasio es parte de la secuencia sedimentaria conocida como Cuenca Neuquina.

Los sedimentos que la conforman fueron acumulados durante 160 millones de años, entre el Triásico superior y el Terciario inferior, y se encuentran hoy distribuidos en parte de las provincias de Neuquén, Mendoza, La Pampa y Río Negro.

De su compleja y prolongada historia geológica nos interesa particularmente el período comprendido entre 112,5 y 107 Ma AP (Aptiano), en el cuál la conexión de la cuenca con el mar abierto se encontraba restringida y se sucedieron episodios de inundaciones y desecación que posibilitaron la acumulación de términos principalmente evaporíticos y clásticos o carbonáticos en condiciones hipersalinas que reconocemos como Formación Huitrín.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Esta zona cercana al río Colorado muestra un relieve mesetiforme, con alturas cercanas a los 1.000 m sobre el nivel del mar.

La columna geológica del lugar, comprobada en numerosas perforaciones, muestra desde boca de pozo, 50 m de un fanglomerado pleistoceno, 700 m de pelitas y psamitas del Grupo Neuquén del Cretácico superior, 60 m del miembro clástico de la Formación Rayoso y 220 m de las alternancias de Anhidrita, Halita y clásticos que integran el miembro Evaporítico de la misma formación. Por último los miembros superiores de la Formación Huitrín con mas de 170 m de espesor total.

En el área de la mina el paquete sedimentario y mineralizado, se presenta prácticamente sin deformaciones e inclina 1,5º al suroeste.

Estratigrafía de la Formación Huitrín

Se distinguen en ella 4 unidades (figura 3) que nombradas desde su base hacia su techo son el Miembro Chorreado, constituido por calizas hacia el borde de cuenca y pelitas acumuladas en condiciones hipersalinas seguidas por evaporitas (anhidrita) hacia el centro de la misma. A esta unidad le sigue el Miembro Troncoso inferior, con sedimentos clásticos eólicos y fluviales hacia el borde y evaporitas (anhidrita y halita) hacia el interior de la cuenca.

El Miembro Troncoso superior está integrado por anhidrita y mas de 100 m de halita, con una etapa de máxima restricción en la que se acumularon sales de potasio, y probablemente de magnesio, en las zonas más deprimidas de la cuenca.

Una renovación de las salmueras continuó con la acumulación de halita, hasta que un cambio en las condiciones hidrológicas de la cuenca posibilitó la acumulación del Miembro La Tosca, con una delgada capa de pelitas en su base y hasta 50 m de calizas en un mar relativamente somero y con alta salinidad.

En relación al estudio del yacimiento, revisten especial importancia las características y distribución de los

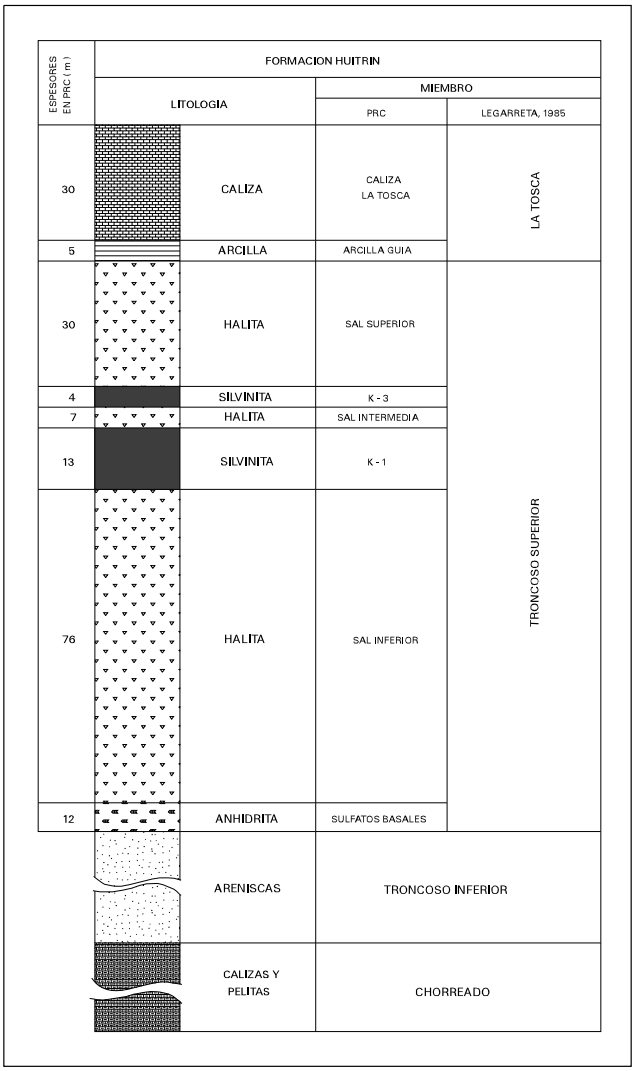


Figura 3. Secuencia estratigráfica de la Formación Huitrín.

Miembros Troncoso superior y La Tosca, dado que en el primero se encuentra incluida la mineralización de Potasio y el segundo constituye un nivel que ha facilitado la interpretación de la información sísmica.

Se distinguen en el primero a los Sulfatos Basales y la Sal Principal. En el segundo a la Arcilla Guía y la Caliza La Tosca.

Los sulfatos basales conforman un cuerpo tabular de anhidrita laminar o nodular con amplia distribución en la cuenca. En la zona del yacimiento su espesor varía entre 7 y 15 metros. El contacto con el miembro suprayacente, es neto. Es un importante sello hidráulico inferior de la formación salina.

SAL PRINCIPAL

La secuencia principal está integrada principalmente por cloruros de sodio y potasio con delgadas capas de anhi-

Items	P.R.C.	CANADA
Profundidad (m)	750 - 1150	960 - 1650
Potencia (m)	12 - 25	6 - 30
Ley K_2O	20 - 32	20 - 30
Insolubles (%)	1 - 1,5	6 - 8
Temperatura de formación (°C)	44 - 57	27 - 55
Techo de sal (m)	25 - 30	6 - 30
Acuíferos	sin importancia	muy importantes
Clima	semiárido continental	frío riguroso
Distancia a puertos (km)	850	2.000

Tabla 1. Comparación entre yacimientos de ClK de Canadá y Potasio Río Colorado.

drita y arcillas subordinadas. Algunas de estas últimas se pueden correlacionar en pozos alejados decenas de kilómetros. El espesor de este miembro es del orden de los 150 metros.

El perfil típico en el área de la mina, y más allá de ella, muestra que los dos tercios inferiores están formados por halita con delgadas y esporádicas intercalaciones de anhidrita, al que llamamos Sal inferior. Se han testigado algunos metros de su techo, y en ellos se verifica que la halita se presenta en cristales transparentes y blanquecinos, bandeada. En la base del tercio superior se encuentra la mineralización de potasio, exclusivamente bajo la forma de silvita (KCl), en proporciones que van desde un 10 hasta un 60% junto con halita, formando la roca llamada silvinita. Se distribuye en dos capas, designadas K-1 y K-3, separadas por 5 a 8 m de halita con menos del 5% de silvita, y que identificamos como Sal Intermedia.

Estos niveles con silvinita se encuentran a profundidades cercanas a 1.100 m b.b.p. (cota -220 m s.n.m.). En esta zona, la temperatura de la formación en los niveles mineralizados alcanza los 57ºC.

El tercio superior de la Sal Principal, o Sal Superior, del cual se disponen varios metros de testigo, está integrado por halita anaranjada hasta blanco lechosa y transparente con delgadas intercalaciones de anhidrita (hasta un máximo de 60 cm de espesor) y de arcillas. Los cristales de halita son en su mayoría anhedrales y su tamaño varía entre pocos milímetros y 3 centímetros.

El espesor de este miembro ronda los 30 metros.

Existe un excelente nivel guía de arcilla que se reconoce a lo largo de toda la cuenca. En el área de la mina tiene entre 4 y 6 m de espesor de arcillas verde grisáceas, laminadas, margosas hacia la base. El contacto con la

K	17,6
Na	26,2
Br	0,23
Ca	0,23
Fe	0,029
Cl	44,4
H2O	1,12
Insolubles	0,44
As	10
B	2
Cr	2
Cu	5
F	180
Mg	32
Mo	2
Ni	5
Pb	2
Si	42
V	2
Expresados en ppm.	
CO3	0,02
carbón	0,11
Carbón orgánico	0,09
Expresados en %	

Tabla 2. Análisis químicos de las salmueras extraídas.

Sal principal es neto, junto con la caliza La Tosca constituyen el sello hidráulico superior de la formación salina.

La unidad con mayor expresión areal de la Formación Huitrin es la caliza La Tosca y en el área de la mina se presenta como una capa continua de 28 a 32 m de espesor. En PRC se encuentra a profundidades de 1.050 m b.b.p. (cota -150 m s.n.m.), configurando un plano que inclina 1,5º en dirección oeste-suroeste.

Mineralización

La mineralización de potasio en el área de la mina se encuentra distribuida en dos capas, llamadas K-1 y K-3.

Su mineralogía es simple, con la presencia exclusiva de silvita, mezclada con halita. En sentido vertical se distinguen variaciones texturales menores, tales como cambios en el tamaño y forma de los cristales en la proporción de silvita y halita, en su color por la presencia o ausencia de hematita cubriendo los cristales de silvita y en la concentra-

ción de arcillas diseminadas. Estas variaciones se correlacionan aún en pozos alejados del área elegida para la mina.

La capa K-1 es para el proyecto la más importante por su continuidad lateral y su regular distribución de espesores y leyes. Su espesor varía entre 11 y 15 m y los tenores en potasio, expresado en K_2O, oscilan alrededor del 25%.

La capa K-3, separada de la K-1 por 5 a 8 m de halita con bajo contenido en silvita, tiene una distribución comparativamente mas irregular, tanto en espesores como en su ley en potasio. El espesor varía entre 3 a 5 m y su ley promedio es 17 a 22 % K_2O. Su mineralogía es similar, con sólo la presencia de silvita como mineral portador de potasio.

La tabla 1 presenta una comparación entre los yacimientos de potasio de Canadá y Argentina, atendiendo que Canadá tiene las mejores reservas del mundo en potasio conocidas a la fecha, además de ser los mayores productores y muy competitivos, es importante ver la similitud de los yacimientos.

Analisis químicos

Un análisis completo de las sales precipitads en pileta solar, proveniente de las salmueras extraídas se presenta en la tabla 2.

Gabriele, N. A., 1999. Cuenca potásica Huitriniana, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1083-1089, Buenos Aires.



CUENCA POTÁSICA HUITRINIANA, NEUQUÉN

Norberto A. Gabriele[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La Cuenca Huitriniana de sales de Potasio abarca un área de aproximadamente 4.000 km^2, en el extremo sur de la provincia de Mendoza y norte de la provincia de Neuquén. Su extensión la presenta como la más importante de Latinoamérica y una de las más extensas del mundo. Si tenemos en cuenta la casi excluyente presencia de silvita como mineral potásico, se transforma en la más importante del mundo.

En Neuquén se ha identificado potasio en un área de 1.400 km^2, en el sector oeste del departamento Pehuenches, más un pequeño sector del departamento Añelo. Comprende la Sierra Negra, los Barriales, la Pampa Negra y Filo Morado con una alta densidad de perforaciones en un área de 650 kilómetros cuadrados. El área restante (unos 750 km^2) con menor grado de información (sondeos), cubre la Pampa de las Liebres, los Cerrillos y como límite sur la zona de las Salinas de Huitrín incluida.

Sondeos de antigua data no poseían registro geológico, ni perfilajes de rayos gamma en el Huitriniano, y los nuevos han encontrado estructuras duplex con una deformación de los bancos salinos, que hacía imposible distinguir la natural sucesión salina huitriniana. Es por ello que se engloba en la cuenca con ciertas reservas, ya que para ello se ha tenido en cuenta la presencia de potasio en las zonas de Pampa de las Liebres y Salinas de Huitrín, y fundamentalmente la presencia en subsuelo de la sal de roca asociada a las sales de potasio, cuyo límite se encuentra al este de la Sierra.

Los límites se ajustan acorde al estado de conocimiento actual de la Cuenca, condicionado a las perforaciones exploratorias de hidrocarburos. Los límites de subsuelo (orientales) se basan en perforaciones, mientras que los occidentales se definen por los afloramientos de la Formación Huitrín, la que no presenta en superficie sales de potasio ni de sodio, debido posiblemente a la tectónica y a la solubilidad e higroscopicidad de las sales. Sondeos al oeste del límite impuesto en el presente trabajo, han demostrado la permanencia de evaporitas huitrinianas, con sus facies de halita, aunque sin presencia de potasio.

Leyes, reservas y producción

La cuenca en la provincia de Neuquén no se encuentra en estado de producción, ni hay estimación de reservas. Las zonas con Potasio en Neuquén se detallan en la tabla 1, donde se ha indicado cantidad de niveles individuales, profundidad de localización y espesores de los niveles mineros K1 y K3 (acorde a la nomenclatura de la empresa Potasio Río Colorado S.A.). Se anexan leyes obtenidas indirectamente a partir de perfilajes geofísicos, que son orientativas, ya que se determinaron para áreas restringidas dentro de la región que se delimitó. En el texto, a partir de estas leyes inferidas, se hace un cálculo de los recursos en el terreno, sin la aplicación de ningún factor que los transforme en productos comercializables, ya que estos surgirán del conocimiento preciso de los yacimientos. Este cálculo, se ve convalidado ya que los estratos potásicos, son regulares y extensivos, y no presentan los problemas de estimación de reservas de los yacimientos vetiformes (Searls, 1985).

En la zona de Filo Morado–Pampa Negra la intensa deformación tectónica que han sufrido los bancos salinos

[1] *Municipalidad de Tandil, Area de Minería y Medio Ambiente.*

ZONAS DE POTASIO provincia del Neuquén	NIVELES	PROFUNDIDAD (m b.b.p.)	POTASIO m	LEYES % K_2O
Pampa Negra-Filo Morado	1 a 6	700 a 1.700	K3: 4	15 %
			K1: 14	15 %
Paso de las Bardas	2 a 6	1.300 a 1.600	K3: 3,5 a 7,9	13 %
			K1: 3,4 a 11,7	16 %
Sierra Negra	1 a 3	800 a 1.400	K3: 1,6 a 4,5	8 %
			K1: 2,0 a 9,2	15 %
Los Barriales	1 a 2	1.200 a 1.400	K1: 5,6 a 8,2	17 %
Pampa de las Liebres	1 a 3	600 a 700	K3: 1,6 a 4,5	13 %
			K1: 1,4 a 6,5	15 %
Salinas de Huitrín	1	600	K1: 4,0	

Tabla 1. Zonas de potasio en Neuquén.

no permite definir los niveles mineros K1 y K3 en la mayoría de los casos pero en aquellos en que se correlaciona a través de perfilajes. No obstante el perfil G.R. permitie inferir sectores con altas leyes y otros donde el potasio no se encuentra afectado por los corrimientos. En la tabla 1 se han incluido los espesores y leyes de un sondeo que no evidencia mayor deformación, y que permite definir sus niveles mineros. Se potencia la zona por la cercanía de los afloramientos, ya que con un chiflón se podrá alcanzar el manto potásico a 150–200 m de profundidad, donde el potasio deja de tener problemas de disolución por su cercanía a la superficie; debiéndose tener en cuenta los distintos acuíferos que posiblemente existan, por los inconvenientes que aportarán.

En la zona de Paso de las Bardas, en un área de 25 km^2, se ha estimado para el nivel K1, una ley media por G.R. de 16 % K_2O, y una potencia media de 8,15 m, unas 100.000.000 de toneladas de cloruro de potasio y una disponibilidad por kilómetro cuadrado de 4.000.000 de toneladas.

Para la zona de Sierra Negra que en nuestro trabajo se la consideró hasta el Río Colorado, el perfil G.R., permitió deducir una distribución de potasio dispar e incluso sectores sin potasio. A partir del perfil, se determinaron espesores totales para el nivel K1, entre los 2 a 13 m, con una media de 6,50 m, y una ley estimada del 15 % K_2O. Se calculó para un área de 30 km^2, un contenido de 90.000.000 t de KCl con una distribución de 3.000.000 t por kilómetro cuadrado.

Respecto a la zona de los Barriales, para un área de 15 km^2, con espesores totales medio de 7 m, y una ley media estimada del perfil G.R. de 17 % K_2O, se tendrían 55.000.000 de toneladas de ClK, o sea 3,6 millones de toneladas por kilómetro cuadrado. El nivel potásico K3 no se pudo definir a partir de los perfilajes.

En el sector de la Pampa de las Liebres, no obstante poseerse escasos sondeos, aquellos bancos de K de interés fueron localizados a escasa profundidad, lo cual permitiría una explotación por minería convencional. Se ha estimado para un área de 10 km^2 y un espesor medio de 4,5 m para el nivel K1 y 3,5 m para el nivel K3, con leyes medias estimadas del perfil G.R. de 15 % en K_2O para el nivel K1 y 13 % en K_2O para el nivel K3, unas 21.000.000 de toneladas de KCl y 14.000.000 de toneladas de KCl respectivamente para los niveles K1 y K3, que totalizan 35 millones de toneladas con una disponibilidad por km^2 de 3,5 millones de toneladas.

En las Salinas de Huitrín, se cuenta con un único sondeo, que se encuentra en el sector potásico ahuecado, imposibilitando estimar la ley. La cercanía del sondeo a las Salinas y la escasa profundidad del hallazgo, potencian la zona para una futura exploración y de ser factible económicamente, una explotación a través de alguna labor minera convencional.

Sistema de explotación

Para la provincia de Neuquén no hay previsto un plan de explotación por parte de la principal operadora, Potasio Río Colorado S.A. no obstante se encuentran con pedimentos las empresas F. y F. S.R.L. y CORMINE SEP.

Por las profundidades del potasio, podemos inferir una explotación de tipo subterránea convencional en aquellos sectores con profundidades de 600–700 metros. Para las áreas donde el potasio se encuentra a profundidades mayores a los 1.100 m, debería apelarse al método por disolución de cavernas. En esta técnica, el producto obtenido a través de perforaciones es una solución de KCl y NaCl, la cual se concentra en piletas de evaporación solar y se separa el KCl comercial del NaCl en una planta de flotación, obteniéndose productos factibles de ser comercializados, grados standard, gruesa y granular.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El descubrimiento de las sales de potasio fue dado en el marco del Plan Fosforita Nacional que dirigió el Dr. Ar-

mando F. Leanza, a partir de un convenio entre Yacimientos Petrolíferos Fiscales y la Subsecretaria de Minería de la Nación en los años 1974–1975. A instancias del Dr. Pedro Criado Roque, se descubre en la zona de Cerro Guillermo (Mendoza) por medio de sondeos exploratorios de hidrocarburos, anomalías radiactivas en la secuencia con sal de roca de la Formación Huitrín. Analizadas las mismas, respondían a la presencia de la principal sal de potasio (silvita), identificando su potencialidad económica (Leanza, H.A., comunicación verbal).

Cabe agregar que unos años antes, se habían realizado investigaciones de campo en las Salinas de Huitrín (Holmberg y Nuñez, 1971), sin hallar evidencias de las mismas. Se debe señalar que los niveles explorados no respondían a los que contienen el potasio, ya que los afloramientos salinos de las Salinas de Huitrín, se corresponden a estratos estratigráficamente más altos, de la Formación Rayoso.

El potasio en el sector Neuquino se encuentra escasamente explorado, ya que las mejores condiciones en Mendoza hicieron concentrar todos los esfuerzos en dicha provincia. En Neuquén fueron dos las empresas que realizaron perforaciones exploratorias, Minera Duval y Minera TEA S.A.; la primera realizó al noroeste de Rincón de los Sauces, los Sondeos Sierra Negra I y Sierra Negra II, y en la zona de Pampa de las Liebres los sondeos Pampa Salina I y Pampa Salina II. Minera TEA (a través de su subsidiaria Potasio Río Colorado), la principal empresa exploradora del potasio, con amplios cateos y pertenencias en Mendoza, realizó los sondeos Potasio Río Colorado PRC-7 y PRC-8, además de la extracción de testigos corona de sondeos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

La presencia de silvita se menciona en trabajos estratigráficos publicados e inéditos de personal de Y.P.F (Uliana *et al.* 1975; Legarreta y Boll, 1982; Legarreta *et al.,* 1983; Legarreta, 1985). Su presencia en Neuquén ha sido señalada por Brodtkorb (1978) y Ramos (1981), mientras que para el sector mendocino de la cuenca lo han hecho Lapidus y Padula (en Angelelli *et al.* 1983), Brodtkorb *et al.* (1992), Bengochea y Padula (1992) y Balod *et al.* (1997). Por su parte, el autor ha efectuado un relevamiento para el Gobierno Neuquino (Gabriele, 1987) que posteriormente dio origen a una contribución de carácter general de la cuenca (Gabriele, 1993).

Las tareas de exploración que fueron llevadas a cabo por el autor para la Secretaria de Estado del COPADE del Neuquén, consistieron en el relevamiento de sondeos exploratorios de hidrocarburos de Y.P.F., pudiéndose definir el sector Neuquino de la Cuenca. Nuevos sondeos han permitido ajustar con mayor detalle la Cuenca Potásica Huitriniana (figura 1).

A través de los sondeos fue factible detallar la distribución areal de las sales en el subsuelo, cantidad de niveles, profundidad de localización, sectores de adelgazamiento de las sales y su posible mineralogía a través de técnicas indirectas. La composición mineralógica real se obtuvo en los casos en que se accedió a información publicada de la empresa Potasio Río Colorado S.A.

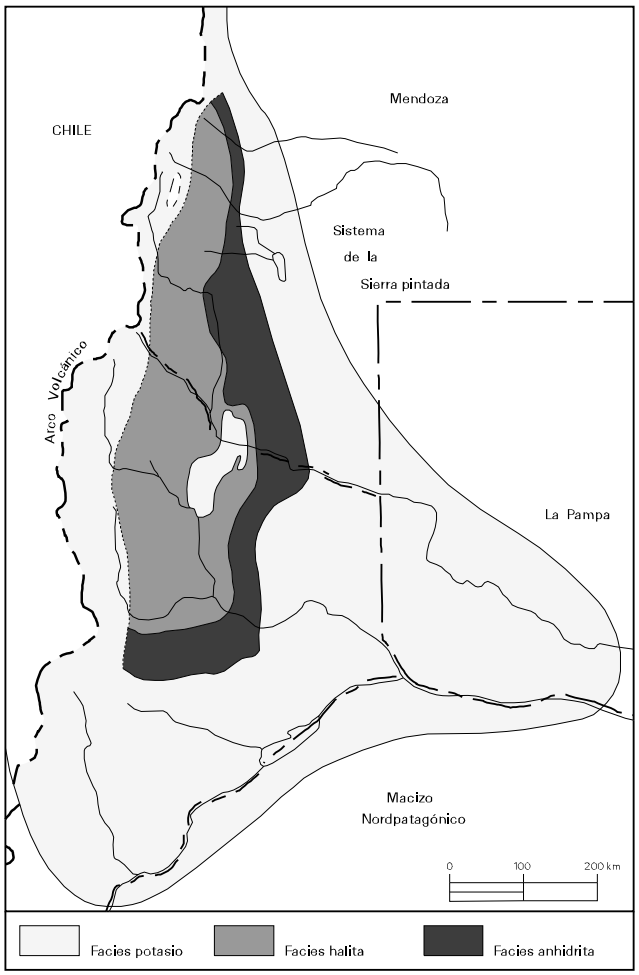


Figura 1. Mapa de ubicación y facies.

La carencia de porosidad de las evaporitas, posibilita la utilización de técnicas geofísicas que normalmente en ambientes porosos determinan su vacío intergranular y en el caso de las sales, su litología. La principal herramienta de subsuelo, es el instrumento de rayos gamma, que detectan la radioactividad natural de las formaciones. Se han diseñado dos tipos de registros, el de rayos gamma natural y el de espectrometría de rayos gamma naturales.

De las dos herramientas mencionadas, la de casi excluyente uso es el perfilaje de rayos gamma natural (G.R.) que se corre en todo el pozo, no existiendo casi perfilajes espectrales de rayos gamma (para ser usados en evaporitas) y en los casos en que se tuvo acceso, estaban fuera de escala por las altas concentraciones de potasio.

El perfil G.R. se complementa, con los registros de porosidad y eléctricos; los primeros (perfiles de densidad y sónico), debido a que las evaporitas carecen de porosidad y por ende de fluidos, ven afectadas sus respuestas por la litología de la formación. El de densidad permite determinar la densidad de la formación expresada en gramos por centímetros cúbicos. El perfilaje sónico o acústico registra el tiempo de tránsito acústico expresado en microsegundos por pie.

Por su parte los perfiles eléctricos son utilizados para la identificación y correlación de los cuerpos rocosos en el subsuelo, pero en nuestro caso, la carencia de porosidad y la no conductividad eléctrica de las evaporitas, provocan una alta lectura en la resistividad.

Vale agregar, que la distancia entre el frente de las sondas y la extremidad del brazo excéntrico se graba como un registro de calibre, que ayuda a evaluar la calidad del contacto entre la sonda y la formación. El calibre nos permite determinar el tamaño del sondeo, el cual nos da una idea de la representatividad de los registros, ya que si el sondeo esta ahuecado por la inyección (las sales cloruradas son solubles), los perfilajes en general van a mostrar valores no reales.

Propietarios

A pesar de la extensión de la cuenca en la provincia del Neuquén, son dos las empresas que han solicitado cateos referentes al potasio, F. y F. S.R.L. y CORMINE SEP.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca Potásica Huitriniana, forma parte de la Cuenca Neuquina (Digregorio, 1972, Digregorio y Uliana, 1980), que fue una amplia cubeta de sedimentación durante el Jurásico y Cretácico, estuvo limitada durante gran parte de su historia geológica por un arco magmático al oeste y por dos estructuras cratónicas al este, el Sistema de la Sierra Pintada al noreste y el Macizo Norpatagónico al sureste.

Sobre un sustrato de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias Paleozoicas, se desarrolló a partir del Triásico superior una espesa secuencia sedimentaria marino continental con cierta ciclicidad en el arreglo interno de sus facies, que llega hasta el Terciario inferior cuando la tectogénesis andina cenozoica aporta la configuración estructural actual a la cuenca (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; Uliana y Legarreta, 1993; Legarreta *et al.* 1993).

En la Cuenca Neuquina se reconocen dos grandes regiones con estilos morfoestructurales definidos, el sector andino donde la secuencia mesozoica fue fallada y plegada en estructuras complejas (Vasquez y Gorroño, 1980; Ploszkiewicz, 1983, 1987; Ploszkiewicz y Viñes, 1987; Idiart y Ferraris, 1987; Ploszkiewicz y Gorroño, 1988; Viñes, 1989, 1990), y el sector extraandino donde la configuración estructural es simple, propia de un ambiente tectónico de plataforma, con escasa movilidad, arqueamientos anticlinales, flexiones y narices estructurales de poco relieve y con marcadas tendencias al idiomorfismo, producto de la dislocación de bloques en el subsuelo (Mombrú y Uliana, 1979; Digregorio y Uliana, 1980).

En la figura 1 se presenta la Cuenca Potásica Huitriniana en el contexto de la distribución de las facies evaporíticas del Miembro Troncoso Sección Superior, acorde a Legarreta y Uliana (1991), y todo el conjunto dentro del esquema de la Cuenca Neuquina.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Los depósitos de silvita se localizan en la Sección Superior del Miembro Troncoso perteneciente a la Formación Huitrín. Esta sección alcanza hasta 250 m de espesor y se inicia en los afloramientos con un delgado banco de 0,50 a 1 m de carbonatos microalgales (estromatolíticos), el cual presenta lateral y ascendentemente intercalaciones de láminas de celestina, continúa un potente paquete de 8 a 30 m de sulfato de calcio, en afloramientos generalmente de yeso, que lateralmente presentan en su sector mas bajo, una variación facial a celestina y baritina con espesores que llega a los 2 m, siendo el sulfato que predomina en subsuelo, la anhidrita, siguiendo excluyentemente en subsuelo, un potente paquete de halita que ronda los 150 m de espesor, el que en su tercio superior presenta delgadas intercalaciones de silvinita (halita más silvita), la secuencia culmina con halita y delgadas intercalaciones de pelitas y anhidrita.

Debido a la extensión de la cuenca, es complejo definir situaciones tipo para el perfil detallado de las facies salinas del Miembro Troncoso. En los sectores centrales de la cuenca, el paquete salino inferior al potasio, posee espesores que llegan a los 90 m y se trataría de halita limpia con escasas intercalaciones de anhidrita, presentando a medida que nos acercamos a los bordes de cuenca, espesores que rondan los 50 m y una mayor participación de pelitas que llegan a constituir bancos de 2 a 3 metros.

Los bancos potásicos, en los sectores de centro de cuenca, pueden ser agrupados en dos paquetes que alcanzan espesores totales de hasta 24 m en aquellas zonas no afectadas tectónicamente, con medias de 8 a 10 metros. Las tres capas mineralizadas que fueran identificadas por Minera TEA en Brodtkorb *et al.* (1992) K1, K2 y K3 (de abajo arriba respectivamente) sólo se pudieron reconocer por perfilajes en Paso de las Bardas. Los dos bancos mineros dados por Bengochea y Padula (1993), K1 y K3, por la imposibilidad de diferenciar el K2 debido a su cercanía al K3, se pudieron correlacionar al resto de la cuenca con dispar suerte. En algunos sectores, por la falta del paquete de halita que los separa, como en zonas de la Sierra Negra y Los Barriales, se optó por definir un solo nivel el K1, con un margen de duda si esta situación es la depositacional.

En sentido areal, la distribución del potasio está ilustrada en la figura 2.

Los bancos mineralizados en el norte Neuquino, en el sector explorado por la empresa Potasio Río Colorado S.A., presentan una continuidad y correlación destacable con las zonas potásicas Mendocinas.

Mineralogía

El casi excluyente mineral con potasio en los bancos mineralizados, es la silvita, ya que langbeinita y carnalita, han sido identificados en cantidades menores al 0,2% (Minera TEA en Brodtkorb *et al.* 1992). La silvita se presenta

en cristales lechosos a claros, anhedrales y más escasos subhedrales, equidimensionales, finos a muy finos, con pátinas de hematita de color rojo ladrillo a rojo oscuro. En el nivel K1 se asocian también cristales de silvita más gruesos, de 0,5 a 1,5 cm y de hasta 5 centímetros. En general el mayor grano del potasio se vincula a zonas donde la sal está recristalizada y los tenores en potasio son mayores al 35%. La cantidad de insolubles en agua varía entre el 1 y 1,92%, compuestas principalmente por arcillas (Bengochea y Padula, 1993).

La utilización de los perfiles de litodensidad y acústico, asociados en gráficos de interrelación (Serra, 1990), permitió inferir las especies mineralógicas presentes. En la mayor parte de la cuenca, se observa que hay un predominio de bancos que concordantes con sus picos gamma naturales, acusan valores que se sitúan entre halita y silvita, indicando la presencia de silvinita. En otros niveles, que aún se encuentran en estudio, la mezcla salina mostraría una composición mineralógica diferente, donde entraría una segunda especie salina amarga que es carnalita, e incluso se ha detectado puntos representativos con tendencia a algunos sulfatos como polihalita y langbeinita. La escasez de datos, su carácter puntual, saltuario y por sobre todo indirecto, le conceden a estas conclusiones un valor provisional, por lo que no se las correlacionó, ni sistematizó arealmente.

El paquete salino superior al potasio con una caracterización más uniforme en la cuenca, se desarrolla con espesores que rondan los 30–36 m, encontrándose los bancos de halita con intercalaciones de anhidrita y pelitas que pueden ser correlacionadas regionalmente. La halita se presenta con cristales equidimensionales, desde muy finos a muy gruesos, con tamaño de grano de los cristales que varían entre 0,5 cm a 6 cm, y tonalidades que varían desde blanquecinas, anaranjadas hasta grisáceo, con láminas angostas subhorizontales de arcillas, hasta aglomerados irregulares. Los cristales son anhedrales a subhedrales y muy escasos equidimensionales. La anhidrita formaría bandeamientos con halita transparente en capas de 0,30 a 0,60 m de espesor (Bengochea y Padula, 1993).

Estructura

La región con potasio, por su amplitud, presenta los dos estilos estructurales señalados, al oeste la faja fallada y plegada que alcanza un 65 % de la cuenca y al este el sector extraandino.

En la faja occidental, se desarrollaron estructuras complejas, donde los niveles estratigráficos del Grupo Rayoso, principalmente los evaporíticos, debido a su escasa competencia a las presiones tectónicas, dieron como respuesta el desarrollo de zonas de despegue inversas de bajo ángulo de láminas competentes, las que a su vez generaron estructuras anticlinales imbricadas. Las evaporitas fluyeron plásticamente hacia el frente tectónico, provocando importantes acumulaciones de sal y anhidrita en dicha posición y cuya escala depende del acortamiento cortical experimentado

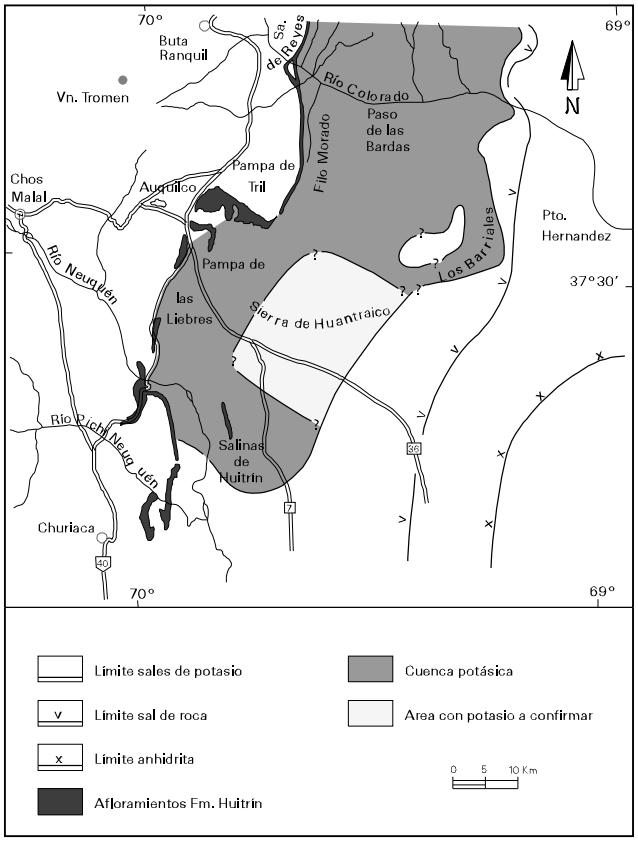


Figura 2. Cuenca potásica Huitriniana.

(Ploszkiewicz, 1983, 1987; Poszkiewicz y Viñes, 1987; Viñes, 1989, 1990, entre otros).

El potasio fue afectado por la tectónica en varias formas distintas. Por una parte, en el sector de las estructuras duplex en la culminación de las estructuras anticlinales subaflorantes, los bancos habrían sido adelgazados y literalmente borrados de la secuencia salina por el adelgazamiento general de las evaporitas. También dentro del contexto de estas estructuras duplex, en las zonas de acumulación evaporítica, la disturbación tectónica borró los rasgos naturales de depositación, formando altos espesores de evaporitas sin poder definirse su secuencia depositacional y por ende la identificación de los bancos potásicos. No obstante la generalidad señalada, en otros casos se observa engrosamiento de los bancos potásicos con evidentes signos de recristalización de la silvita y aumentos de sus leyes, las que resultan mayores a las observadas en bancos de sondeos cercanos que no alcanzaron a ser afectados por la tectónica.

En el área extraandina, un sector de la Sierra Negra, presenta una disminución de los espesores del manto de halita. En esta zona, se desarrolla un anticlinal cuyo abovedamiento fue ocasionado por intrusiones ígneas terciarias en las formaciones infrayacentes a la Formación Huitrín, Quintuco, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio, con espesores que rondan los 71 a 251 m (Kelly, 1978; Pereyra y Marquez, 1984). Al producirse esta flexura y al actuar conco-

mitantemente la carga litostática de los sedimentos suprayacentes a las sales evaporíticas, podrían haber ocasionado su fluencia hacia sectores de menor altura estructural, originando variaciones en el espesor de los bancos potásicos, con adelgazamiento y aún desaparición de los mismos, como notables engrosamientos.

MODELO GENÉTICO

El sistema deposicional de la Cuenca Potásica Huitriniana, se vincula a un ambiente marino restringido, donde la evaporación, que excede al flujo de agua, va aumentando las concentraciones salinas provocando la depositación de las sales acorde a su grado de solubilidad. Condiciones climáticas cálidas y de aridez fueron el complemento indispensable para provocar una fuga de solución a la atmósfera, con la consiguiente concentración de sales en la cuenca.

Este paleoambiente de desecación total de la Cuenca Neuquina, se caracteriza por su posición de trasarco, en contraposición a la mayoría de las cuencas salinas que se dieron en ambientes estables, reflejando períodos en los que el margen de la cuenca se mantuvo expuesto y los depocentros fueron rellenados hasta las cercanías del nivel de base, en condiciones de *evaporative-drawdown,* donde el nivel de base habría estado por debajo del nivel marino global del momento (Legarreta *et al.,* 1993).

La Sección Superior del Miembro Troncoso, tendría su depocentro, entre la plataforma oriental de la cuenca y la actual estructura de las Sierras de Cara Cura–Reyes y la Pampa de Tril, que habría actuado como un elemento paleotopográfico positivo o de menor subsidencia relativa, respecto de las zonas circundantes (Legarreta y Boll, 1982; Legarreta etal. 1983), formando una barrera física que impidió el reflujo de las sales más solubles de potasio hacia el interior de la cuenca, las que quedaron confinadas en el depocentro señalado (Legarreta, 1985). Por otra parte, y de acuerdo a Hsü (1972), resulta difícil de establecer un reflujo de fondo a escala regional en este tipo de salinas gigantes.

La silvinita, de menor extensión areal que la halita indicaría una zona de mayor subsidencia relativa, siendo la edad de los bancos de halita y silvita, progresivamente más jóvenes hacia el centro de la cuenca (Legarreta y Boll, 1982). Es así que el primer evento deposicional potásico (el nivel K1 de acuerdo al esquema de TEA), abarca toda la cuenca, mientras que el K3 quedó restringido a los sectores centrales.

El origen de la silvita en este depósito evaporítico se vincula a la descomposición diagenética o postdeposicional de la carnalita. La precipitación de las sales de potasio y magnesio, se habría dado en cuencas residuales someras, con varios ciclos de desecación y relleno. Estos ciclos en "lagos" someros, van a dejar a través de superficies de erosión en la base, depósitos potásicos vinculados en continuidad lateral y ascendente bancos de halita (siguiendo el esquema de Schreiber, 1986).

Los rellenos pueden provenir de aportes marino y/o meteórico, en este caso. En los sectores de playa de la depresión central, se lavarían los depósitos salinos arrastrando los iones hacia la cuenca, aumentando la concentración de las aguas amargas residuales. Mientras tanto, en los sectores marginales aguas meteóricas superficiales y subsuperficiales meteorizan y erosionan el resto de las evaporitas quedando superficies onduladas y rauhwackes y brechas de colapso (Legarreta, 1985).

La presencia de capas de sales de potasio alternando con halita, estaría señalando que los influjos de agua de mar "fresca", alcanzaron para diluir la salmuera, pero no para disolver las sales amargas previamente depositadas. La continuidad de la precipitación de sales de potasio más modernas hacia el centro de cuenca, señala una acumulación hacia los sectores más profundos de las salmueras por la alta gravedad específica de las soluciones, reduciendo el área de depositación a partes restringidas de la cuenca.

Sobre las sales amargas yace un paquete de sal de roca con intercalaciones subordinadas de anhidrita y pelitas, de 15 a 40 m de espesor, que evidencia una dilución de las salmueras de la cuenca, debido posiblemente a flujos de aguas marinas de menor concentración salina, siendo el techo de la secuencia un manto continuo en la cuenca de 5 a 8 m de pelitas.

AGRADECIMIENTO

Se desea agradecer al Dr. Luis A. Spalletti por la lectura crítica del manuscrito y por las oportunas sugerencias aportadas.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., Brodtkorb, M. K. de, Gordillo, C. E. y Gay, H. D., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. *Servicio Minero Nacional, Publicación Especial,* 528 p.

Balod, M, Cámpora, A. y Colomé, J., 1997. Proyecto Potasio Río Colorado. *5º Jornada Argentina de Ingeniería Minera,* p:1-21. San Juan.

Bengochea, J. D. y Padula, V., 1993. Evaluación Geológica-Económica del Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza, Argentina. *Actas del Congreso de Geología Económica:* 253-261.

Brodtkorb, M. K. de, 1978. Génesis de Yacimientos. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén, *Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino:* 251-263.

Brodtkorb, M. K. de, Danieli, J. C., de Barrio, R. E, Etcheverry, R. O. y Giusiano, A., 1992. Los Yacimientos de celestina-baritina, yeso, halita y sales de potasio relacionados a las Sedimentitas Cretácicas de la Cuenca Neuquina, República Argentina. En: Brodtkorb, M. K. de y Ferreira de Sousa, J. (Eds.), *Actas Recursos Minerales y Energéticos del Cretácico de América Latina,* p:1-24.

Digregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.). *1º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*: 439-505.

Digregorio, J. H. y Uliana, M. A., 1980. Cuenca Neuquina. En: *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 2:985-1032.

Gabriele, N. A., 1987. Información básica de manifestaciones de sales de potasio, fosforitas y azufre. *Consejo de Planificación y Acción para el Desarrollo (COPADE),* 56 p., inédito, Neuquén.

Gabriele, N. A., 1993. Sales de potasio de la Formación Huitrín (Cretácico inferior). provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 47 (3): 305-316(1992).

Holmberg, E. y Núñez, E., 1971. Reconocimiento geológico económico en el área salinífera de Huitrín, provincia del Neuquén. *Actas del 1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 1:267-275.

Hsü, K. J., 1972. Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterrean Evaporite. *Earth Sciences Review,* 8:371-396.

Idiart, J. C. y Ferraris, O. R., 1987. Tectogénesis salina de la faja fallada-plegada del sur Mendocino, República Argentina. *Actas del 10º Congreso Geológico Argentino,* 1:173-176.

Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), provincia de Mendoza. *Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, Tesis Doctoral,* 197 p., 27 adj., (inédito), Buenos Aires.

Legarreta, L. y Boll, A., 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo, provincia de Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* 77 p., (inédito), Buenos Aires.

Legarreta, L. Olea, G., Peroni, G. y S. de Bustamante, A., 1983. Estratigrafía y evaluación prospectiva del Grupo Rayoso en el subsuelo del valle superior del Río Colorado, provincias de Neuquén y Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* 20 p., (Inédito), Buenos Aires.

Legarretaa, L. y Gulisano, C. A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior–Terciario Inferior). En: Chebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6, Universidad Nacional de Tucumán,* p:221-243.

Legarreta L. y Uliana, M. A., 1991. Jurassic-Cretaceous oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Argentine Andes. En: McDonald, D. I. M. (Ed.). *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. I.A.S. Spec. Publs*. 12:429-450.

Legarretaa, L., Gulisano, C. A. y Uliana, M. A., 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de Mendoza,* Ramos, V. A. (Ed.), Relatorio, p:87-114.

Mombrú, C. y Uliana, M. A., 1979. Esquema tectosedimentario de la Cuenca Mesozoica de Mendoza y Neuquén. *Actas del 7º Congreso Geológico Argentino*, 2: 239-256.

Ploszkiewicz, J. V., 1983. *Propuesta para la perforación del pozo exploratorio Y.P.F. FM.x-1 (Filo Morado), Departamento Pehuenches, provincia del Neuquén.* Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3 p., (inédito), Buenos Aires.

Ploszkiewicz, J. V., 1987. Las zonas triangulares de la faja fallada y plegada de la Cuenca Neuquina Argentina. *Actas del 10º Congreso Geológico Argentino,* 1:177.180.

Ploszkiewicz, J. V. y Viñes R. F., 1987. Filo Morado: Un descubrimiento esploratorio en cinturón plegado. *Boletín de Informaciones Petroleras,* 3a Época, IV(10):97-102.

Ploszkiewicz, J. V. y Gorroño, R., 1988. Tectónica de inyección salina en la faja fallada y plegada del sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras,* 3a Época, 5(14):29-34.

Ramos, V., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c. Los Chihuidos Norte. provincia del Neuquén, *Boletín del Servicio Geológico Nacional,* 182:1-103.

Schreiber, B. C. (con la colaboración de Tucker, M. E. y Till, R.), 1986. Arid shorelines and evaporites. En: Reading, H. G. (Ed.) *Sedimentary environments and facies*: 189-228. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.

Searls, J. P., 1985, Potash. En: Horton, R.C. (Dtor), Mineral Facts and Problems. *Bulletin Bureau of Mines,* 675:617-633, Washington.

Serra, O., 1990. Análisis de Ambientes Sedimentarios mediante Perfiles de Pozo. *Schumberger*, 272 p.

Uliana, M. A.; Dellape, D. A. y Pando G. A., 1975. Distribución y génesis de las Sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, República Argentina). *Actas del 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 1:151-176.

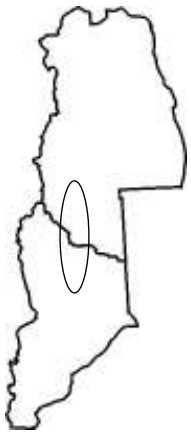
Uliana, M. A. y Legarreta, L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology,* 16(4):397-420.

Vasquez, J. y Gorroño, R., 1980. Límite de la faja plegada en la República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 35 (4): 582-585.

Viñes, R. F., 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado. *Actas del 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos:* 2:1107-1125.

Viñes, R. F., 1990. Productive duplex imbrication at the Neuquina Basin thrust belt front Argentina. *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts:* 69-80.

Etcheverry, R. O., 1999. Depósitos de yeso y halita jurásico-cretácicos, Mendoza y Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1091-1093, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE YESO Y HALITA JURÁSICO-CRETÁCICOS, MENDOZA Y NEUQUÉN

Ricardo O. Etcheverry[1]

DEPÓSITOS DE YESO

En la Cuenca Neuquina existen depósitos de yeso asociados a procesos evaporíticos acacecidos durante el Jurásico y Cretácico. Los mismos están relacionados a ciclos transgresivos y regresivos recurrentes que se sucedieron durante el intervalo de tiempo mencionado. Constituyen las unidades formacionales Tábanos, Auquilco (Yeso Principal) y Huitrin (Yeso de Transición). Estas sucesiones representan etapas póstumas de sedimentación de las Mesosecuencias Cuyo, Lotena y Huitrin, donde se verifica una importante restricción del ambiente marino.

Zanettini y Carotti (1993) se refieren a las evaporitas de la Formación Auquilco localizadas en la provincia de Mendoza, y concluyen que se trata de niveles integrados por yeso y anhidrita, precipitados en un ambiente litoral durante una etapa regresiva. La extracción se centra en las cercanías de la ciudad de Malargüe, aproximadamente a unos 40 km al nornoroeste de la misma se sitúa el distrito de Cañada Ancha. Angelelli *et al.* (1980) describen que en este paraje se localizan varios depósitos de yeso de buena calidad pertenecientes a la Formación Auquilco. La cantera Coihueco es la de mayor desarrollo de la zona, los bancos de yeso son de tipo sacaroide y se destinan fundamentalmente a abastecer las fábricas de cemento portland mendocinas.

Asimismo, a 12 km al este de la misma población se localiza el paraje Campo de los Militares, donde se moviliza el yeso proveniente de la Formación Huitrin. Según Angelelli *et al.* (1980) el sulfato de calcio de este último sector se presenta en bancos lenticulares, algo impuros y de hasta 30 m de potencia. Los niveles yesíferos se disponen a lo largo de 5 km de corrida y observan un rumbo general norte-sur con buzamientos 30°- 40°O, fueron explotados a través de varios cortes. Se depositan sobre las rocas que integran el Grupo Mendoza y subyacen a un banco calcáreo-dolomítico que representa la parte cuspidal de la Formación Huitrin en el área. La potencia individual de las capas de yeso no supera 1 m, intercalándose entre ellas material limo-arcilloso; el sulfato presenta textura sacacroide y coloración gris blanquecina principalmente.

En el estudio mineralógico y químico realizado por Barrionuevo (1960) el mineral procedente de las zonas del Sosneado y Malargüe es clasificado preliminarmente, como una materia prima adecuada para la elaboración de yeso alfa, mediante tratamiento térmico. Este producto se podría emplear en la industria de la construcción (bloques, placas, planchas, etc.).

En la provincia de Mendoza el yeso es un renglón importante dentro de la minería no metalífera, no sólo por la producción sino también por la potencialidad del recurso; de acuerdo a Lavandaio (1993) la producción era del orden de 50.000 t/año, sin embargo en los últimos años la misma alcanzó una media de 76.350 t (1993-1997) tal como se desprende de la Estadística Minera de la República Argentina. Este mineral se destina, calcinado o crudo, a las industrias de la construcción y cemento.

En la región del Neuquén el aprovechamiento del sulfato de calcio jurásico ha ocurrido al este del volcán Tromen, en la zona de Auquilco y en la sierra de Vaca Muerta según Losada (1973). Las masas de yeso-anhidrita, con espesores de algunas decenas hasta unas pocas cen-

[1] *CONICET. Universidad Nacional de La Plata. Instituto de Recursos Minerales.*

tenas de metros, constituyen importantes acumulaciones de yeso, que ocupan superficies de decenas de kilómetros cuadrados que permiten estimar reservas del orden de algunos cientos de millones de toneladas (Angelelli *et al.*, 1976). La calidad del yeso es excelente con tenores de 90-98% para los sectores de Auquilco y Tromen. El anticlinal de Vaca Muerta se emplaza 50 km al noroeste de la ciudad de Zapala, en las proximidades de la Ruta 22; los autores citados en último término establecen unas reservas de 60.000.000 t, correspondientes a un área de 2.000 m de longitud con 100 m de potencia de yeso y registros de 80 a 98% en SO_4Ca.

En la actualidad la empresa Caicayen SA explota yeso de esta zona para Loma Negra CIASA a un ritmo de 800 t por mes. De acuerdo a Bruna (1999) los recursos hipotéticamente económicos en esta cantera asciende a 1.610.000 toneladas.

De acuerdo a Brodtkorb *et al.* (1992) los depósitos asociados a la Formación Huitrin han sido escasamente explotados en esta provincia, entre otros caben citar las zonas de cerro Mesa, Estancia La Patria y Barda Klein. La explotación de mayor importancia es la cantera cerro Nevado localizada en las proximidades del cruce del arroyo Vaca Muerta con la Ruta 40 a 29 km al noroeste de Zapala. Este mineral es explotable de manera intermitente por la firma Carymil SA. Presenta bancos subhorizontales de yeso, dirección este-oeste y potencias individuales de aproximadamente 1 m, aunque los frentes en la labor principal totalizan alturas de hasta 25 m de mineral explotable. Se reconocen distintas variaciones en el material, tanto en la coloración como en las estructuras y texturas identificadas. El mineral presenta una pureza del 95%. En la parte cuspidal de la secuencia se observan pelitas y calcáreos pardo amarillentos asignables también al Huitriniano. Los recursos identificados constituyen 100.000 t (demostrados) y 667.000 t (potenciales) de reserva según Bruna (1999).

La producción de yeso del Neuquén ha sido modesta, según la Estadística Minera de la República Argentina se registran los siguientes valores promedio: 9.723 t (1988-1992) y 5.986 t (1993-1997).

El material explotado se utiliza en la elaboración de tabiques y en la construcción en general.

DEPÓSITOS DE HALITA

Los yacimientos de cloruro de sodio de esta región son principalmente de edad cretácica, y forman parte del Miembro Salina de la Formación Huitrin. Constituyen bancos de decenas de m de espesor, separados por delgadas capas de yeso y arcilla salífera verdosa, que se intercalan entre areniscas y arcillas yesíferas, en una secuencia vinculada a un ambiente lagunar costero. Se presentan como cuerpos lenticulares, macizos, de granulometría y coloración variable y purezas relativamente elevadas (93 a 98,85% NaCl).

De acuerdo a Bonfils (1993) la producción en Mendoza, a principios de la década del noventa, era del orden de 20.000 t/año de cloruro de sodio. Para el período 1993-1997 la misma fue semejante (media: 21.850 t), según la Estadística Minera de la República Argentina. Si bien el recurso es significativo, el escaso valor del mineral y la distancia a los centros de consumo, hacen que la producción no alcance mayor magnitud.

En el sector austral del territorio mendocino se reconocen dos cuencas portadoras de importantes volúmenes de cloruro de sodio, ellas son Malargüe y Calmuco.

La zona de Calmuco se emplaza al norte de la confluencia de los ríos Barrancas y Grande, en la misma se presentan los depósitos de Ranquiles y Luncay (o Loncay). El primero se localiza en el paraje El Zampal, 160 km al sur de Malargüe; emplazándose en una serranía donde las sedimentitas conforman una estructura monoclinal de dirección noroeste-sureste que buza entre 30° y 70° al suroeste. La secuencia está compuesta, de arriba hacia abajo, por yeso, arcilla con yeso, sal de roca y areniscas y conglomerados pardo amarillentos. Los cuerpos de cloruro de sodio se explotan en una cantera que presenta una longitud de 240 m y espesores de hasta 80 m, observan textura granosa a sacaroide y coloración blanquecina a verde grisácea. La Dirección General de Minería de Mendoza (DGMM, 1972) calculó 390.000 t como reservas totales, con contenidos de 94-97% NaCl. Su producción es poco significativa y se destina al consumo directo del ganado.

Luncay se ubica a 25 km al sur del anterior, consiste en un estrato salino de rumbo N25°E y buzamiento 30° al oeste, que se apoya sobre areniscas y calcáreos asignados también a la Formación Huitrín. La corrida reconocida es de 2.400 m y su potencia media es de 54 m (Lavandaio, 1993). La sal es composicionalmente semejante a la del anterior depósito pero presenta mayor contenido de argilominerales como impurezas. Fernández Lima (1968) informa un contenido promedio de 93,8% NaCl para estos sectores, con bajos tenores de potasio y magnesio. La DGMM (1972) cubicó 14.000.000 t como reservas de carácter positivo, que podían ser destinadas a una planta (a construírse) para la elaboración de soda solvay.

En la otra cuenca, en los parajes de Puesto Rojas y Puesto Los Barros, aproximadamente a 25 km al nornoroeste de Malargüe, la halita se presenta en bancos de importante espesor pero muy flexurados. También en las zonas de El Manzano, Mechanquil y al oeste de Ruta 40 se han determinado, a través de perforaciones, espesas acumulaciones de halita en el subsuelo.

En la provincia del Neuquén la sal ha sido explotada en las minas Rivadavia (salina del Huitrín), Hijosca (Pampa de Tril), Triuquico y Carmelo (en las proximidades de Chos Malal). De estos depósitos sólo la mina Carmelo registra una actividad mas o menos continuada durante 30 años, a un ritmo de producción de 400-600 t/año según lo que se desprende de la Estadística Minera de la República Ar-

gentina. En 1992, último año que registra producción, se obtuvieron 268 toneladas. Los restantes yacimientos han sido trabajados esporádicamente o bien en breves períodos.

Carmelo dista 4,5 km al sur de Chos Malal, en las proximidades de la Ruta 40, consiste en un cuerpo lenticular de sal de roca, de dirección norte-sur e inclinación general 45° al oeste, integrado por varios horizontes. Presenta una longitud de 100 m, un ancho de 23 m y espesores de 20 a 40 metros. La sal es de grano grueso y coloración variable.

Las principales reservas de esta área se registran en el anticlinal del Huitrín, que es una estructura tectónica compleja compuesta por los miembros La Tosca, Salina y Rincón de la Formación Huitrin (Lyons, 1987). El estilo predominante es de amplios plegamientos, con hundimientos suaves en sus extremos y con disposición general norte-sur. Los bancos salinos están localizados en la parte media a superior del miembro Salina (constituido por lutitas, areniscas, yeso y halita) y son apenas visibles debido a chorreaduras de las fangolitas sobrepuestas (Ramos, 1981). En la figura 1 se presenta un perfil tipo del miembro Salina, de un sector libre de deformaciones tectónicas. Los niveles de sal alcanzan espesores de hasta 20 m y presentan una estratificación marcada por delgadas láminas de material arcilloso; el cloruro de sodio es de textura sacaroide, grano grueso, purezas del 86,5% al 99,1% y coloración blanca, rosada y grisácea. Los horizontes de halita son de gran extensión lateral y existe una asociación cíclica con los bancos de yeso-anhidrita. El promedio estimado de NaCl para el conjunto considerado es de 96,5% (Lyons, 1987).

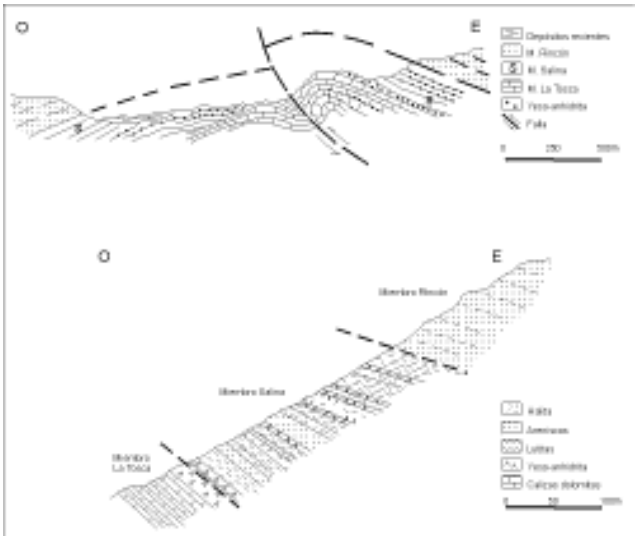


Figura 1. Perfil tipo del Miembro Salina (modificado de Lyons, 1987).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arrospide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 17.

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19.

Barrionuevo, G., 1960. El super yeso: alfa. *Revista Minería,* 44-52.

Bruna, M., 1999. Fichas de yacimientos de yeso de la provincia del Neuquén. *Dirección Provincial de Minería del Neuquén.* Inédito.

Brodtkorb, M. K. de, J. C. Danieli, R. de Barrio, R. Etcheverry y A. Giusiano, 1992. Los yacimientos de celestina-baritina, yeso, halita y sales de potasio relacionados a las sedimentitas cretácicas de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *Recursos Minerales y Energéticos del Cretácico de América Latina, Actas,* 1-24.

Bonfils, V., 1993. Producción Minera. En V. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza,* (Relatorio), 4 525-536.

Dirección General de Minería de Mendoza, 1972. Estudio general de materias primas de la provincia de Mendoza para la instalación de una planta de carbonato de sodio. Informe inédito, 1-200.

Fernández Lima, J. C., 1968. Informe sobre los yacimientos de sal de roca Ranquiles y Luncay, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. *Secretaría de Estado de Minería,* informe inédito.

Lavandaio, E., 1993. Minerales no metalíferos y rocas de aplicación. En V. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza,* (Relatorio), 2: 505-516.

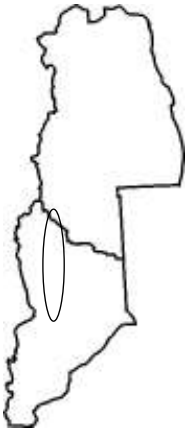
Losada, O., 1973. Evaluación de los yacimientos de yeso y sal de la provincia del Neuquén. Primera Parte. Yacimientos de Yeso. *Universidad Nacional del Sur,* inédito.

Lyons, W., 1987.Geología y estructura de las Salinas de Huitrin, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (1-2): 122-142.

Ramos, V, 1981. Descripción geológica de la Hoja 35c Los Chihuidos Norte, provincia del Neuquén. *Servicio Geológico Nacional,* 103 pags. Buenos Aires.

Zanettini, J. C. y M. Carotti, 1993. Yacimientos Metalíferos y Metalogénesis. En V. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza,* (Relatorio), 485-504.

de Barrio, R. E., 1999. Los depósitos de celestina (baritina) relacionados a la Formación Huitrín, Neuquén y Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1095-1102, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS DE CELESTINA (BARITINA) RELACIONADOS A LA FORMACIÓN HUITRÍN, NEUQUÉN Y MENDOZA

Raúl E. de Barrio[1]

INTRODUCCIÓN

Desde hace muchos años son conocidos en el ámbito de la Cuenca Neuquina numerosos depósitos de Sr y Ba asociados a la Formación Huitrín, de edad barremiana-albiano.

Estas concentraciones minerales de celestina y baritina se distribuyen en una faja de rumbo norte-sur aproximadamente coincidente con el meridiano de 70°, entre la localidad de Zapala, Neuquén, por el sur y el sector meridional de la provincia de Mendoza, por el norte (figura 1).

Presentan una posición estratigráfica muy definida, dentro de la sección inferior del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín pudiéndoselas reconocer, si bien con intermitencias, con desarrollos de varios kilómetros de longitud.

Los distritos de Sr (Ba) más importantes, de sur a norte, son: La Felicinda, Cerro Partido, Bajada del Agrio, Cordillera del Salado, Continental, sierra de Chorriaca, Colipilli, Balsa Huitrín y Naunauco-Taquimilán en la provincia del Neuquén y Sierra de Reyes en la provincia de Mendoza (Brodtkorb *et al.*, 1975; 1981; Llambías y Malvicini, 1978; Danieli *et al.*, 1989; de Barrio *et al.*, 1992).

Varios de estos depósitos han sido objeto de explotación a regular ritmo, en general con metodologías rudimentarias, encontrándose la mayoría de ellos inactivos en la actualidad.

Las características generales de los depósitos indican que existe una predominancia de contenidos celestínicos sobre los baríticos, excepción hecha de las áreas de Colipilli y Sierra de Chorriaca en Neuquén.

Las acumulaciones celestínicas se presentan frecuentemente como bancos tabulares, macizos, de aspecto sacaroide, otras veces conformados por procesos de reemplazo de matas algales y en casos como horizontes constituidos por ritmitas de cristalización diagenética.

En ocasiones, como por ejemplo en las minas Don Candelario y Clementina en el área de Naunauco, la celestina aparece como bancos bien cristalizados, con hábito espático y coloraciones castaño-grisáceas. En este sector se observa además oquedades donde el sulfato de estroncio se presenta en cristales idiomorfos tabulares de alta pureza y color celeste intenso.

Es interesante destacar también la existencia de depósitos de Sr en zonas tectonizadas (distrito Continental) en donde la diferente solubilidad de los sulfatos ha ocasionado la generación de espacios ocupados posteriormente por estalactitas de celestina y celestobaritinas.

Por otra parte, para el flanco oriental de la Cordillera del Salado, se reconocen vetas y venillas de baritina que rellenan fracturas por la acción de soluciones descendentes.

En lo que respecta a la magnitud de los depósitos de Sr-Ba cretácicos, no se tiene un conocimiento acabado de sus dimensiones, en especial en profundidad. En este punto es fundamental resaltar la actitud estructural de los depósitos que se encuentran estrechamente asociados a apretados pliegues sinclinales, de rumbo general meridiano, con frecuentes replegamientos. Así, cuando los mantos presentan horizontalidad o escasa inclinación, se ve favorecida su explotación en labores a cielo abierto. En cambio, cuando se trata de horizontes fuertemente inclinados, como por ejemplo en los sectores de Taquimilán o en la sierra de Chorriaca, este hecho obstaculiza las tareas de explotación.

[1] *INREMI, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

Por encima y en pasaje transicional, vuelven a aparecer niveles de calizas de unos 3 m de espesor.

Desde fines de la década del 70 hasta fines de la del 80, el conjunto de estos depósitos produjo unas 12.000 t de celestina.

Datos isotópicos se pueden observar en «Depósitos de baritina y de celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén» (Brodtkorb *et al.*, 1999).

GRUPO CONTINENTAL Y DE LA SIERRA DEL SALADO

Ubicación

En el flanco oriental de la Sierra del Salado se encuentra emplazado un conjunto de depósitos de celestina-baritina conocidos desde hace mucho tiempo. Se sitúan en una faja de orientación aproximadamente norte-sur, entre el Cerro Salado (70°O-38°15' S) por el sur y la localidad de Balsa Huitrín (70°O-37°40') por el norte.

Han sido divididos en dos grandes áreas: a) depósitos del sector norte, que comprende las minas Santa Elena, Danielito, La Graciela, Alondra, La Maruca y La Cecilia y b) depósitos del sector sur, con las minas Dios Alado, Los Robertos, La Mabel, Los Guanacos, El Padrino y La Corrida.

Leyes, reservas y producción

No se tiene un conocimiento acabado de las dimensiones de estos depósitos, en especial en profundidad como así tampoco de las leyes existentes.

Los únicos datos de producción corresponden a la década del 80 que registran un producido de 12.000 t de mineral de estroncio.

Sistema de producción

Las labores de explotación estuvieron controladas directamente por la actitud y disposición de los niveles evaporíticos del Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín.

En general se trata de labores de escaso desarrollo, en algunos casos a cielo abierto y en otros subterráneas, con la ejecución de galerías y caserones de variables dimensiones. Por sectores se han practicado cámaras de formas irregulares, donde se han dejado algunos pilares de seguridad.

GEOLOGÍA REGIONAL

Estos yacimientos se encuentran asociados a los eventos evaporíticos que durante el Aptiano-Albiano se desarrollaron en las áreas marginales del engolfamiento neuquino.

Se encuentran relacionados por lo tanto al Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín y en menor medida al Miembro La Tosca de la misma unidad.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología, morfología, mineralogía

Los depósitos de celestina se encuentran emplazados entre los niveles carbonáticos y yesosos del Miembro Troncoso superior.

En los depósitos del sector norte puede observarse sobre pelitas verdes con intercalaciones de yeso, como se desarrolla un primer nivel de celestina, de hábito cristalino macizo, con potencias que varían entre 0,05 y 0,30 metros. Lateralmente este nivel presenta interdigitaciones con pelitas verde amarillentas y por sectores está reemplazado por calizas arenosas fétidas con laminación paralela muy fina.

Por encima de este horizonte es frecuente encontrar acumulaciones lentiformes de areniscas rojas y verdes con matriz carbonática. En contacto irregular se desarrollan sobre esta secuencia niveles de celestina-baritina con textura cebrada fina, caracterizada por la alternancia de sulfatos y carbonatos, de posible origen algal (*algal mats*). Estas ritmitas están constituidas por una primera generación compuesta por un mosaico de celestina de crecimiento bipolar, constituyendo bancos con potencias de 0,40 m hasta más de 1,5 metros. En este último caso, la parte superior presenta una textura bandeada más gruesa, con alternancia de los mismos componentes, en bandas de 1 cm o más, predominando las de composición carbonática hacia el techo.

Sobre este banco y en pasaje transicional se ubica un nivel de calizas con espesores que superan en partes los 3 metros. En su mitad inferior presentan textura maciza siendo frecuentes los nódulos de celestina dispuestos en forma dispersa dentro de la masa calcárea o recristalizados rellenando grietas y fisuras. Hacia la mitad superior la textura es levemente ondulada pasando a laminar fina en la parte cuspidal, donde predomina una caliza terrosa fétida, la cual en ciertos sectores grada transicionalmente a un potente banco de yeso que cubre toda la secuencia evaporítica.

Los horizontes de celestina-baritina son reemplazados lateralmente por anhidrita y yeso laminado con intercalaciones de niveles carbonáticos y pelíticos. Estas evaporitas reemplazan parcial o totalmente la litofacies carbonática quedando estos cuerpos calcáreos rodeados por anhidrita, tanto en la mina Santa Elena como en la mina La Cecilia.

Respecto de los depósitos del sector sur, se presentan como cuerpos lentiformes dentro de la secuencia evaporítica con desarrollos en su longitud que raramente superan los 100 m y potencias que ocasionalmente llegan al metro.

Sobre un piso de pelitas y/o areniscas se presentan acumulaciones de celestina-baritina de hábito cristalino espático de coloraciones grises a pardo-rojizas coincidiendo este nivel con el correspondiente en la base de la secuencia de los depósitos del norte. Estos cuerpos son reemplazados lateralmente y sobrepuestos, a veces por una caliza terrosa fétida, de elevada porosidad y en la cual es frecuente hallar restos de hidrocarburos en sus espacios interporales o rellenando fisuras.

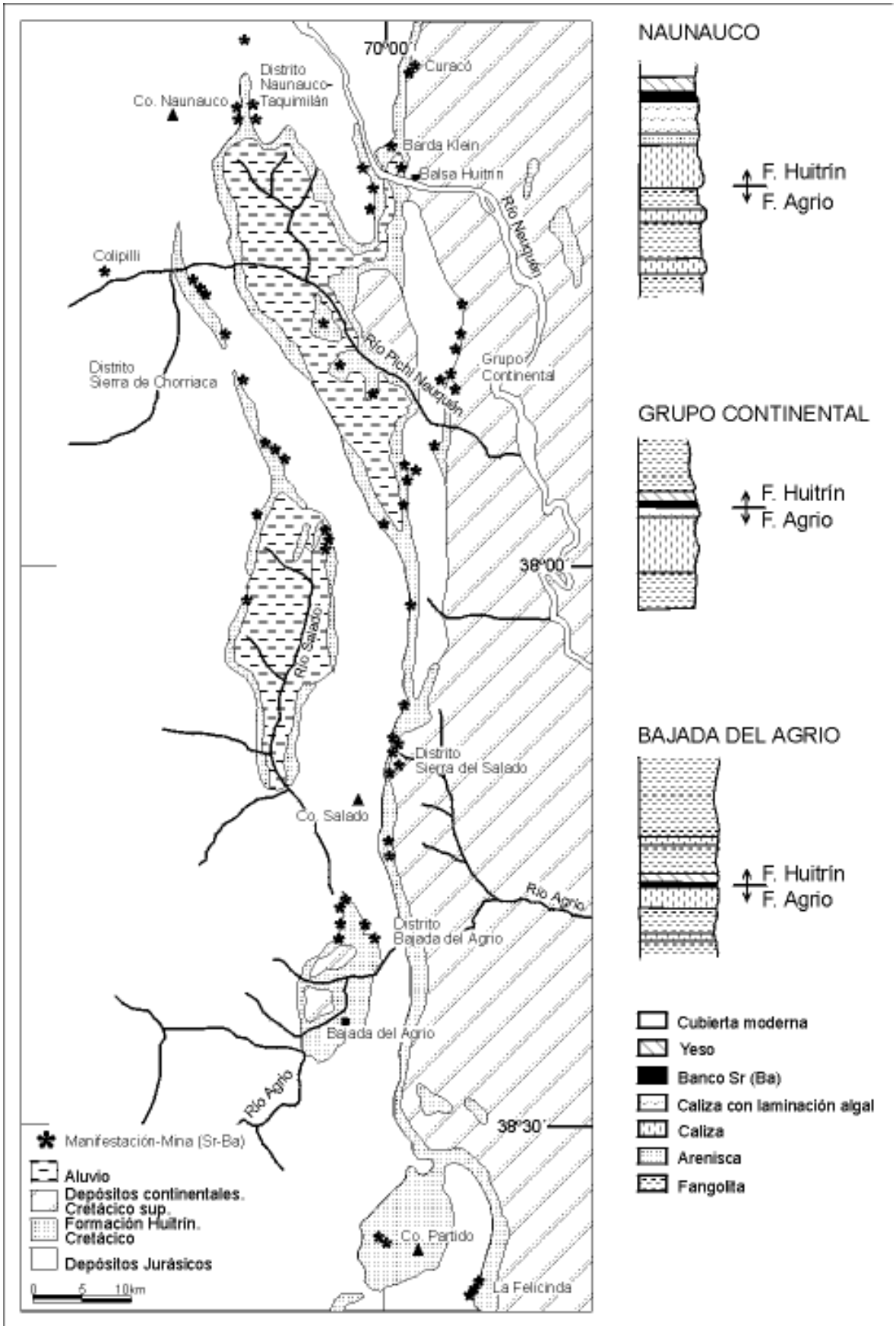


Figura 1. Ubicación de los depósitos de celestina (baritina).

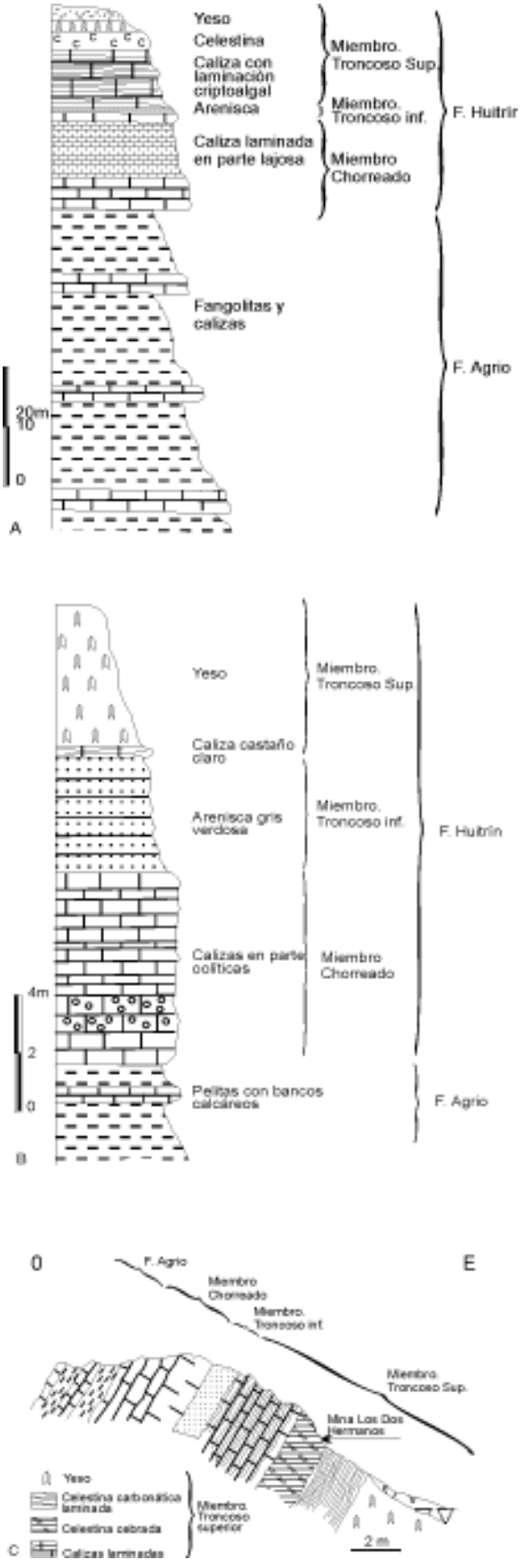


Figura 2. Perfiles estratigráficos en A) mina Don Candelario, B) mina Dafne y C) mina Los Dos Hermanos.

Esta litofacies carbonática pasa gradualmente a yeso-anhidrita con textura laminar fina en el contacto transicional y nodular a maciza hacia el techo, rodeando a las calizas, las cuales forman verdaderas islas destacándose en el conjunto por su coloración y superficie rugosa y craquelada.

En algunos depósitos es frecuente observar acumulaciones de óxidos de Fe por encima de los niveles de celestina-baritina, llegando a constituir (mina Los Guanacos) bolsones dentro de las calizas terrosas al mismo tiempo que aparecen interdigitaciones lenticulares de pelitas y areniscas verdes y rojas.

Texturas cebradas se observan sólo en la base de la litofacies carbonática que cubre lateral y verticalmente los niveles de celestina-baritina del piso de la secuencia. En estos casos, se presenta un bandeado fino (menor a 1 cm) en el que alternan láminas de calizas con dolomitización incipiente y láminas de celestina.

Respecto de la predominancia de celestina a baritina según el nivel sedimentario que se trate, es de destacar que en base a las observaciones de campo y determinaciones analíticas se ha establecido que existe una definida tendencia a la concentración de mayores cantidades de baritina en los niveles inferiores de la secuencia evaporítica, en tanto que la celestina se concentra preferentemente en los niveles medios a superiores, presentándose en todos los casos ambos sulfatos acompañados por cantidades variables de CO_3Ca.

En general, dentro del tercio inferior de los bancos mineralizados, la relación baritina/celestina varía de 3/1 hasta 10/1, relación que en el tercio superior se invierte a favor de celestina, manteniéndose aproximadamente en los mismos términos. En ambos casos, la relación baritina-celestina/carbonato de calcio es del orden de 2/1, proporción que hacia los términos cuspidales de la secuencia disminuye progresivamente hasta el predominio de las facies carbonáticas.

Desde el punto de vista estructural fallas compresionales inversas cortan diagonalmente las secuencias clástico-evaporíticas produciendo cambios locales en la inclinación de los bancos mineralizados, los cuales se sobreponen entre sí por apilamiento gravitacional produciendo potencias aparentes de 4-5 metros. A ambos lados de las fallas, de rumbo general noreste-suroeste es dable observar en una franja continua de 6 a 10 m de ancho, el desarrollo de estructuras de disolución y formación de cavernas con evidencias de procesos kársticos. En las mismas se presenta celestina recristalizada en drusas, geodas y estalactitas desarrolladas sobre núcleos de material carbonático, tapizadas generalmente por cristalización final de yeso.

Numerosas venillas y vetas de baritina como relleno descendente de fisuras se presentan hacia el piso de la secuencia evaporítica en las areniscas de la Formación Río Agrio, llegando a constituir depósitos de cierta importancia como los del Grupo San José y la mina Rayoso. La baritina se presenta en agregados arborescentes y laminar macizo, paralelos al plano de falla.

MODELO GENÉTICO

La asociación de carbonatos, celestina y yeso en ambientes evaporíticos es común en los yacimientos de celestina de distintas épocas del registro geológico, desde el Ordovícico al Reciente, en diversas localidades del mundo (Brodtkorb *et al.*, 1989).

Con respecto al Ba asociado también a depósitos evaporíticos se han propuesto diversos mecanismos para explicar su presencia en estos ambientes. Las hipótesis formuladas sugieren que debe existir una concurrencia de factores geológicos y geoquímicos para que el Ba se deposite junto a los demás componentes evaporíticos o bien en ambientes con actividad volcánica submarina, en los cuales el Ba se encuentra frecuentemente asociado a concentraciones anómalas.

Las acumulaciones aquí descriptas están asociadas a ambientes de depositación desarrollados en una extensa planicie de abrasión marina expuesta cíclicamente a ascensos y descensos del nivel del mar, en un episodio claramente regresivo. La principal fuente de aporte del Ba estaría entonces ubicada en sectores continentales, transportándose a través de ríos y descargándose sus aguas en el mar en un ambiente estuárico. La presencia de limos y areniscas interdigitadas en los niveles inferiores parece estar asociada a depósitos clásticos de canales en un ambiente como el mencionado.

Para aportar datos que contribuyan a dilucidar la génesis de estos depósitos, en los últimos años se han realizado análisis de las relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ las cuales permiten asignar la formación de las diversas litofacies a diferentes ambientes de formación.

Han sido analizadas muestras procedentes de las minas La Cecilia, Los Guanacos y San José. Corresponden a: celestina sin-diagenética, celestina laminar, yeso y celestina y baritina removilizadas.

Las relaciones isotópicas medidas (entre 0,70750 y 0,70782) en los materiales primarios son consistentes con los valores correspondientes a ambientes marinos cretácicos (Aptiano inferior-superior). Por lo tanto, los resultados obtenidos son similares a los valores comunicados por Veizer y Comston (1974) y Burke *et al.* (1985), quienes obtuvieron guarismos similares para el agua de mar de Cretácico inferior a medio. La celestina laminar, que podría corresponder a procesos de reemplazo de matas algales, presenta una relación isotópica del estroncio más elevada respecto de la celestina primaria y del yeso. Tales valores se deben probablemente a la sustitución del $CaCO_3$ biogénico por el sulfato que proviene del agua de mar, pero en este ambiente también llega el agua del continente con valores enriquecidos de ^{87}Sr radiogénico, cuyo origen proviene de los altos estructurales granitoideos paleozoicos.

En el caso de las estalactitas de celestina y las texturas arborescentes de baritina (La Cecilia y San José, respectivamente), son producto de procesos de removilización y posterior recristalización. En estos casos el sistema isotópico se abre y el agua que percola a través de las formaciones más enriquecidas en ^{87}Sr radiogénico produce una variación isotópica mínima con respecto a la celestina primaria.

DISTRITO NAUNAUCO-TAQUIMILÁN

Ubicación

El distrito minero Naunauco-Taquimilán (Sr(Ba)) se localiza en el departamento Ñorquin, sector septentrional de la provincia del Neuquén, unos 30 km al sur de la localidad de Chos Malal.

Las principales mineralizaciones están representadas por las minas Don Candelario, Clementina, El Enjambre, El Derrumbe, La Tempranera y Dos hermanos.

Sistema de explotación

En general se trata de emprendimientos de escala reducida, donde se han explotado los bancos mineralizados a cielo abierto a través de pequeñas canteras, cuando la disposición es horizontal y por galerías subterráneas cuando se trata de horizontes muy inclinados o estructuras vetiformes.

HISTORIA DEL DISTRITO

No se tiene información exacta acerca de cuando se comenzaron a explotar las minas de Sr (Ba) del área de Naunauco-Taquimilán pero por información suministrada por algunos pobladores, se trata de emprendimientos iniciados en algunos casos hace varias décadas y que han tendido una irregular producción.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos de celestina (baritina) del área están vinculados estrechamente a la Formación Huitrín, específicamente al Miembro Troncoso superior. Estructuralmente la región se caracteriza por una intensa deformación consistente en plegamientos, de rumbo meridional, asociados a fallas compresivas. Los anticlinales son del tipo cajón (Digregorio *et al.*, 1984) y entre ellos se presentan apretados sinclinales, donde se emplazan los depósitos celestínicos. Existen además fracturas de rumbo noreste (arroyo Taquimilán) que truncan los ejes de los anticlinales (ej. cerro Naunauco).

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología, morfología, mineralogía

En la mina El Derrumbe, la cual está emplazada en una estructura sinclinal en cuyo núcleo se reconoce un horizonte de yeso dispuesto subverticalmente. Se observa una lente de celestina espática, de coloración grisácea, de algunos metros de longitud y hasta 0,25 m de potencia que su-

prayace a una arenisca limolítica gris amarillenta a verdosa, de forma tabular, con estratificación entrecruzada que se asigna al Miembro Troncoso inferior. Al microscopio se trata de arenitas, cuarzo-feldespáticas-líticas con cemento arcilloso o carbonático. A esta subyacen los calcáreos del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (boundstones criptoalgales, dolomitizadas y recristalizadas).

Muy cerca de la anterior, a unos 1.600 m al sureste, se encuentra la mina El Enjambre donde se presentan lentes que observan un rumbo noroeste-sureste/subvertical con potencias de 0,50 metros. Subyace al yeso y pasan transicionalmente a un calcáreo algal (en parte mineralizada), de grano fino, gris, con delgados niveles ferruginosos con laminación ondulada marcada, en donde el sulfato de Sr (Ba) se mezcla intergranularmente con el carbonato. Al microscopio se observa que es una caliza microcristalina, recristalizada, donde se distinguen remanentes de la estructura criptoalgal.

La mina Clementina, a unos 7 km al nornoreste de la localidad de Naunauco, está también emplazada en una estructura sinclinal, de rumbo N170° e inclinaciones variables de 50°E a subvertical, dispuesta entre los anticlinales de Naunauco y sierra de los Leones.

En el perfil reconocido se observan los calcáreos de los términos superiores de la Formación Agrio sobre los que descansa la Formación Huitrín constituida de abajo hacia arriba por los Miembros Chorreados (limolita arenosa y caliza), Troncoso inferior (arenitas) y Troncoso superior (calcáreos algales, celestina y yeso).

El mineral constituye varios bancos lentiformes de rumbo nornoroeste-sursureste que inclinan al este, con potencias de 0,30 a 0,50 m, separados por delgadas intercalaciones pelíticas gris verdosas.

La mineralización consiste esencialmente en celestina de grano fino a mediano, castaña a grisácea y de naturaleza espática. Hacia la base del perfil presenta laminación marcada. Este banco se apoya sobre un *boundstone* con laminación criptoalgal, en parte recristalizado. Hacia el contacto este calcáreo se encuentra intercrecido con el sulfato de estroncio, que además rellena oquedades bajo la forma de cristales blanquecinos, de unos 3-4 cm de largo. Asimismo, se presenta la celestina bajo la forma de un material brechoso integrado por clastos subangulosos de celestina en un cemento yesífero.

La mina Don Candelario, ubicada unos 1.100 m en línea recta al nornoreste del anterior, la estructura sinclinal está mejor expuesta, visualizándosela en ambas laderas de la serranía.

La mineralización conforma un banco masivo, de dirección nornoroeste-sursureste y una continuidad lateral aproximada de 40 m, de coloración parda y potencias reconocidas de hasta 3,5 m en la labor principal. En el frente de arranque se observó que la mineralización consiste en celestina de hábito espático, de buen desarrollo cristalino. También se reconocieron delgadas guías de este mineral, más blanquecinas, como asimismo geodas ocupadas por cristales prismáticos dispuestos caóticamente, productos ambos de removilizaciones a partir del sulfato de Sr primario. Como relleno de planos de diaclasas se identificó calcita y limonitas. Por debajo del banco de celestina aparce un boundstone recristalizado, posiblemente algal, castaño, que hacia la parte cuspidal observa un mosaico de $SrSO_4$ con relictos de calcita. El banco mineralizado está menos expuesto en el sector oriental debido a que no ha sido aún explotado, aflorando una lente de celestina sobre un banco calcáreo, con abultamientos algales.

La mina La Tempranera se localiza en el faldeo noriental del cerro Naunauco, a 2.400 m al oeste de la Ruta Nacional 40. Un rajo abandonado de 4 m de longitud constituye la principal labor. En el perfil aflorante se reconoció en la base calcáreos y fangolitas gris oscuras de la Formación Agrio; bancos de calizas de tonos castaños claros (Miembro Chorreado) y una arenisca fina, ocrácea y mal seleccionada perteneciente al Miembro Troncoso inferior; una lente de material brechoso integrado por fragmentos irregulares de celestobaritina dentro de un cemento de carbonato y sulfatos de calcio; un nivel de yeso y luego derrubio. La mineralización se dispone como brecha y también en un delgado nivel, a modo de un mosaico de sulfato y carbonato, posiblemente de origen algal.

El calcáreo que subyace al mineral conformaba originariamente un greinstone oolítico, ahora intensamente recristalizado.

En el área del arroyo Taquimilán, hacia el norte del cerro Naunauco y a unos 12 km al oestesuroeste de la Ruta Nacional 40, se encuentra la mina Los Dos Hermanos. Se emplaza sobre el flanco rebatido occidental de una estructura sinclinal conformada por rocas de las Formaciones Río Agrio y Huitrín. Presenta una dirección norte-sur y una corrida visible de 600 m, en la cual se han practicado distintos laboreos superficiales y subterráneos. Se observó del piso al techo una secuencia constituida por bancos de fangolitas gris oscuras y calcáresos de la Formación Agrio; calizas castaño claras, con venillas de calcita recristalizada (Miembro Chorreado); areniscas gris verdosas, con estratificación entrecruzada y espesores de varios metros (Miembro Troncoso inferior); niveles calcáreos criptoalgales, con evidencias de mineralización, espesor 3 m y bancos de celestina cebrada y laminar; finalmente yeso en parte cubierto por derrubio, estos últimos niveles asignables al Miembro Troncoso superior.

El manto mineralizado observa un rumbo meridional, inclinación 60°O y potencias de 4 a 5 metros. La celestina más pura está representada por el mineral cebrado ("ritmita de cristalización diagenética"), sector central del banco, donde se reconoce una intercalación de bandas de unos centímetros de espesor de carbonato de calcio y sulfato de Sr (Ba).

Asimismo, Llambías y Malvicini (1978) efectuaron una investigación en el área de Colipilli, estudiando entre otras las minas San Eduardo y La Bienvenida. Estos autores consignan depósitos metalíferos a los que se asocian las baritinas de esos depósitos. Consideran un origen hidrotermal para estas mineralizaciones.

Estos depósitos presentan particulares características ya que los bancos mineralizados son de naturaleza barítica a diferencia de la gran mayoría de los yacimientos relacionados con la Formación Huitrín en los cuales predomina la celestina. Los mantos baríticos se presentan entre calizas y niveles yesíferos, con la típica textura cebrada. Han sido afectados por un cuerpo andesítico asignable a la Formación Molle. Tentativamente se puede inferir un gran aporte de bario proveniente de áreas continentales, privilegiándose en esta zona la depositación barítica sobre la celestínica.

OTRAS MANIFESTACIONES MENORES

Además de los depósitos descriptos precedentemente existe un conjunto de manifestaciones de celestina (baritina) que como ya se ha expresado abarcan una faja de rumbo aproximadamente norte-sur que coincide con el meridiano de 70°. De sur a norte son:

La Felicinda: se presentan dos horizontes de celestina masiva, de grano fino y ecasa potencia (0,15-0,30 m) que lateralmente gradan a niveles carbonáticos de origen algal

Cerro Partido: ubicado al norte de la anterior, constituye un grupo de depósitos donde se reconocen mantos de celestina en una posición estratigráfica diferente dentro de la Formación Huitrín. Los niveles mineralizados, de hasta 1 m de espesor, son caso horizontales y se sitúan por encima de los bancos de yeso. Este hecho se debe posiblemente a una reimplantación local de las condiciones favorables para la precipitación del sulfato de estroncio posteriormente a la depositación de las capas yesíferas. El origen de esta celestina se atribuye a ambientes lagunares de restringida distribución.

Bajada del Agrio: bajo esta denominación se agrupa un conjunto de minas cuyos ejemplos principales son: 4 de Noviembre, Santa Bárbara, Santa Ana y Santa Teresa.

El Grupo Bajada del Agrio se distribuye en dos sectores: sursuroeste y nornoreste, interrumpidos por el curso del río Salado. En el sector sursuroeste el paquete sedimentario se presenta con un rumbo aproximadamente meridiano y una inclinación de 45°E (Brodtkorb *et al.*, 1975; Brodtkorb *et al.*, 1992). Los niveles de yeso y celestina, debido a su diferente competencia con respecto a las pelitas fosilíferas y calizas infrayacentes de la Formación Agrio, se han deslizado y plegado. Por otra parte, el Miembro Chorreado presenta una laminación algal conspicua que grada lateralmente a calizas de textura brechosa que contienen nódulos de yeso que fueron parcialmente disueltos, dándoles un aspecto cavernoso. A su vez, las calizas brechosas pasan lateralmente a yesos nodulares impuros, considerándose a esta facies como perteneciente a un ambiente inter-supratidal. La removilización epigenética produjo la implantación de cristales de celestina en oquedades y cavernas. Son de color celeste, transparentes y de hasta 5 cm de longitud.

Por su parte, en el sector nornoreste se puede reconocer un perfil menos disturbado. Sobre una caliza oolítica, con cemento celestínico, se presenta un banco de celestina de hasta 0,80 m de potencia, el cual presenta la típica textura cebrada ("DCR") conformada por bandas alternantes de colores castaños y celestes blanquecinos que representan una primera generación de cristales de carbonatos y sulfatos no orientados y una segunda de cristales orientados de celestina bipolar, con espacios abiertos en la textura en peine. Además, es frecuente observar una textura consistente en bandas carbonáticas paralelas entre las cuales se disponen paquetes de ritmitas en forma inclinada.

Sierra de Chorriaca: presenta similares características generales en lo referente a la Formación Huitrín, situándose los depósitos sobre la ladera oriental de la sierra de Chorriaca. Los bancos celestínicos están emplazados entre rocas carbonáticas infrayacentes y un horizonte yesífero suprayaciente. Una excepción la constituye la mina Dafne en donde la mineralización es predominantemente barítica.

Balsa Huitrín: El depósito más representativo es el denominado Barda Klein, en el cual se observa un manto de celestina de unos 1000 metros de extensión, con espesor máximo oscilante entre 6 y 7 m, fuertemente inclinado hacia el este. Pasa transicionalmente hacia el norte a un banco de yeso. La textura de la celestina es del tipo cebrada, en partes con abundantes limonitas.

MODELO GENÉTICO

La secuencia sedimentaria evaporítica reconocida es indicativa de un ambiente marino costero en proceso de somerización, representado por las facies marginales de la Formación Huitrín, en un medio intertidal a supratidal. El ambiente y las condiciones reinantes mencionadas son coincidentes con las propuestas por Veizer y Demonic (1974) para medios hipersalinos mesozoicos, cuyas rocas calcáreas presentaban altos tenores de Sr. Además de los procesos de precipitación, la actividad vital de complejos orgánicos constituidos por matas algales sería una de las causales de la concentración anómala del Sr, sobre todo en una etapa inicial de depositación.

Abultamientos algales del sector oriental de Don Candelario además de la conspicua y extendida laminación criptoalgal de los términos inferiores del Miembro Troncoso superior son elementos inequívocos de la importante actividad algal acaecida en este ambiente evaporítico. El rol relevante en la concentración del Sr ya fue indicado por Kinsman (1969) quien analizó fangos calcáreos del Golfo Pérsico donde se habían desarrollado matas algales, estableciendo valores elevados de Sr^{+2} en esos sedimentos, 9.390 + 500 partes por millón.

Asimismo, y acompañando a los procesos de diagénesis temprana de los calcáreos del Miembro Troncoso superior se produciría liberación de Sr de los materiales aragoníticos que junto con el SO^{-2}_4 proveniente de los niveles yesíferos superiores, formarían probablemente la celestina como reemplazo en la roca calcárea. Este hecho, observado microscópicamente en rocas calcáreaas del Miembro Troncoso superior de la mina La Tempranera coincidiría con los

procesos indicados por Orti Cabo *et al.* (1988) que señalaron importantes tenores de Sr, 200-2.000 ppm, en facies evaporíticas calcáreas y yesíferas de diferentes sectores de la península Ibérica. A su vez, West (1973), sostuvo un reemplazo selectivo de Ca^{+2} por Sr^{+2} en la diagénesis de ambientes calcáreos evaporíticos.

Por otra parte, los valores de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en análisis realizados sobre distintos materiales de Clementina y Don Candelario (cálcareos, yeso y celestina) apuntan a un origen sedimentario de los depósitos. En efecto, los datos obtenidos, que varían entre 0,70668 y 0,70784, son coincidentes con los esperables para sedimentos depositados en un mar de edad cretácica inferior (Barbieri, 1989).

Procesos tectónicos posteriores plegaron el paquete sedimentario evaporítico, generándose además fracturas con formación de brechas con clastos de celestina dentro de una matriz yesosa. Finalmente, posibles aguas termales circulantes, producto del soterramiento o bien del volcanismo de la Formación Molle, produjeron removilización de celestina y relleno de aberturas que se tradujo en cuerpos irregulares (labores sudorientales de Clementina) y pequeñas vetas como la descripta por Llambías y Malvicini (1978) para Puesto Porro, en el sector noroeste del área del arroyo Taquimilán.

BIBLIOGRAFÍA

Barbieri, M., 1989. Strontium isotopes as natural tracers in minerogenetics processes. En: M. K. de Brodtkorb ((Ed.) *Nonmetalliferous stratabound ore fields*. Van Nostrand Reinhold. N.York.

Brodtkorb, M.K. de, 1989. Celestite: world wide classical ore fields. En «Non metalliferous stratabound ore fields», M.K.de Brodtkorb (ed.). Van Nostrand Reinhold, 17-39.

Brodtkorb, M.K. de y M. Barbieri, 1993. Jurassic barite and celestite deposits of Neuquén province, Argentina. VIII IAGOD, Actas: 243-254. Canadá.

Brodtkorb, M. K. de; M. Barbieri; S.Ametrano y V. Ramos, 1981. Datos isotópicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ relacionados a los yacimientos de celestina y baritina de la FormaciónHuitrín. VIII Congr.Geol.Arg., Act.II: 787-796. San Luis.

Brodtkorb, M. K. de, J. C. Danieli, R. E. de Barrio, R. Etcheverry y A. Giusiano, 1992. Los yacimientos de celestina-baritina, halita y sales de potasio relacionados a las sedimentitas cretácicas de la Cuenca Neuquina, República Argentina. En: Brodtkorb, M..K, de y Alves de Souza (Ed.), *Recursos Minerales del Cretácico de América Latina, Actas,* 1: 1-24.

Brodtkorb, M. K. de, K. Zak y J. Hladikova, 1995. Sulfur, carbon and oxygen isotope study of Mesozoic barite and celestite deposits of the Neuquén Province, Argentina. En Pasava, J., Kribek, B. y Zak, K. (Ed), *Procedings Third Biennial SGA Meeting.* Praga. A. Balkema, pp. 263-266.

Brodtkorb, M. K. de, V. Ramos y S. Ametrano, 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina-baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén, Argentina. Seg.Cong.Iberoamer.Geol. Econ., Act.II: 143-167. Bs As.

Burke, W., R. Denison, E. Hetherington, R. Koepnick, H. Nelson y J. Otto, 1982. Variation of sea water Sr87/Sr86 throughout Phanerozoic time.*Geology*, 10: 516-519.

Claypool, G., W. Holser, I. Kaplan, H. Sakai e I. Zak, 1980. The ages curvesof sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199-260.

Danieli, J. C., A. Giusiano, M. Barbieri y M. K. de Brodtkorb, 1989. Las celestinas-baritinas de la Formación Huitrín en el flanco oriental de la cordillera del Salado, provincia del Neuquén, Argentina. *Simposio Depósitos Minerales Cretácicos de América Latina,* C 73-84. Buenos Aires.

de Barrio, R. E., R. Etcheverry y D. Risi, 1992. Guías de prospección de depósitos celestínico-baríticos-cretácicos del noroeste de la provincia del Neuquén. Argentina. *6º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas:* 357-363.

Etcheverry, R. O., R. E. de Barrio, M. Barbieri y M. K. de Brodtkorb, 1990. Depósitos celestínicos asociados a la Formación Huitrín, Distrito Naunauco-Taquimilán, provincia del Neuquén. *3º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas:* 119-124. San Juan.

Kinsman, D. J. J., 1969. Modes of formation, sedimentary association and diagenetic features of shallow-water and supratidal evaporites. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin,* 53: 830-840.

Llambías, E. J. y L. Malvicini, 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 30 (2): 121-132.

Müller, G., 1962. Zur geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berucksichtigung der sedimentaren Coelestin-Iagerstatte von Hemmelte West. *Geol. Beiheft,* 35: 1-90.

Puchelt, H., 1978. Barium. En: K.Wedepohl (Ed.), *Handbook of Geochemistry.* Springer-Verlag, A. 1-56.

Veizer, J. y W. Compston, 1974. $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of sea water during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica, Acta,* 38: 1461-1484.

Veizer y Demonic, 1974. Strontium as a tool in facies analysis. *Journal of Sedimentary Petrology,* 44 (1): 93-115.

Pettinari, G., A. Giusano y D. Ludueña, 1999. Arcillas rojas del Grupo Neuquén, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1103-1112, Buenos Aires.



ARCILLAS ROJAS DEL GRUPO NEUQUÉN, NEUQUÉN

Gisela Pettinari[1], Adolfo Giusano[2] y Diego Ludueña[3]

INTRODUCCIÓN

En la provincia del Neuquén y en las márgenes del valle superior del río Negro, (provincia de Río Negro), ocurren importantes afloramientos de los depósitos Cretácico Superior de origen continental del Grupo Neuquén, que abarca el Subgrupo Río Limay (Formaciones Candeleros, Huincul y Lisandro), Subgrupo Río Neuquén (Formaciones Portezuelo y Plottier) y Subgrupo Río Colorado (Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto).

Si bien esta secuencia es de amplia distribución en el ámbito de la Cuenca Sedimentaria Neuquina, con extensión en las provincias de Neuquén, Río Negro, oeste de la Pampa y sur de Mendoza, la franja elegida se considera uno de los sectores más representativos y con máxima expresión superficial.

Las formaciones citadas incluyen diversos horizontes pelíticos, generalmente de coloraciones rojizas, cuyo contenido en arcillas es en algunos casos predominante. Allí se localizan yacimientos que proveen de materias primas a importantes industrias locales para la producción de cerámica roja, pisos y revestimientos.

La caracterización desarrollada tiene como objetivos profundizar en el conocimiento de la composición mineralógica y textural de las pelitas, su composición química y aptitudes tecnológicas.

Los grupos de este supergrupo -Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado- son concordantes entre sí. Cabe aclarar que en el sector elegido no aflora la formación inferior del Supergrupo (Formación Candeleros).

UBICACIÓN

El área de trabajo se halla ubicada en el centro oriental de la Provincia de Neuquén, entre las coordenadas 69°30´-68°00´de longitud oeste y 38°45´-39°00´de latitud sur. Los afloramientos y yacimientos estudiados se encuentran a lo largo de una franja este-oeste de aproximadamente 100 km. de longitud que corre paralela a la Ruta Nacional 22 que une las localidades de Neuquén, Cutral Có y Zapala. (figuras 1 y 2).

HISTORIA DE LOS NIVELES PELÍTICOS

El primero en describir éstos depósitos fue Keidel (1913) y luego Wichmann (1927), quien realizó la identificación casi total de los estratos resumiéndolos en seis unidades. Posteriormente, otros autores hicieron diferentes propuestas hasta que en 1972, Cazau y Uliana propusieron para el Grupo Neuquén las formaciones Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado. Dentro de los estudios específicos realizados pueden citarse los llevados a cabo por Di Paola y Marchese (1970), quienes efectuaron una caracterización petrográfica de los sedimentos continentales para definir relaciones estratigráficas entre la Formación Rayoso, Formación Candeleros y Formación Huincul. También los realizados por Danderfer y Vera (1992), Giusiano y Ludueña (1989) realizan una caracterización físico-química de los principales niveles pelíticos del Grupo Neuquén, Danieli y Giusiano (1992) en la Carta Geológica y

[1] *CIMAR. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional del Comahue.*

[2] *Dirección Provincial de Minería del Neuquén.*

[3] *Geólogo consultor.*

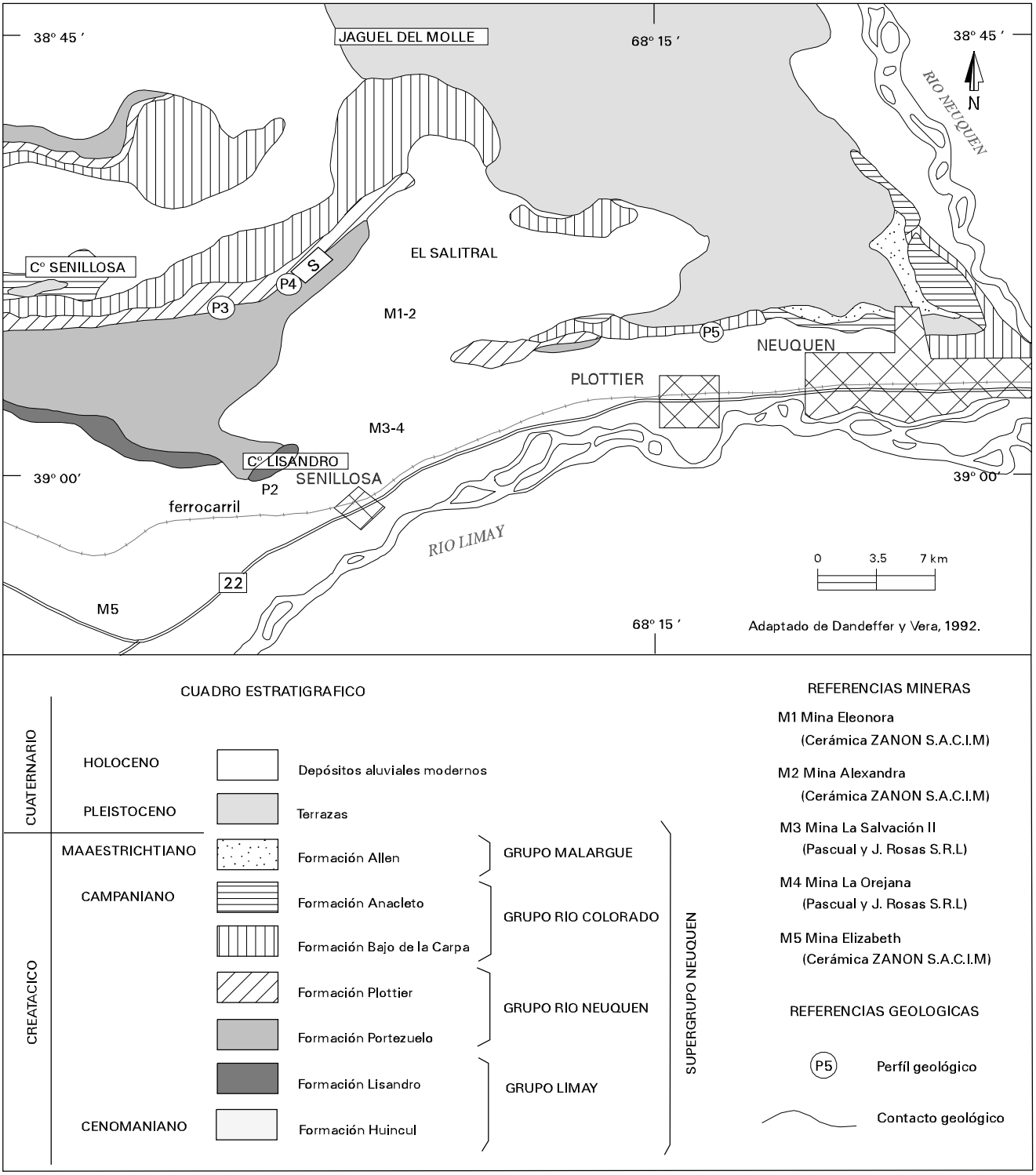


Figura 1. Distribución de los afloramientos del Cretácico continental en el área Senillosa-Neuquén, departamento Confluencia, Neuquén.

de Recursos Minerales del Departamento Confluencia, incluyen la descripción geológica de las localidades tipo de los afloramientos del Grupo Neuquén, así como una caracterización mineralógica y tecnológica de los materiales arcillosos que contienen. Posteriormente (Pettinari, 1995) describe la evolución mineralógica de los sedimentos pelíticos; recientemente (Vallés y Pettinari, 1996) realizan una caracterización de las arcillas rojas en el Departamento Añelo en el contexto de la Carta Geológica y de Recursos Minerales del Departamento Añelo de la Dirección Provincial de Minería del Neuquén y Subsecretaría de Minería de la Nación.

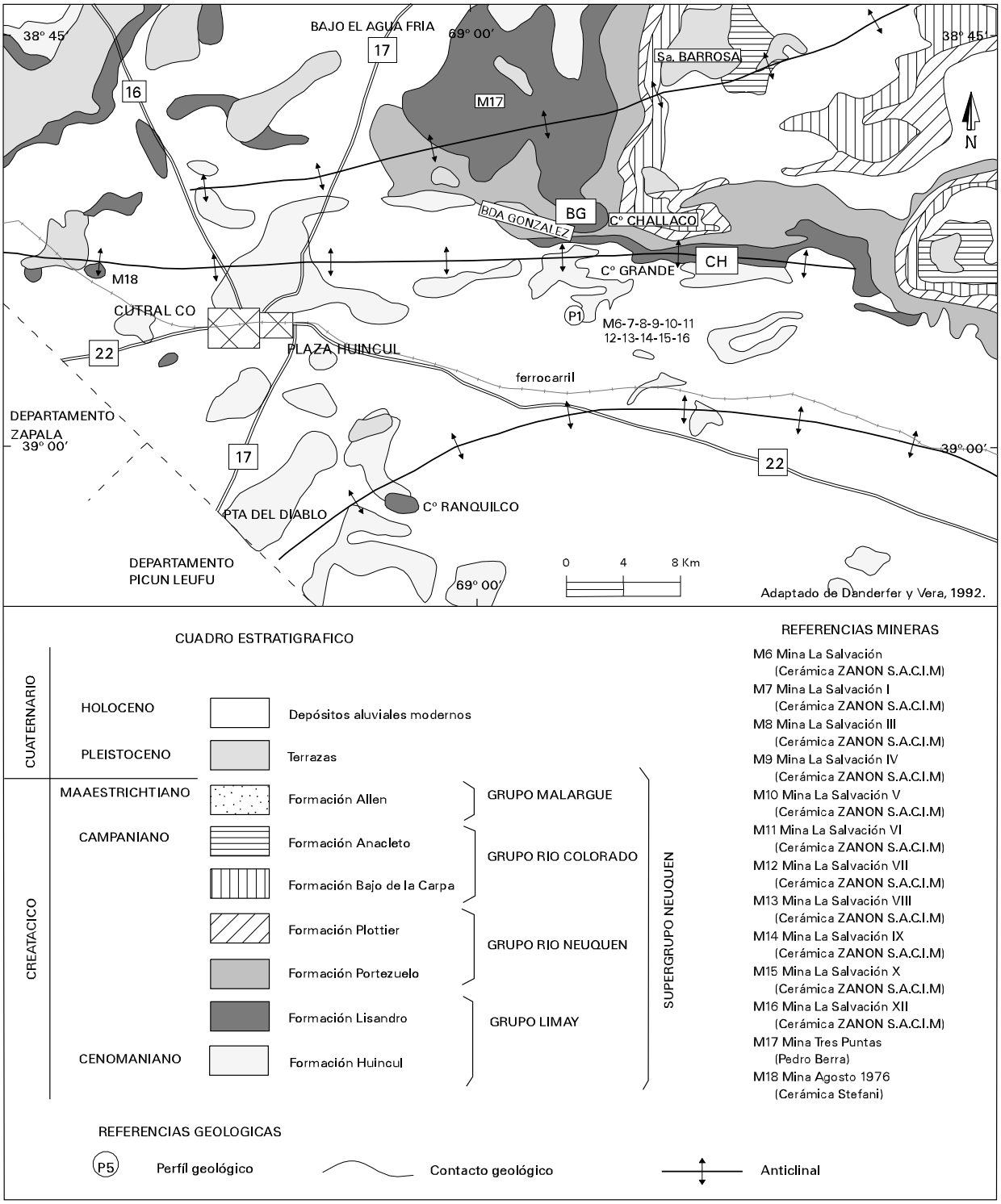


Figura 2. Distribución de los afloramientos del Cretácico continental en el área Plaza Huincul, departamento Confluencia.

Reservas

Dentro del área de distribución de los niveles pelíticos del Grupo Neuquén, Giusiano y Ludueña (1989) han realizado el cálculo de reserva para tres áreas que han sido seleccionadas por sus características geológicas (continuidad lateral, inclinación y potencia) y físicas-químicas adecuada para su utilización en cerámica (tabla 1).

Las aptitudes tecnológicas determinan que estos materiales arcillosos puedan ser utilizados solamente en cerámica roja para la fabricación de ladrillos estructurales y tejas y como componentes minoritarios en pastas para

la producción de pisos y revestimientos cerámicos y de gres.

Producción y usos

La producción de las arcillas rojas en el ámbito de la provincia de Neuquén data de fines de la década del 70 cuando se radican las primeras plantas industriales de cerámica en la ciudad de Neuquén y Cutral Có. De manera sostenida se ha incrementado a partir de 1978 el uso de este material, llegando a contabilizarse para el período 1978-89 una producción de aproximadamente 70.000 t/promedio, representando el 50% de producción de la provincia de Neuquén (Danieli y Giusiano, 1992), en tanto el período que comprende los años 1990-97 la producción promedio fue de 43.000 toneladas.

La totalidad de la producción de arcillas del departamento Confluencia es utilizada para la fabricación de ladrillos, ladrillo portante, baldosas cerámicas y revestimiento cerámico.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio está comprendida en la región dominada por las sedimentitas continentales del Supergrupo Neuquén del Cretácico superior (Cenomaniano-Campaniano). Esta espesa secuencia clástica se depositó por encima del Grupo Rayoso y con posterioridad a los Movimientos Intersenonianos. Estos movimientos invierten el sentido del buzamiento regional, generando áreas positivas al sureste y noroeste de la cuenca en donde se produce una fuerte erosión que genera materiales clásticos que se sedimentan a través de sistemas fluviales en la Cuenca Neuquina. Estos materiales son principalmente arcillas de colores rojizos areniscas y conglomerados, configurando los actuales afloramientos del Supergrupo Neuquén.

En el Maaestrichtiano inferior se produce un nuevo ingreso del mar a la cuenca inundando zonas bajas. En este ingreso se depositan los sedimentos pertenecientes a la Formación Allen (Grupo Malargue) (Campaniano-Eoceno). Posteriormente se produce la continentalización de la Cuenca Neuquina con el consiguiente aporte clástico. Al final del Terciario y principios del Cuaternario, en las regiones aledañas al área de trabajo tiene lugar una serie de eventos magmáticos mesoácidos y básicos con sucesivas efusiones de andesitas y basaltos.

Dentro del esquema estructural de la Cuenca Neuquina, la zona de trabajos se encuentra comprendida en el denominado Engolfamiento Neuquino (Bracaccini, 1970) caracterizado por la presencia de estructuras de suave alaveo con inclinación en sus flancos que no superan los 5° a 6° y resaltos estructurales de una decena de metros (Herrero Ducloux, 1946 y Digregorio y Uliana, 1978). Las estructuras están caracterizadas por una configuración simétrica adaptándose en forma y estilo estructural, a las áreas positivas adyacentes, como es el eje positivo El Caracol-Charco Bayo que es coincidente con el lineamiento Añelo-Cortaderas y la Dorsal de Huincul. Los rumbos predominantes de las estructuras son por lo general noroeste-sureste y este-oeste.

Con respecto a la edad de los movimientos tectónicos que generaron las estructuras en los depósitos Cretácicos, corresponderían según Gentili (1950) a movimientos que ocurrieron durante el Plioceno y denominados Tercera fase Tectónica Andina.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Subgrupo Río Limay

FORMACIÓN HUINCUL

La localidad tipo se encuentra en Plaza Huincul, Departamento Confluencia; sus afloramientos tienen amplio desarrollo en el sur y oeste de este departamento, quedando soterrados hacia el noreste por rocas del Supergrupo Neuquén superior.

Area	Formación	Espesor (m)	Inclinación	Encape (m)	Reservas Indicadas (toneladas)
Senillosa (S)*	Formación Plottier	14	Subhorizontal	1-2	2.700.000
Challacó (CH)*	Formación Lisandro				
	Formación Huincul	13-18	Subhorizontal	4-6	6.500.000
Barda Gonzalez (BG)*	Formación Lisandro	19	Subhorizontal	4-6	1.200.000
TOTAL					10.400.000

*Ver ubicación de las áreas en Mapa 1 y 2

Tabla 1. Principales áreas con potencial para la explotación de arcillas rojas

Se halla constituido litológicamente en forma predominante por areniscas y en menor proporción fangolitas que llegan en su totalidad a los 200 m de espesor.(Cazau y Uliana,1972).

El trabajo de campo permitió reconocer en la base una sucesión de areniscas amarillas-grises, de grano medio, con estratificación entrecruzada y estructuras predominante en artesa; hacia la parte media se observan fangolitas rojas y grises de estructura masiva. Estas últimas representan un espesor de 51 m, intercaladas con nueve niveles de areniscas con espesores de 1 a 11 m, en su mayoría cementadas con carbonatos, culminando con areniscas grises.

El hallazgo de restos fósiles de un probable nuevo Neoceratosauria (Therópoda) en este miembro permitió determinar una edad pre-Senoniana (Coria y Salgado, 1993).

En las minas La Salvación y La Salvación I (figura 2) los niveles de fangolitas rojas se hallan constituidos principalmente por 57% arcilla, 27% limo, 14% arena se encuentran dispuestos en bancos tabulares-lenticulares de gran extensión lateral.

Se observan además otros niveles de fangolita-limolita que conforman cuerpos lenticulares con una composición granulométrica de 32% arcilla, 57% limo y 10% arena, extensos lateralmente que, en ocasiones alcanzan tamaño de arena muy fina. Presentan espesores inferiores a los 2,4 metros.

Las areniscas de grano medio son color gris-gris amarillento en bancos lenticulares; fuerte laminación horizontal y alta concentración de micas que le confiere la particularidad de disgregarse fácilmente en planos paralelos, el cemento es carbonático. Mientras que las grano medio a grueso son de moderada a buena selección. Su geometría es lenticular y conforman paquetes de cuerpos amalgamados: los términos más gruesos corresponden a los conglomerados medios de baja selección (intraclastos de pelita y extraclastos de roca dispersos caóticamente en cada unidad). Geométricamente son lentes amalgamados y agrupados en paquetes separados entre sí por niveles fangolíticos.

FORMACIÓN LISANDRO

Esta formación en su localidad tipo (Cerro Lisandro), presenta un paisaje de lomadas chatas y redondeadas de color rojo que la hacen identificable. Sobreyace en concordancia con la Formación Huincul. En esta unidad predominan las fangolitas rojas con fangolitas grises subordinadas, estas presentan una estructura interna maciza, en potentes bancos. Intercalan en forma rítmica areniscas grises de grano medio, cuarzosas, con estructura entrecruzada de bajo ángulo y pistas de vermes, que ponen de manifiesto débil a moderada energía de depositación. El espesor varía entre 70-150 m (Cazau y Uliana, 1972).

Los niveles de fangolitas pardo rojiza y roja de granulometría promedio: 30% arcilla, 64% limo y 18% arena se hallan dispuestas en bancos tabulares-lenticulares de amplia distribución lateral. Las fangolitas gris-verdosas (50% arcilla-38% limo-21% arena, valores promedio), se hallan subordinadas a las rojas y al igual que estas internamente son macizas.

Los espesores de las fangolitas pardo-rojizas y rojas oscilan entre 2,5 m y 7 m en tanto que las grises son de menor potencia y los mas frecuentes son niveles de 1 metro.

Las areniscas de grano medio, color gris, son cuarzo-feldespáticas con cemento arcilloso, en ocasiones en el contacto inferior se observan niveles discontínuos de yeso de hasta 2 cm de espesor, su selección es moderada y se dispone en bancos tabulares-lenticulares con fuerte laminación horizontal y baja cohesión.

Las areniscas de grano medio a grueso se hallan representadas por niveles tabulares de grano medio a grueso, color gris, moderada selección, de composición cuarzo-feldespática y cemento carbonático y estructura entrecruzada en artesa.

SUBGRUPO RÍO NEUQUÉN

FORMACIÓN PORTEZUELO

La sucesión litológica se destaca por su coloración amarilla y buena expresión morfológica, constituido por areniscas, con intercalaciones de fangolitas y conglomerados.

Las fangolitas son de color rojo intenso, macizas, constituyen cuerpos de espesores reducidos y su distribución vertical muestra un máximo hacia la parte media del miembro. Los conglomerados son de carácter polimíctico, en tanto que las areniscas son cuarzo-feldespáticas, de grano grueso, mala selección, con estructura interna entrecruzada de alto ángulo, indicativas de un aumento de energía depositacional.El espesor dado para este miembro varía entre los 100-130 m (Herrero Ducloux,1938).

Novas y Coria (1989), dan a conocer hallazgos de restos fósiles en la Sierra del Portezuelo, estos están constuidos por de restos de therópodos y otros vertebrados (peces, tortugas, cocodrilos, saurópodos y ornitisquios), probablemente de edad Cenoniana temprana.

Según puede observarse, las pelitas conforman cuerpos tabulares-lenticulares de fangolitas y arcillas limosas rojas y grises subordinadas, estas últimas además interdigitan a las rojas y en ocasiones se observan formas nodulares de la misma. Internamente son macizas y se encuentra yeso distribuido en forma irregular en delgadas láminas de carácter secundario.

Los espesores de las fangolitas rojas son notablemente superiores, del orden 2 a 6 m, en tanto que las grises no superan el 1,5 m para el perfil Puesto Ojo de Agua.

Las areniscas de grano fino a medio, de color gris, selección baja a moderada, baja cohesión y de composición cuarzo-feldespática. En tanto que las areniscas de grano medio a grueso son de color gris a gris-amarillento, de disposición tabular-lenticular con cohesión moderada, composición cuarzo-feldespática con cemento carbonático. Las estructuras frecuentes son entrecruzadas en artesa. Otro ras-

go distintivo es la presencia hacia el techo de pulsos de mayor granulometría, de mala selección, de tipo polimícticos, intraclastos de fangolita y niveles de óxidos de hasta 2 cm de espesor y la ocasionalmente conglomerados intraformacionales.

FORMACIÓN PLOTTIER

Esta formación muestra una pobre expresión morfológica de color rojo intenso. Litológicamente representado por fangolita roja dominante, maciza, en bancos de gran espesor, alternan areniscas claras, las que presentan estructura laminar. El techo puede ser transicional y es indicativo cuando aparece una importante secuencia arenosa. Cazau y Uliana (*op. cit.*) interpretan condiciones de moderada a débil energía ambiental.

Según Herrero Ducloux los máximos espesores se encuentran en la parte occidental de la cuenca -590 m Cerro Villegas-, para el centro de la misma 250 m, con notable disminución hacia el noreste y sudeste -20 metros.

En el perfil realizado en la Mina La Salvación II los niveles de fangolitas y limolitas de color rojo se presentan en espesores de 3 a 5 m, con valores de arcilla inferiores a 15%, limo 37 a 61% y de arena de 20 a 50%.

Las areniscas de grano fino, medio y grueso son de color gris, cuarzo-feldespáticas, con cemento carbonático, selección y cohesión moderada. Se presentan en bancos tabulares -lenticulares de extensión lateral cuyos espesores varían desde 1 a 3 m, con presencia de delgados niveles discontínuos de yeso.

SUBGRUPO RÍO COLORADO

FORMACIÓN BAJO DE LA CARPA

Esta unidad se encuentra caracterizada litológicamente por secuencias arenosas de grano medio a grueso, baja a moderada selección, cuarzosas; estratificadas en bancos gruesos, irregulares, con estructura interna entrecruzada tangencial simple. Intercalan fangolitas pardo rojizo, gris verdoso, masivas. El limite superior queda definido por la aparición de fangolita rojo ladrillo y disminución de las areniscas. Los espesores mas importantes se encuentran en la parte occidental y austral de la cuenca, 200 m y 130 m respectivamente, disminuyendo hacia el centro y de oeste a este.

Como en las otras unidades arenosas hacia el centro de la cuenca se observan niveles rojos en forma de paredones. Cazau y Uliana (*op. cit.*), sugieren que esta formación representa condiciones de fuerte a moderada energía ambiente.

Gazzera y Calvo (1991) proponen una correlación bioestratigráfica para este miembro entre las localidades de Neuquén y Paso Córdoba basados en el hallazgo de *Notosuchus*, *Dinilysia*, *Patagopterix,* aves de la Subclase *Enantiornithes y* dinosaurios *Therópoda* de pequeño tamaño, asignando estos niveles al Cenoniano.

Los niveles de fangolita conforman cuerpos tabulares-lenticulares, excepcionalmente una fangolita arenosa,limolitas rojas y alguna de color gris subordinadas, de amplia extensión areal.

Los espesores son mayores para las fangolitas -3m- y menores para las limolitas -1,5m-. Internamente son macizas y en ocasiones las limolitas presentan estratificación laminar discontínua.

Las areniscas de grano medio a grueso son de color gris, de baja a moderada selección y cohesión; estos bancos de formas tabulares-lenticulares muestran estructuras entrecruzadas en artesas y tangencial, pulsos de mayor granulometría, conglomerado fino, de tipo polimíctico con intraclastos pelíticos.

FORMACIÓN ANACLETO

Esta formación de color rojo brillante y pobre expresión morfológica se halla constituído por fangolitas rojas, pardo rojizas y gris, areniscas subordinadas de grano medio, moderada selección, colores claros, con estructura laminar, entrecruzada de bajo ángulo y tangenciales.

El techo se define por la aparición de niveles de arcilita verde-grisácea de Formación Allen. Los espesores máximos se encuentran en la zona de Rincón de los Sauces -150 m- disminuyendo hacia el oeste. Cazau y Uliana (*op. cit.*), refieren además la existencia de restos fósiles de dinosaurios y troncos opalizados. Esto conlleva a los mismos a sugerir un ambiente depositacional de moderada a débil energía. Las características antes mencionadas, según los autores, las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto se hallan vinculadas por un contacto lateral interdigitado, por lo que buena parte de la sección superior de Anacleto resulta sincrónica con la parte media superior de Bajo de la Carpa.

Las fangolitas son de color pardo-rojizas y grises, éstas últimas menos frecuentes, cuya granulometría promedio es: 61% de arcilla, 50% de limo y menos del 10% de arena. Los bancos tienen forma tabular-lenticular, en los que los espesores oscilan entre 1 a 3 metros.

Las areniscas de grano fino a medio de esta secuencia son de color gris, en ocasiones tenidasde rojo por el lavado de las fangolitas; su selección es moderada y su cohesión de baja a moderada. Su composición es cuarzo-feldespática, en general con cemento carbonático. Tienen espesores delgados en tanto se hallan subordinadas a las fangolitas, mientras que los términos superiores de la formación se las encuentra de hasta 7 m de espesor.

MINERALOGÍA

Pelitas

El diagnóstico de la composición mineralógica de las pelitas analizadas en los perfiles seleccionados fue realiza-

Grupo	Formación	% mat. illítico	% IE (tipo)	% caolinita + clorita
R. Colorado	Anacleto	25	71 (RO)	4*
	B. Carpa	27	70 (RO)	3*
R. Neuquén	Plottier	32	63 (RO)	5*
	Portezuelo	34	62 (RO)	4
R. Limay	Lisandro	30	55 (RO)	15
	Huincul	70 a 90	10 a 30 (R1-R3)	10-30

Tabla 2. Valores de los porcentajes semicuantificados de los argilominerales en la fracción < 2 micrones, representativos de cada una de las formaciones. Mat. illítico (material illítico), IE (interestratificado Illita/Esmectita), * sólo caolinita.

do metodologías diferentes, de tal modo para la fracción arcilla (<2 μ) por difractometría de rayos X, según Brindley y Brown (1980) y Reynolds (1970), con semicuantificación de los argilominerales y para los minerales acompañantes (>62 μ) por microscopía óptica cuantificados por conteo.

En la tabla 2 se señalan los porcentajes respectivos.

Mineralogía de la fracción < 2 μ

Formación Huincul. Se determinó que el argilomineral principal de la fracción <2 μ de las fangolitas es Illita + I/S (ó ISII). El interestratificado varía de tipo R1, en el techo, a tipo R3 hacia la base, lo que muestra un aumento del porcentaje de capas de illita en el interestratificado y una disminución en el mismo sentido del porcentaje de capas de esmectita.

Como argilominerales secundarios en esta misma fracción se encuentran caolinita + clorita en valores inferiores a 30%.

Formación Lisandro. El mineral arcilloso predominante para la fracción < 2 μ es un interestratificado de tipo R0 -I/S con valores variables de Sm de 50%, material illítico secundario. En menor proporción se encuentra caolinita + clorita.

Esta asociación mineral forma parte del proceso gradual de illitización de toda la secuencia, mostrando un menor grado de ordenamiento del interestratificado, en el cual el tipo de orden es R0, aumentando el porcentaje de esmectita hasta 50%, con la consecuente disminución de la presencia de illita. El material illítico que lo secunda muestra baja cristalinidad.

Formación Portezuelo. El argilomineral principal es un interestratificado de tipo R0 I/S con porcentajes de Sm entre 40 y 60%, y como secundarios a este se halla material illítico y caolinita + clorita; esta distribución se mantiene en la parte media del perfil; desde allí y hasta el techo del mismo, el mineral arcilloso predominante es el material illítico, le siguen en abundancia el IE I/S -tipo R0- y caolinita + clorita.

Estas características de los argilominerales siguen mostrando la continuidad el proceso de illitización gradual que mantiene aquí los porcentajes de capas expansivas en ligero aumento respecto de la Formación Lisandro que la subyace.

Formación Plottier. La mineralogía de la fracción < 2 μ muestra como argilomineral principal al IE tipo R0 I/S (>80% Sm) y, subordinados a éste, material illítico y caolinita + clorita.

A partir de esta formación y hasta terminar la secuencia estudiada, los interestratificados indican un bajo grado de illitización al hallarse representados por una notable disminución del porcentaje de illita dentro del interestratificado. En cuanto al material illítico que lo secunda se observó baja cristalinidad

Formación Bajo de la Carpa. Las fangolitas presenta como argilomineral predominante un IE tipo R0 con altos porcentajes de capas expansivas -hasta 80%- y como secundarios material illítico y caolinita + clorita.

Formación Anacleto. Las pelitas muestran el menor grado del proceso de illitización hallado en la secuencia. Este se expresa en el argilomineral predominante como un interestratificado tipo R0 con altos contenidos de capas expansivas -hasta 90% Sm-, secundado por material illítico de baja cristalinidad y caolinita + clorita menor del 10%.

Mineralogía > 62 μ

En todas las pelitas de las formaciones antes descriptas, los principales componentes de los minerales livianos identificados son: cuarzo, feldespatos potásicos y muscovi-

Formación	P. seco	Humed	ppc	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	NaO
Anacleto	92	8	14,60	56,40	18,28	6,89	4,06	3,00	2,63	2,12
B.de la Carpa	95	5	3,50	65,51	14,45	4,08	1,98	2,03	0,97	3,13
Plottier	95	5	2,84	71,46	13,12	2,41	1,28	1,53	1,19	2,36
Portezuelo	98	2	4,13	57,26	18,72	4,62	1,73	2,57	1,62	2,13
Lisandro	96	4	7,71	66,00	15,89	4,47	0,94	0,42	2,63	2,37
Huincul	96	4	8,22	56,87	21,90	8,09	0,80	1,88	3,50	1,30

Tabla 3. Análisis químicos valores promedios de muestra pelítica total expresados en % en base seca.

ta. Las distribuciones de estos componentes no ofrecen tendencias muy definidas a los largo de la secuencia, aunque es destacable la mayor madurez mineralógica que muestran estos componentes principales en la parte basal del Supergrupo.

Análisis químicos

Los materiales arcillosos analizados tienen altos tenores en óxidos de hierro - 4,5 % a 7 % - lo que les confiere las coloraciones rojizas características en estado natural y cocido. Las muestras correspondientes a la Formación Anacleto contiene las mayores proporciones de calcio y magnesio, constituyentes de carbonatos detectados en los análisis mineralógicos (tabla 3). Estas sustancias contribuyen a disminuir los puntos de fusión. La baja refractariedad vinculada con porcentajes de alúmina inferiores a 20 % y los contenidos en hierro y carbonatos, son limitantes de las aplicaciones de estos materiales arcillosos.

Propiedades tecnológicas

En la tabla 4 se observa una síntesis de los resultados de ensayos tecnológicos orientativos para aplicaciones en cerámica realizados en muestras representativas de las pelitas.

Los colores en crudo son rojos y marrones que a 900ºC se intensifican, llegando a marrones rojizos oscuros a 1050ºC. La coloración está vinculada a la presencia de óxidos de hierro.

En general son materiales arcillosos de plasticidad media a alta, en relación inversa a su contenido de arena y característica del tipo de minerales arcillosos predominantes (interestratificado illita/esmectita).

La absorción de agua indicada por el límite líquido, está íntimamente relacionada con la elevada contraccción que afectan a las muestras desde el estado plástico al estado seco a 105ºC, que varía entre 8,3 % a 21,7 %. También estos materiales tienen alta contracción desde el estado seco al estado cocido a 900ºC, variable entre 3,4 y 9,6 %.

La mayoría de los materiales muestran un punto de cocción óptimo alrededor de los 900ºC, a partir de los cuales comienzan a mostrar deformaciones, alabeos, agrietamientos, ampollas y comienzos de procesos de fusión, notables en las muestras de la Formación Anacleto. Ello está relacionado con el contenido de fundentes -óxidos de hierro, carbonatos y álcalis-.

Los parámetros antes citados (color, plasticidad, contracción y cochura), determinan que estos materiales arcillosos puedan ser utilizados solamente en cerámica roja para la fabricación de ladrillos estructurales y tejasy como componentes minoritarios en pastas para la producción de pisos y revestimientos cerámicos y de gres.

MODELO GENÉTICO

Modelo. Fangolitas y limolitas vinculados a llanuras de inundación

Descripción. Fangolitas y limolitas rojas, pardo-rojizas y grises con intercalaciones de bancos de areniscas.

Edad. Cretácico superior

Unidad litoestratigráfica. Grupo Neuquén, Subgrupo Río Limay (Formaciones Huincul y Lisandro), Subgrupo Río Neuquén (Formaciones Portezuelo y Plottier) y Subgrupo Río Colorado (Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto).

Ambiente deposicional. Fluvial meandriforme - llanuras de inundación.

Ambiente tectónico. Cuenca Neuquina. Area Extrandina o de engolfamiento (cuenca de retroarco).

Los afloramientos del Grupo Neuquén, de edad cretácica superior, se encuentran representados por depósitos continentales-fluviales de extensa distribución areal en la Cuenca Sedimentaria Neuquina.

Esta secuencia se halla constituida por una sucesión de hasta 1.400 m de areniscas y pelitas rojas y grises en las que se reconocieron los Subgrupos Río Limay, Río Neu-

Formación	LL	LP	IP	Contracc. % P-S	Contracc. % S-C	Pérd. peso % S-C	Abs. Agua 900ºC	Color 900ºC	Proceso Sec-cocción
Anacleto	73,5	40,0	33,5	12,7	5,4	5,8	4,5	marrón rojizo	satisfactorio
Anacleto	58,5	34,2	24,3	11,0	4,0	6,6	8,9	marrón rojizo	poco satisfactorio
Portezuelo	43,1	24	19,1	9,5	0,1	1,8	13,8	marrón rojizo	poco satisfactorio
Portezuelo	37,2	20	17,2	7,1	0,1	2,6	14	marrón rojizo	satisfactorio
Lisandro	54	22,4	31,6	14,4	2,3	3,9	6,3	rojizo	poco satisfactorio
Lisandro	45,2	24,1	22,1	11,6	0,7	3,3	13	rojizo	poco satisfactorio
Huincul	60,3	27,2	33,1	13,7	1,4	3	11,4	marrón	poco satisfactorio
Huincul	64,3	27,8	36,5	11,2	4,9	3,9	3,3	rojizo	poco satisfactorio

Tabla 4. Ensayos físicos sobre pelitas. LL, LP, IP = Límites de Atterberg; P-S: estado plástico a seco a 105ºC; S-C: estado seco a coocido a 900ºC.

quén y Río Colorado, subdivididas en siete formaciones (Cazau y Uliana, 1972; Ramos, 1981). Estos sedimentos pelíticos, en su mayoría fangolitas, limolitas y arcilitas subordinadas, representan la depositación del material fino en un sistema fluvial meandriforme y dentro de este en una llanura de inundación.

Las formaciones inferiores exhiben evidencias de una meteorización moderada a alta para el material original del detrito, asociada con condiciones de oxidación junto a madurez mineralógica y textural, con una disminución significativa de estos procesos hacia las formaciones superiores.

La mineralogía de la fracción <2 μ hallada en la secuencia involucrada en este estudio mostró un proceso gradual de illitización según se describe a continuación:

En la Formación Huincul, inferior del grupo, se encuentra fundamentalmente una asociación de illita + interestratificado illita/esmectita, con el mayor grado de ordenamiento hallado (tipo R1 y R3) con más del 60% de capas de illita, siendo este único miembro en el que predomina la illita por sobre el interestratificado.

Este proceso continúa hacia las formaciones superiores con disminuciones graduales del porcentaje de capas de illita en el interestratificado, pasando a tipo R0, secundado por material íllítico, caolinita + clorita.

En la Formación Portezuelo se observó que el interestratificado dominante -I/S- es también de tipo R0 con 40 a 60% de capas de esmectita. De esta manera se define una argilozona inferior correspondiente a mesodiagénesis tardía.

Esta transformación se acentúa en las miembros que lo suprayacen hasta llegar a la Formación Anacleto -techo de la secuencia estudiada- donde predomina el interestratificado tipo R0, el que alcanza hasta un 80% de capas de esmectita. Esta característica define una argilozona superior de mesodiagénesis temprana a eodiagénesis.

La variabilidad de las características descriptas para los sedimentos pelíticos de los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado, sugiere la presencia de un proceso de diagénesis que afecta al paquete sedimentario transformando, en función del tiempo, las propiedades químicas, mineralógicas y texturales de los materiales detríticos originales (Pettinari, 1995).

BIBLIOGRAFÍA

Brindley, G. y Brown, G., 1980. Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. *Ed. Min. Society, London,* 544 p.

Cazau, L. y Uliana, M., 1972. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 131-163.

Coria, R. y Salgado. L., 1993. Un probable nuevo neoceratosauria novas, 1989 (Theropoda) del miembro Huincul, Formación Río Limay, Neuquén. Resumenes de las 10º Jornadas Argentinas de Vertebrados. *Ameghiniana,* 30 (3): 327.

Bracaccini, I., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 25 (2): 275-282.

Danieli, J. C. y Giusiano, A., 1992. Geología y Recursos Minerales del Departamento Cofluencia. *Dirección de Minería del Neuquén Boletín, 1, Ministerio de la Producción*, Neuquén.

Danderfer, J. y Vera, D., 1992. Geología y Recursos Minerales del Departamento Cofluencia. *Dirección de Minería del Neuquén Boletín, 1, Ministerio de la Producción,* Neuquén.

Di Paola, A. y Marchese, H., 1970. Relaciones litoestratigráficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul, Provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 25 (1): 111-120.

Digregorio, J. y Uliana, M., 1978. Estratigrafía de las Acumulaciones Mesozoicas. Relatorio *7º Congreso Geológico Argentino.* 37-49. Neuquén.

Gentili, C., 1950. Descripción Geológica de la Hoja 35c. Ramón Castro (Neuquén). *Bol.72.Min.Ind. y Com. Direc.Gral Minería.* Buenos Aires.

Giusiano, A. y Lueduena,D., 1989. Plan Arcillas-Limos arcillosos del Grupo Neuquén. Informe Final. Inédito. *Dirección Provincial de Minería del Neuquén.*

Herrero Ducloux,A., 1946. Contribución al conocimiento Geológico del Neuquén Extraandino. *Boletín Informativo Petrolero,* 13 (266): 245-281. Buenos Aires.

Keidel, J., 1917. Informe Geológico sobre el yacimiento Challacó. Territorio del Neuquén. *Editorial Peuser.* Buenos Aires.

Legarreta, L. y Gulisano, C., 1987. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *10º Congreso Geología Argentina,* 87-96. Tucumán.

Novas, F. y Coria, R., 1989. Nuevos dinosaurios Terópodos del Cretácio Superior de Patagonia. Resúmenes 7º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. *Ameghiniana,* 30 (23-24): 247.

Pettinari, G. y Barredo, S., 1994. Mineralogía del sector medio-superior del Miembro Huincul, Formación Río Limay, Grupo Neuquén, en Challacó, provincia del Neuquén. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia.* I.R.M. La Plata: 295-304.

Pettinari, G., 1995. Evolución mineralógica de los sedimentos pelíticos del Grupo Neuquén entre Cerro Challacó y Paso Córdoba, provincias del Neuquén y Río Negro, República Argentina. *Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba.*

Ramos, V., 1978. Estructura. *7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio*. Neuquén.

Reynolds, J. y Hower, J., 1970 .The nature of interlayering in mixed layer -illite-montmorillonite. *Clays and Clay minerals,*18: 25-36.

Vallés, J. y Pettinari, G., 1996. Arcillas Rojas del Departamento Añelo. Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo. Provincia del Neuquén.*Dirección Nacional del Servicio Geológico y DirecciónProvincial de Mineríadel Neuquén. Boletín,* 3.

Wichmann, R. 1927. Sobre las facies lacustre Senoniana de los estratos con dinosaurios y su fauna. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 30. Córdoba.

Valles, J. M. y A. Impiccini, 1999. Bentonitas de la Cuenca Neuquina, Río Negro, Neuquén y La Pampa. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1113-1125, Buenos Aires.



BENTONITAS DE LA CUENCA NEUQUINA RÍO NEGRO, NEUQUÉN Y LA PAMPA

Jorge M. Valles[1] y Agnes Impiccini[2]

INTRODUCCIÓN

En el ámbito de la cuenca sedimentaria Neuquina, se encuentran numerosos depósitos de bentonita que constituyen, junto a aquellos de las provincias cuyanas, los dos distritos mas importantes del país. Parte de ellos pertenecen a las secuencias de sedimentos marinos litorales y transicionales del Senoniano y se emplazan en la Formación Allen, dentro del Grupo Malargüe, de edad Cretácico superior. Se extienden en la zona extraandina de la cuenca, en las provincias de Río Negro, La Pampa y Neuquén, la mayoría al este del meridiano de 68º40'. Constituyen lo que puede denominarse como subregión mineralogenética de bentonitas del Cretácico superior.

La otra, de importancia equivalente, se localiza principalmente al oeste de la primera en terrenos terciarios continentales atribuidos al Mioceno, en las formaciones correlacionables Collón Cura y Chichinales, en los Departamentos Zapala y Añelo, provincia de Neuquén.

En la actualidad, los yacimientos más importantes se explotan en alrededores del Lago Pellegrini -Río Negro-, en el Departamento Puelén -La Pampa- y en la zona de Barda Negra y Cerro Bandera -Neuquén- aunque los niveles localizados en terrenos cretácicos del borde oriental del Bajo del Añelo, fueron los más antiguos conocidos en la Norpatagonia. En volúmenes reducidos y en forma discontinua, se registran allí extracciones desde hace más de 55 años. También en la década del 40, simultáneamente con el comienzo de la explotación de arcillas plásticas, se inicia la de bentonitas en el Departamento Zapala, aunque es a partir de la década del 60, que se generalizan e incrementan las explotaciones como consecuencia de la demanda en la exploración petrolera.

Los diversos yacimientos, son trabajados en canteras a cielo abierto que proveen a seis plantas de procesamiento distribuidas en la región, donde las bentonitas se muelen, mezclan y embolsan, obteniéndose productos -algunos de ellos tipificados- que abastecen mercados nacionales y latinoamericanos. Al tratarse de bentonitas sódicas naturales, por sus propiedades reológicas, ligantes y de sorción tanto como por sus elevados hinchamientos y superficies específicas, son adecuadas para la preparación de fluidos de inyección de pozos de petróleo, de arenas de moldeo para fundición, de pelets de minerales de hierro así como usadas en la impermeabilización de obras hidráulicas, en la industria cerámica y numerosas otras aplicaciones.

Las primeras citas sobre la existencia de bentonitas en Añelo, corresponden a Bordas en un trabajo de 1943. Iñíguez *et al*. (1972) describen en un detallado estudio las bentonitas del Lago Pellegrini. Consultores del Plata (CFI) en 1971 caracterizan las propiedades de las bentonitas de Zapala así como Sudamconsult y Asociados en 1973 (CFI). Angelelli *et al*. (1976), recopilan y amplían características geológicas y propiedades de yacimientos regionales. Fontana *et al*. (1973) analizan la aptitud para uso en fundición de productos de yacimientos regionales. Vallés (1987) establece un modelo de posición estratigráfia para las bentonitas de la cuenca. Domínguez (1981) publicó un estudio especifico de la mina Don Jaime en Cerro Bandera. Los estudios recientes más extensos sobre la geología y caracterización de los materiales, fueron los realizados por Vallés *et al.* (1988, 1989, 1992), Vallés y Giaveno (1993), Impiccini (1993) y Cravero *et al*. (1987). Pelz (1988) describe las pro-

[1] *Universidad Nacional del Comahue - CONICET*

[2] *Universidad Nacional del Comahue, Departamento Geología y Petróleo, CIMAR.*

AÑO	PRODUCCIÓN (Toneladas)	AÑO	PRODUCCIÓN (Toneladas)
1986	49.103	1992	18.975
1987	36.865	1993	15.600
1988	57.988	1994	26.870
1989	27.500	1995	25.000
1990	25.000	1996	35.500
1991	28.000	1997	30.000

Tabla 1. Producción de bentonita en la provincia de Neuquén, durante el periodo 1986-1997.

AÑO	PRODUCCIÓN (Toneladas)	AÑO	PRODUCCIÓN (Toneladas)
1986	22.798	1992	19.512
1987	25.247	1993	12.841
1988	29.529	1994	31.454
1989	11.223	1995	23.511
1990	22.907	1996	24.636
1991	16.297	1997	32.300

Tabla 2. Producción de bentonita en la provincia de Río Negro, durante el periodo 1986-1997.

piedades y aptitudes de los materiales de dos yacimientos en el área de Barda Negra. Giusiano y Ludueña (1990) realizan perfiles estratigráficos en el Departamento Zapala incluyendo los horizontes bentoníticos.

En la descripción de las Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de los Departamentos Zapala y Añelo, Danieli (1997) y Vallés e Impiccini (1996), desarrollan los modelos deposicionales y descriptivos para las bentonitas de dichas zonas. Impiccini (1995) en su Tesis Doctoral analiza en profundidad la mineralogía y génesis de los depósitos cretácicos. La Dirección de Minería de Río Negro junto con la Secretaría de Minería de la Nación, presentaron una diagnosis sobre las bentonitas del Departamento Gral. Roca (1996), con útiles informaciones referidas a producción de las minas y a las empresas productoras. Datos que también son informados por las otras Direcciones de Minería de las respectivas provincias.

PRODUCCIÓN DE BENTONITA DEL DISTRITO

PROVINCIA DEL NEUQUÉN

La principal zona de producción de esta provincia corresponde a los yacimientos del Departamento Zapala, en cercanías de la meseta de la Barda Negra y de los cerros del Portezuelo y Bandera. Los depósitos cretácicos del Departamento Añelo, se han explotado en mucho menor proporción y en forma discontinua, permaneciendo prácticamente inactivos desde 1993. En años mas recientes, fueron descubiertos depósitos de bentonita en el área de Bajada La Tordilla, pertenecientes a secuencias continentales terciarias, que han sido incipientemente explorados y sus materiales probados en carácter experimental.

La producción total de la provincia fue de 30.000 t en el año 1997. De esta producción, un 50 % se utiliza en la perforación petrolera, un 30 % en la industria metalúrgica y el 20 % en cerámica y otras actividades. La producción se comercializa principalmente en el país y un 10 % es exportado a Brasil y esporádicamente a Chile, Bolivia y Colombia.

En la tabla 1 se muestra la evolución de la producción de bentonita en el período 1986-1997.

PROVINCIA DE RÍO NEGRO

En esta provincia, se registra producción de bentonitas desde hace aproximadamente 35 años. Mas de un 80% proviene de las canteras ubicadas en torno al lago Pellegrini.

Un 10 % se extrae de los yacimientos del norte de Allen y General Roca y otro tanto de la zona de Aguara, a orillas del río Colorado. El principal destino es la industria siderúrgica para arenas de moldeo en fundición y en segundo lugar, por sus excelentes características, para lodos de inyección en la perforación de pozos de petróleo.

Río Negro ocupa un lugar preponderante en el país entre las provincias productoras. De sus ventas, que ascendieron a 32.300 t en el año 1997 mas del 50 % se envía a exportación a Brasil para la industria siderúrgica y elaboración de alimentos balanceados.

En la tabla 2 se muestra la evolución de la producción del periodo 1986-1997.

PROVINCIA DE LA PAMPA

En esta provincia la producción de bentonita sale de los yacimientos ubicados en el Departamento Puelén, Colonia Chica y de una planta de molienda que opera en la localidad de 25 de Mayo. El destino de los productos es en primer lugar, el consumo Argentino de lodos de inyección de pozos petrolíferos y en segundo termino, arenas de moldeo para fundición, fabricación de pegamentos y como componente de alimentos balanceados.

La producción anual es de aproximadamente 14.000 t para el año 1995.

GEOLOGÍA REGIONAL DE LOS DEPÓSITOS DE BENTONITA CRETÁCICOS

En el ámbito de la cuenca Neuquina, en territorio de Río Negro, La Pampa y Neuquén se encuentran los depósitos pertenecientes a la subregión de bentonitas del Cretácico Superior.

Los niveles portadores de bentonita se encuentran ubicados en la Formación Allen, dentro de Grupo Malargüe, formando parte del engolfamiento de la cuenca sedimentaria Neuquina. En los mapas geológicos de las figuras 3, 5 y 8 se muestra el marco geológico regional de las áreas con bentonita.

La columna sedimentaria en el entorno, se inicia con los afloramientos de areniscas y fangolitas rojizas de la Formación Anacleto, perteneciente al Supergrupo Neuquén. A continuación se apoya en discordancia el grupo Malargüe, que contiene las formaciones Allen, Jagüel, Roca y Carrizo.

La Formación Allen esta integrada por cuatro facies. La facies basal esta compuesta por conglomerados y areniscas arcósica, de color gris amarillento, con abundantes estructuras sedimentarias y restos de plantas y huesos de dinosaurios. Los espesores son de hasta 19 m en el área del lago Pellegrini, no superando los 7 m en las otras áreas.

Continua la facies (2) compuesta por una secuencia de fangolitas con areniscas y bentonita. Las fangolitas de color gris oliva oscuro alternan con lentes de areniscas de grano muy fino hasta limo, son de colores mas claros y conforman estratificaciones mixtas. Los espesores llegan a 14 m en la zona del lago Pellegrini y 11 m en las minas de la provincia de La Pampa y Puesto Rebolledo en Neuquén.

La facies (3) esta compuesta de fangolitas, calizas, bentonita y niveles piroclásticos. El espesor es máximo en la zona del lago Pellegrini y Aguara llegando a 16 metros. En el Departamento Añelo y minas de La Pampa el espesor de esta facies es de 11 a 12 metros.

Las fangolitas son de color gris oliva a gris amarillento, intercalan en la secuencia lentes de areniscas y piroclátitas de colores claros. Las calizas son de dos tipos, estromatolíticas y clásticas, se disponen en estratos tabulares y formando grandes concreciones.

La Formación Allen culmina con una facies evaporítica bien caracterizada en la zona del La Yesera, donde se observa el máximo espesor, 18 metros. Hacia el oeste, zona de Puesto Rebolledo y El Caracol el espesor disminuye a menos de 6 metros. Compuesta principalmente por yeso, se observan algunos estratos de fangolitas y calizas algales.

Sobre la Formación Allen se ubica la Formación Jagüel, constituida por pelitas grises, verdes y amarillentas, con un contenido paleontológico característico de un ambiente marino poco profundo.

A continuación, de amplia distribución regional, se encuentra la Formación Roca consistente en calizas y margas bioclásticas con foraminíferos bentónicos, micritas, limolitas y calcáreos estromatolíticos y una culminación evaporítica con yeso.

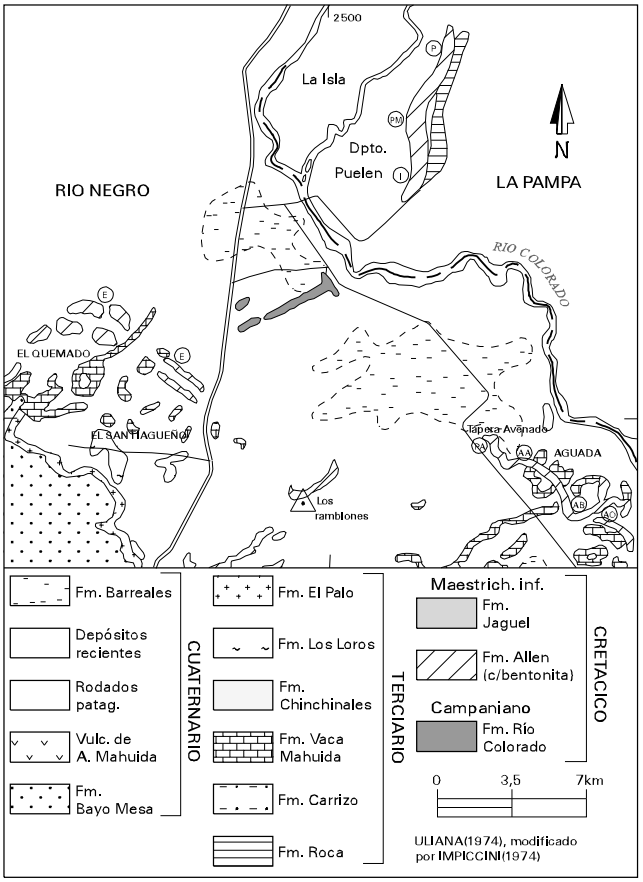


Figura 1. Geología regional de los depósitos cretácicos de bentonita.

En el Paleoceno-Eoceno temprano se completa el Grupo con las arcilitas y capas rojas de la Formación Carrizo atribuida a un pasaje hacia el medio continental de ambientes lacustres y de llanura aluvial.

En cuanto a la edad de la Formación Allen se la considera del Cretácico superior, más precisamente Campaniana, por su posición suprayacente al Supergrupo Neuquén y por debajo de la Formación Jagüel (figura 1).

PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Los yacimientos de bentonita se distribuyen en el sector noroeste de la provincia, en el Departamento General Roca y están incluidos en un estrecho rango dentro de la sección media de la Formación Allen. Al estar presentes prácticamente en todos los afloramientos de esta sección sedimentaria, esta circunstancia constituye una excelente guía para su búsqueda.

Se expone en las siguientes áreas principales:

-Área del Lago Pellegrini
-Área norte de Allen y General Roca
-Área del río Colorado y adyacencias

El mayor desarrollo de los depósitos se encuentra en el lago Pellegrini y es de allí de donde procede el grueso de la producción. En menor medida se aprovechan los yacimientos del norte de Allen y aquellos cercanos a la localidad de Catriel, a orillas del río Colorado.

ÁREA DEL LAGO PELLEGRINI

Ubicación

En el noroeste de la provincia de Río Negro, cercana a los municipios de Cinco Saltos, Barda del Medio y Comandante Cordero, los afloramientos circundan al lago Pellegrini -una cuenca artificial formada por las aguas del Río Neuquén- por el sur, este y noroeste.

Se accede a los mismos por la Ruta Nacional 151 desde las ciudades cabecera de los citados municipios recorriendo 10 km desde Cinco Saltos hacia el este. Los yacimientos se encuentran entre 25 y 30 km de la zona densamente poblada del Alto Valle del Río Negro.

Las minas en explotación se ubican en los alrededores del lago Pellegrini. Al sur-sudeste del mencionado lago, se obtiene la mayor producción del área, principalmente en los alrededores del IGM La Yesera, donde se encuentran las minas La Angelita, Ducobo, Enrique, entre otras. Otro sector importante se ubica en Lomas del Lago.

Geología de los depósitos

Los depósitos bentoníticos consisten en estratos subhorizontales de escaso espesor, pero de notable persistencia regional. Están expuestos en las pendientes topográficas de la denominada Cuenca Vidal que alberga al lago Pellegrini, en un amplio arco discontinuo que comprende los sectores noreste, sur y oeste de la depresión.

El material bentonítico se ubica dentro de un estrecho rango de la sección media de la Formación Allen cuyos afloramientos conforman barrancas profundamente disectadas por la erosión retrocedente, desarrollando un gran espesor de sobrecarga, motivo que limita la explotación del material.

Los estratos de bentonita mas potentes presentan en general formas tabulares, de gran extensión areal, en cambio los de menor espesor son de formas lenticulares. Los rangos de espesor de las capas van desde 0,15 m hasta poco más de 0,70 metros. Capas mayores de 0,50 m no son muy comunes. Se distinguen del conjunto de fangolitas que los contienen por sus colores más claros: verde claro, verde oliva y gris blanquecino, parcialmente teñido de óxidos de hierro donde el material se halla meteorizado.

En el sector sur oriental, entre los puntos trigonométricos La Yesera y Lomas del Lago, Iñiguez et al. (1975) midieron 7.600 m de afloramientos productivos con un manto principal de 0,40 m de potencia promedio. En los sectores sudoeste y noroeste, la longitud es de 4.150 y 5.900 m respectivamente, donde se reconocieron hasta dos horizontes, uno de 0,10 m y otro de 0,20 metros.

La secuencia en la cual se ubican los horizontes con bentonita, consta de potentes estratos de fangolitas, con algunas intercalaciones de lentes de arenitas y piroclastitas que conforman estratificaciones lenticulares, flaser y onduladas. Se observan restos vegetales carbonizados y en la zona del Cerro Miroli además fragmentos de invertebrados. El encape es de 10 a 16 m en el sector de La Yesera, 4 a 5 m en Lomas del Lago y de 5 a 6 m en la zona del Cerro Miroli (figura 2).

Los estratos no presentan grandes disturbaciones tectónicas. Solamente presentan deslizamientos (*slamps*) que originaron fallas de inclinación cercana a los 45º y rechazos que no superan los 2 m, resultando de utilidad recurrir a ciertas capas guía para una mejor ubicación en la secuencia

Empresas y minas en producción

Las empresas que operan en el área y a su vez titulares de minas son: Castiglioni Pes y Cía S.A., Cerro Duro S.A., Minera Carlos Suhr S.A., Minarmco S.A., Conidier S.A. y Talcomín Sur Minerales S.A.. No obstante, las tres primeras son las que concentran el 95 % de la producción del área.

Castiglioni, Pes y Cía es la principal empresa productora. Explota un conjunto de 5 minas denominadas La Angelita, Ducobo, Enrique, Lluvia y Tierra Blanca que cubren un total de 86 pertenencias mineras situadas en el sector sur del lago Pellegrini. Opera una planta de procesamiento con una capacidad de molienda de 14 t/hora, situada en Cinco Saltos cuyos productos se exportan en su mayor proporción.

Cerro Duro S.A. y Minera Carlos Suhr S.A. operan en asociación varios yacimientos ubicados en el sector sur oriental del lago, cubriendo 40 minas. Sus productos son procesados en la planta de molienda de la segunda sociedad citada ubicada en la localidad de Cinco Saltos, cuya capacidad instalada es de 1.600 t/mes.

Minarmco S.A. es titular de las minas Palermito I a IV situadas en el sector occidental del lago, en cercanías de la localidad de Sargento Vidal. La empresa explota estos yacimientos en forma esporádica enviando los productos a la planta de molienda que posee en la provincia de Neuquén, en la ciudad de Cutral Co. En ese sector del lago, la empresa Conidier S.A. dispone de 50 pertenencias correspondientes a 10 minas, actualmente inactivas, entre las cuales se cuentan 25 de Mayo, Alborada, Antonia y Argentina I. Talcomín Sur Minerales S.A. es concesionaria del grupo de 4 minas Lago Pellegrini, en explotación discontinua.

Del área del lago Pellegrini se extraen anualmente entre 20.000 y un poco mas de 30.000 t de bentonita.

Sistemas de explotación

Los sistemas de explotación son mecanizados y a cielo abierto. Los mantos explotables superpuestos y horizontales, en sectores uno y en otros dos, son delgados en relación a la cubierta de material estéril. Esta cubierta consistente entre 5 y 20 m de rocas pelíticas y delgadas intercala-

MUESTRA	M30	L2	C6	C8
Pérdida por calcinación	5,30	5,08	12,06	4,80
SiO_2	56,50	59,70	56,60	59,10
Al_2O_3	24,10	24,20	16,00	22,20
Fe_2O_3	3,80	4,00	6,00	5,60
CaO	1,65	0,70	1,47	1,20
MgO	3,63	2,92	1,27	2,16
Na_2O	2,95	3,00	4,04	4,30
K_2O	0,70	0,40	0,14	0,60
TiO_2	0,66			
CIC (meq/100g)				
Area Superficial (m^2/g)				

Tabla 3. Análisis químico, Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) y Area superficial, de muestras de bentonita del área lago Pellegrini (provincia de Río Negro).

ciones calcáreas y yesíferas. Previamente es escarificada mediante el uso de topadoras y luego removida con las mismas topadoras y con tractores con palas de arrastre, hasta descubrir el manto de bentonita, que luego es separado cuidadosamente con palas cargadoras frontales. Por la resistencia del material de encape, no es necesario recurrir al uso de explosivos.

Reservas

Iñiguez, et al. (1975) calculan que las reservas ascienden a 3.400.000 t, considerando un horizonte de bentonita en el sector de La Yesera y dos horizontes parcialmente superpuestos en las demás zonas: Lomas del Lago y Cerro Miroli.

Cálculos más recientes realizados por las empresas que explotan el material, consideran que estas ascienden a 2.500.000 t, sólo en el sector sur-sureste del lago Pellegrini.

Composición, calidad y propiedades tecnológicas

Para caracterizar a las distintas bentonitas se realizaron distintos tipos de ensayos químicos, físicos y tecnológicos. Los resultados hallados se muestran en las tablas 3, 4 y 5.

MUESTRA	Humedad %	L600 R.P.M.	VP	PF (cps)	Filtrado lb/100 pies2	(ml)
M30	11,20	45	28	17	11	10,40
L2	12,20	38	28	10	18	11,30
C6	11,00	23	17	6	11	13,50
C8	10,90	26	16	10	6	12,40

Tabla 4. Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). Muestras de bentonita del área lago Pellegrini (provincia de Río Negro). VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia.

Contenido de arcilla. El contenido de arcilla presente en estas bentonitas, varia entre 94 y 99 %, aunque el promedio es 98 %, lo cual indica que son materiales con alto grado de pureza.

Análisis químicos, CIC y Area superficial. En la tabla 1 se muestran los datos de la composición química. Se observa un elevado contenido en sodio, provenientes de las sales solubles y de los cationes retenidos en la intercapa. El magnesio deriva parcialmente de las posiciones octaédricas en la estructura de la arcilla y parte de las sales solubles y cationes intercambiables. En general muestran altas proporciones de hierro, variables entre 4 y 6 % de Fe_2O_3.

En general poseen una elevada capacidad de intercambio catiónico (CIC), que varia entre 76 y 97 mequ/100 gr. Los iones intercambiables son Na^+, Ca^{++}, Mg^{++} y K^+, con un neto predominio del primero, por lo que estas bentonitas pueden clasificarse como sódicas naturales y como tales se comportan.

Ensayos para lodos de perforación. Los ensayos reológicos y de filtrado se realizaron sobre dispersiones acuosas de bentonita al 6,42 % en peso e indican que todas las muestras cumplen con las especificaciones API (1993) para su utilización en lodos de perforación (tabla 4).

Ensayos para fundición. Se considera aquí la aptitud de estas bentonitas como aglomerante de arenas de moldeo utilizadas en la fundición de metales. De acuerdo a los requerimientos de la CEMP (1990) todas las muestra poseen hinchamientos superiores a 30, resistencia a la compresión en verde y en seco mayores a 1.1 y 2.0 kg/cm^2 respectivamente y muy bajo contenido en impurezas (tabla 5).

MUESTRA	pH	Impurezas % (en # 200)	Hinchamiento (ml/2g)	Resist. Compresión en Verde (Kg/cm^2)	Resist. Compresión en Seco (Kg/cm^2)
M30	8,11	0,50	33	1,25	2,15
L2	6,87	2,00	44	1,20	2,50
C6	6,80	1,00	38	1,31	2,41
C8	7,46	1,40	37	1,23	2,31

Tabla 5. Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (Norma CEMP, 1990). Muestras de bentonita del área lago Pellegrini (provincia de Río Negro).

Mineralogía

La arcilla que conforma estas bentonitas son esmectitas dioctaédricas, del tipo montmorillonita, obtenido por difracción de Rayos X.

MUESTRA	Humedad (%)	L600 R.P.M.	L300 R.P.M. (cps)	VP lb/100pies^2	PF (ml)	Filtrado
M1	8,40	30	25	5	20	12,80

Tabla 6. Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). Muestras de bentonita del área norte de Allen (provincia de Río Negro). VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia.

Las estimaciones semicuantitativas indican que el contenido de esmectita esta entre 94 y 99 %.

Como minerales acompañantes se observa principalmente feldespato, menos frecuentes se presentan cristales de cuarzo, clastos líticos, trizas de vidrio, ceolita de la serie heulandita-clinoptilolita. El feldespato es principalmente plagioclasa del tipo oligoclasa-andesina. En proporciones traza se observa, micas, yeso, calcita y minerales opacos.

Forma de las partículas. Las fotografías de pequeñas esquirlas del material muestran agregados irregulares, con formas de escamas, donde los individuos tienen los bordes curvados, configurando texturas en panal de abeja (*box work*). Los individuos que constituyen los tabiques delgados de esta red tridimensional, muestran gran desarrollo de la cara basal, están plegados, curvados y con los cantos festoneados semejando un pétalo de flor.

ÁREA NORTE DE ALLEN

Ubicación

Estos depósitos se localizan al norte de las ciudades de Allen y General Roca. Se arriba a estas minas partiendo desde la ruta Nacional 22 hacia el este, se recorren aproximadamente 12 km hasta la planta de bombeo y desde allí a pocos kilómetros se encuentran las minas: Morales I y Carolina I, actualmente en explotación, además en esta área se localizan las minas de la empresa Cemento San Martín S.A.

MUESTRA	Impurezas (en #200)	Hinchamiento (ml/2g)	RCV (Kg/cm^2)	RCS (Kg/cm^2)	ADSORCION AZUL METILENO (ml)	AM.550ºC
M2	1	40	1.30	2.10	55	49

Tabla 7. Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (Norma CEMP, 1990). Muestras de bentonita del área norte de Allen (provincia de Río Negro). RCV: Resistencia a la compresión en verde, RCS: Resistencia a la compresión en seco, A.M.550ºC: Adsorción de azul de metileno a 550 ºC.

Características de los depósitos

La mina Carolina I presenta 3 niveles productivos de bentonita, los cuales se explotan para diferentes usos, el inferior es utilizado en la industria metalúrgica. De los otros dos mantos se extrae un material mayormente utilizado como lodo de perforación.

El manto inferior tiene una potencia de 0,30 a 0,40 m, el medio 0,50 m y el superior 0,25 a 0,30 metros.

La mina Morales I presenta un solo manto de bentonita de 0,40 a 0,50 m de espesor.

La secuencia que incluye estos horizontes de bentonita esta constituida por fangolitas de color gris oliva oscuro con intercalaciones de lentes de areniscas y algunas piroclastitas.

La bentonita es de color verde claro a gris blanquecino, algunas son de colores más oscuros, ocres, debido a que los óxidos de hierro tiñen la roca. Es frecuente la presencia de yeso en forma de capas y venillas de pocos centímetros de espesor. El encape es de 3 a 4 m de espesor.

En las tablas 6 y 7 se muestran las características de las bentonitas utilizadas como lodo de inyección y aglomerante en fundición, los cuales presentan valores que caen dentro de los requeridos para tal uso.

Las reservas medidas para el yacimiento Carolina I son de 500.000 t considerando los 3 mantos de bentonita y para Morales I son 140.000 t (un solo nivel) y las reservas inferidas son 5.000.000 t para el primer yacimiento y 300.000 t para Morales I.

Empresas y minas en producción

Los titulares de derechos mineros en este sector son: Compañía Corral M.I.C.S.A., Cemento San Martín S.A. y Minera José Cholino e hijos S.R.L. Las minas Morales I y Carolina I, propiedad de la primer empresa citada, están en actividad. El mineral que produce es molido y embolsado en una planta de procesamiento ubicada en la localidad de P.A. Stefenelli, cuya capacidad de molienda es de 1.000 t mensuales.

En el área considerada, también se encuentran numerosos laboreos inactivos, aunque actualmente se ha comenzado la explotación de algunas minas pertenecientes a la empresa Cemento San Martín S.A. Dicha empresa tiene concedidas las minas María Elvira, Ana María, Allen, Norma, Mirta y Liliana, con 114 pertenencias que cubren 684 hectareas.

De esta zona provienen anualmente unas 4.200 t destinadas en un 50 % a fluidos de perforación, 30 a 35 % a arenas de moldeo, las cuales se exportan principalmente a Brasil y el resto a alimentos balanceados e inyecciones impermeabilizantes.

Sistemas de explotación

Al igual que en el resto de los yacimientos de bentonita de la Formación Allen, se explotan a cielo abierto, remo-

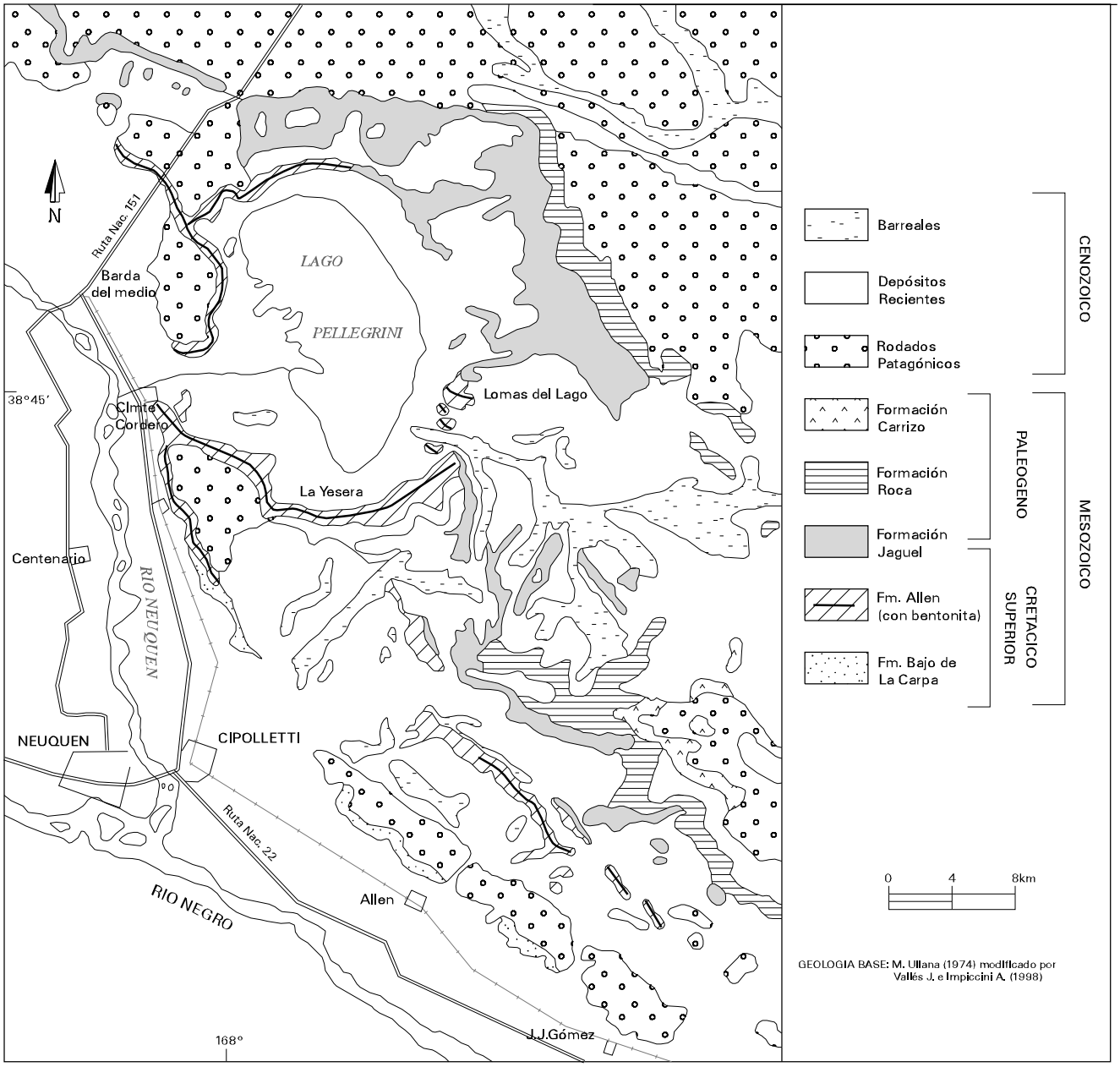


Figura 2. Área Río Colorado. Geología de los depósitos de bentonitas.

viendo una cubierta de estéril de aproximadamente 3 m de espesor, mediante topadora, para exponer los estratos bentoníticos.

ÁREA DEL RÍO COLORADO

Ubicación

Esta zona se localiza en la margen derecha del río Colorado, a la altura del kilómetro 111 de la Ruta Nacional 151. Hacia el este se accede al campo petrolífero de la empresa Perez Companc y desde aquí se recorren 23 km hasta la cercanía del Puesto Avendaño y el IGM Aguara donde se ubican las minas de bentonita.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

La secuencia de la Formación Allen portadora de los niveles bentoníticos aflora en una delgada franja que se extiende a lo largo de aproximadamente 10 km en sentido noroeste-sudeste (ver figura 2).

En el sector noroeste del área, la secuencia presenta un solo horizonte de bentonita, con un espesor de 0,40 a 0,50 m, cuya cubierta de estéril es de 7 metros. El material

está muy meterorizado y contaminado con yeso. La bentonita fresca es de color gris verdosa, pero al estar muy impregnada con óxidos de hierro y material carbonoso el color exterior es ocre a rojizo oscuro. En la base del estrato el material presenta mayor cantidad de impurezas, limo y arena.

Los frentes de explotación situados en el sector sudeste de la zona de Aguara tienen una potencia de 17 a 18 m y se observan tres mantos de bentonita, cuyos espesores varían desde 0,15 a 0,80 metros. La secuencia de los frentes está integrada por fangolitas gris oliva que intercalan con lentes limo-arenoso y rocas piroclásticas, formando estratificación lenticular. Hacia la parte superior intercalan bancos de calizas fosiliferas y estromatolitos.

En las minas ubicadas en el sector de Puesto Avendaño se observan tres capas de bentonita, con espesores de 0,20 a 0,50 m, de color gris verdoso a gris blanquecino. En todas las capas aumenta el tamaño granulométrico hacia la base y presenta grietas dispuestas irregularmente rellenas de yeso fibroso.

Composición, calidad y propiedades tecnológicas

Para caracterizar a las distintas bentonitas se realizaron distintos tipos de ensayos químicos, físicos y tecnológicos (tablas 8, 9 y 10).

MUESTRA Nº	AA	AB	AO	PA
Pérdida por calcinación	7,90	10,00	7,90	7,30
SiO_2	57,51	53,00	59,24	56,14
Al_2O_3	22,60	21,80	20,66	22,30
Fe_2O_3	4,80	5,50	4,48	5,56
CaO	0,60	1,40	0,40	0,70
MgO	3,08	2,74	3,39	3,20
Na_2O	3,30	4,50	3,57	4,40
K_2O	0,30	0,40	0,21	0,40
CIC (meq/100g)	88,00	108,00	92,00	92,00
Area superficial (m^2/g)	494,00	942,00	880,00	843,00
% de Smectita	95,00	99,00	99,00	99,00

Tabla 8. Análisis químico, Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) y Area superficial de muestras de bentonita del área del río Colorado y Aguara (provincia de Río Negro).

MUESTRA	Humedad	L600 R.P.M.	L300 R.P.M.	VP cps	PF lb/100pies^2	Filtrado (ml)
AA	15,20	24	14	10	4	13,00
AO	13,90	70	63	7	56	9,50
AB	11,60	49	40	9	31	10,80
PA	11,70	65	58	7	51	11,00

Tabla 9. Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). Muestras de bentonita del área del río Colorado y Aguara (provincia de Río Negro). VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia.

MUESTRA	pH	Impurezas (%) (en # 200)	Hinchamiento (ml/2g)	Resistencia Compresión en Verde (Kg/cm^2)	Resistencia Compresión en Seco (Kg/cm^2)
AA	7,32	0,09	24	0,98	2,04
AO	5,91	0,80	44	1,10	1,96
AB	5,27	0,10	43	1,30	1,89
PA	5,35	0,18	37	1,20	2,00

Tabla 10. Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (según Norma CEMP, 1990). Muestras de bentonita del área del río Colorado y Aguara (provincia de Río Negro).

Contenido de arcilla. El contenido de arcilla esmectítica en estas bentonitas es muy elevado, varía entre 95 y 99 %, pero la mayor parte de las muestras presenta 99 %.

Ensayos para lodos de perforación y fundición. Los ensayos reológicos y de filtrado (tabla 9) señalan que algunas muestras son aptas para el uso petrólero. De acuerdo a los requerimientos de la CEMP (1990) solo una de las muestras analizadas cumple con las condiciones necesarias para su uso en arenas de moldeo (tabla 10).

Mineralogía

Estas bentonitas están compuestas casi exclusivamente por montmorillonita. Como impurezas se observa: feldespato, cuarzo, ceolita y yeso. Al microscopio se observan trizas de vidrio, clastos líticos, oligoclasa y minerales opacos.

Empresas y minas en producción

La empresa Minera José Cholino e Hijos S.R.L. es titular de la mina Aguará y otras que conforman un grupo de 19 minas y cubren una superficie de 351 hectáreas. Las bentonitas producidas son comercializadas en bruto a otras empresas que las dosifican con otros productos para obtener calidades comerciales.

De esta zona se extrae una cantidad del orden de las 3.000 t anuales.

Sistemas de explotación

A cielo abierto, mecanizada.

GÉNESIS DE LOS DEPÓSITOS DE BENTONITAS CRETÁCICOS

Existen evidencias que las bentonitas que se ubican estratigráficamente en la Formación Allen se formaron por alteración de vidrio volcánico, sedimentados en ambientes ácueos, procedentes de la zona andina occidental que se

MINA	ISLAS MALVINAS	PERITO MORENO	LAPAMPA (SUPERIOR)	LAPAMPA (INFERIOR)
Pérdida por calcinación	6,20	6,30	8,40	6,00
SiO_2	63,00	57,10	59,70	56,80
Al_2O_3	19,10	22,72	18,80	22,00
Fe_2O_3	4,60	4,68	5,05	5,64
CaO	0,20	0,62	0,80	1,60
MgO	2,83	3,33	3,00	2,40
Na_2O	3,30	4,58	3,47	4,02
K_2O	0,50	0,42	0,70	0,85
TiO_2				0,87
CIC (meq/100g)	109,00	88,00	96,00	95,00
Area Superficial (m^2/g)	962,00	850,00	992,00	722,00

Tabla 11. Análisis químico, Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) y Area superficial de muestras de bentonita de la provincia de La Pampa.

trasladaron como cenizas hasta la zona de engolfamiento de la cuenca, provocando acumulaciones de gran extensión areal y de escaso espesor. Lo abrupto del comienzo y fin de los episodios podría ser explicado por acontecimientos piroclásticos de corta duración cuyo transporte eólico a través de cientos de kilómetros, provocó una segregación y concentración de los elementos más livianos tales como cenizas vítreas.

La acumulación habría sido preservada únicamente en los cuerpos de agua sin oleajes ni corrientes del tipo de los descriptos y por el contrario, diseminados y contaminados aquellos que lo hicieron en ambientes emergidos o marinos con mayor grado de energía. Existen pruebas de origen volcánico del material original tales como la presencia de trizas vítreas relícticas, niveles de cineritas en el paquete sedimentario, texturas típicas en las plagioclasas y fragmentos líticos de vulcanitas muy alteradas. Hay asimismo evidencias de que la formación de las bentonitas por desvitrificación se produjo *in situ,* en un ambiente marino somero que aportó el agua suficiente para la hidratación del vidrio. Los elevados contenidos en sodio y magnesio como cationes intercambiables y sales solubles habrían sido captados de las aguas de mar en el proceso de alteración.

MUESTRA	Humedad	L600 R.P.M.	L300 R.P.M.	VP cps	PF lb/100pies^2	Filtrado (ml)
I3	11,50	15	9	6	3	13,80
I4	10,80	32	25	7	18	12,60
I8	14,00	25	15	10	5	12,50
P0	11,00	24	16	8	8	9,00

Tabla 12. Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). Muestras de bentonita de la provincia de La Pampa. VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia.

MUESTRA	pH	Impurezas (en #200)	Hinchamiento (ml/2g)	Resistencia Compresión en Verde(Kg/cm^2)	Resistencia Compresión en Seco (Kg/cm^2)
I3	7,06	2,00	32	1,05	1,69
I4	7,34	1,10	33	0,99	1,50
I8	7,24	0,09	40	0,90	1,45
P0	7,68	0,08	37	1,15	1,95

Tabla 13. Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (según Norma CEMP, 1990). Muestras de bentonita de la provincia de La Pampa.

PROVINCIA DE LA PAMPA

Ubicación

Los yacimientos se localizan al sudoeste de la provincia de La Pampa, en el departamento Puelén, a 25 km al sur de la localidad de 25 de Mayo y a menos de 5 km de la margen izquierda del río Colorado, en las áreas de los yacimientos de petróleo y gas La Pampa y Medanito.

Geología de los depósitos

Los afloramientos de la Formación Allen constituyen una franja elongada en sentido noreste-sudoeste de aproximadamente 9 km de longitud. Los frentes de explotación se ubican en los sectores denominador I, PM y P de la figura 5.

Los afloramientos del sector sudoeste (I) presentan una secuencia de 8 a 10 m de fangolitas gris oliva con intercalaciones de areniscas, las cuales presentan ondulas (figura 6). En la parte superior de la secuencia son frecuentes los nódulos de carbón. Se observan tres niveles con bentonita, de los cuales el que se ubica en la parte inferior presentan mayor espesor, entre 0,50 y 0,60 m, es de color ocre oscuro a rojizo y de forma tabular.

Hacia el nornoreste, sector de minas Perito Moreno y La Pampa, la secuencia que incluye a las capas de bentonita esta compuesta por calizas, fangolitas, lentes de rocas piroclásticas y areniscas. Hacia el techo se observan bancos de yeso que indican la presencia de la facies superior de la Formación Allen. El espesor es de 13 a 15 metros.

El material bentonítico tiene color verde claro, se dispone en estratos de forma tabular, con espesores de 0,20 a 0,40 m, contiene clastos de material piroclástico, yeso y sales, estos últimos son mas frecuentes en la base de los estratos.

Empresas y minas en producción

Las empresas que operan en el área son Minera José Cholino e Hijos y Minerales de La Pampa S.R.L. , ambas vinculadas societariamente. La primera explota las minas Islas Malvinas y La Pampa, ubicada en cercanías de la Co-

lonia Chica. El mineral es procesado en la planta de molienda que posee Minerales de La Pampa en la localidad cercana de 25 de Mayo y parte es comercializado en bruto. En el lugar de los yacimientos, se encuentra en construcción y montaje una nueva planta de molienda.

De esta zona se extraen anualmente entre 13.000 y 14.000 t de bentonita destinadas al consumo de lodos de inyección y en segundo lugar a arenas de moldeo para fundición.

Sistemas de explotación

En el yacimiento Islas Malvinas, se explota un manto horizontal de 0,50 a 0,60 m de potencia mientras que en La Pampa, se extraen tres mantos superpuestos de menos de 0,30 m cada uno. La explotación se hace con medios mecánicos y a cielo abierto, mediante la extracción de la sobrecarga consistente en fangolitas y lentes limo-arenosas laminadas, de hasta 6 m de espesor. Previa escarificación con topadoras, el estéril es retirado con palas de arrastre hasta destapar el manto de interés, que luego es levantado con pala cargadora frontal.

Composición, calidad y propiedades tecnológicas

Para caracterizar a las distintas bentonitas se realizaron distintos tipos de ensayos químicos, físicos y tecnológicos (tablas 11, 12 y 13).

La composición química y los elevados valores de CIC concuerdan con los descriptos para este tipo de esmectitas. El sodio es el principal catión de intercambio.

En cuanto a la utilización de estas bentonitas como lodos de inyección y como aglomerantes en arenas de moldeo, algunas muestras cumplirían con los requisitos necesarios para dichos usos.

Mineralogía

El mineral arcilloso que compone estas bentonitas es una esmectita del tipo: montmorillonita y se estima que compone entre el 95 y 99 % de las bentonitas. Como minerales accesorios se observa cuarzo, feldespato, clastos líticos, cristobalita, trizas de vidrio y yeso.

Las fotografías de pequeñas esquirlas del material muestran agregados irregulares, con formas de escamas, donde los individuos tienen los bordes curvados, configurando texturas en panal de abeja *box work*.

MODELO GENÉTICO

Ver génesis de depósitos de bentonitas cretácicos en provincia de Río Negro.

PROVINCIA DEL NEUQUÉN

En esta provincia es importante la extracción de este material que se inicia en la década del 40.

Se distinguen dos tipos de yacimientos, uno de ellos perteneciente a la subregión de bentonitas Terciarias, con especial desarrollo en el Departamento Zapala, incluido dentro de la Formación Collón Cura y otra expresión en el Departamento Añelo. El otro tipo de yacimiento corresponde a la subregión de las bentonitas cretácicas, incluidas en la Formación Allen, que afloran en el este de la provincia.

Acerca del conocimiento de estos yacimientos existen diversos estudios de características generales como los que aparecen en las Cartas de Geología y Recursos Minerales del Departamento Zápala (1997) y Departamento Añelo (1996) y en los trabajos de Angelelli *et al*. (1976).

Otros estudios de carácter más específicos son los realizados por Domínguez (1981), Pelz (1988), Vallés *et al.* (1992, 1994 y 1996) e Impiccini (1993 y 1995).

BENTONITAS CRETÁCICAS DEL DEPARTAMENTO AÑELO

Ubicación

Estos depósitos localizados en la sección media de la Formación Allen, conforman junto con esta unidad sedimentaria una franja elongada en sentido norte-sur, expuesta en las laderas que bajan hacia el oeste y en forma discontinua a lo largo de 25 km, desde el sitio denominado Bajada del Palo hasta el sector denominado El Caracol. Los afloramientos guardan cierto paralelismo con la Ruta Provincial 8, que los acompaña por el este. Las mejores exposiciones se hallan en Puesto Rebolledo y El Caracol.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Los afloramientos tienen una disposición subhorizontal a horizontal. Los horizontes de bentonita son fácilmente diferenciables del contorno por sus colores más claros: verde claro, gris verdoso y blanco, en sectores rojizo a ocre oscuro debido a la presencia de óxidos de hierro. El material tiene aspecto ceroso y fractura concoidea.

Los espesores de los horizontes de bentonita varían entre 0,20 y 0,70 m en la zona de Puesto Rebolledo y mina Arturo y 0,20 a 0,30 m en El Caracol. Los estratos más potentes presentan formas tabulares, de gran extensión areal, en cambio los de menor espesor son lenticulares.

Cada capa está separada de las unidades supra e infrayacentes por una discontinuidad distintiva en el tamaño granulométrico, ya que se torna más arenosa hacia la base y presenta mayor contenido en cristales de yeso. Algunas capas presentan pequeñas lentes u “ojos” de rocas piroclásticas inalteradas. La bentonita se encuentra saturada en agua debido a su gran poder adsortivo.

Los afloramientos de la Formación Allen conforman barrancas profundamente disectadas por la erosión y el espesor de la sobrecarga es grande -hasta 40 m- motivo que limita la explotación del material. Fuera del área de las barrancas, las fangolitas aparecen en un conjunto de lomadas

redondeadas, cubiertas por una capa meteorizada de gran espesor, lo que dificulta la búsqueda de los horizontes bentoníticos (figura 3).

Empresas y minas en producción

Son los depósitos mas antiguos explotados en la región en la que se registra producción en la década de 1940. En los años recientes las explotaciones han sido discontinuas. Actualmente sólo se explota la mina Alfil, propiedad de Bentosur S.A.

La mayor cantidad de pertenencias corresponden a Bentosur S.A. y a Nicanor Ceballos.

Sistemas de explotación

Las explotaciones se realizan a cielo abierto, removiendo las fangolitas suprayacentes con topadoras o palas de arrastre hasta destapar el o los mantos de bentonita avanzando hasta que el encape adquiere espesores que tornan antieconómica la extracción, no superando los 5 metros.

Composición, calidad y propiedades tecnológicas

Contenido de arcilla. La única arcilla que compone las bentonitas es una esmectita que constituye en promedio 95 % de las muestras obtenidas, con plagioclasas, cuarzo y yeso como principales acompañantes (ver tabla 14).

Análisis químicos y CIC. La composición química de las bentonitas de Añelo oscila entre los siguientes rangos: SiO_2= 57 a 58 %, Al_2O_3 = 20 a 23,7; Fe_2O_3 = 4 a 5,3; MgO = 1.70 a 3,4, CaO = 0.5 a 1.7; Na_2O = 2,7 a 4.1 y K_2O = 0,57 a 0,8.

En la tabla 14, se muestran los análisis químicos de cuatro muestras características, donde se observa el elevado contenido de sodio que poseen, en parte como cationes de intercambio y en parte constituyendo sales solubles.

Proporciones de óxidos de hierro entre 4 y 5 % les otorgan tonalidades amarillentas.

Su capacidad de intercambio catiónico es alta, variando entre 83 y 132 meq/100 g. El catión predominante es el Na^+ que en muchos casos triplica a la sumatoria de Ca^{++} y Mg^{++}. Esto la caracteriza como bentonita sódica natural.

Las conductividades eléctricas especificas de las bentonitas indican la presencia de sales solubles, principalmente cloruros y sulfatos, con valores entre 0,17 y 0,28 ppmil.

El pH es francamente ácido. Análisis de 4 muestras (tabla 16), dieron valores entre 4,7 y 4,9, lo que deriva en elevadas viscosidades de sus dispersiones acuosas.

Ensayos para lodos de perforación y fundición. Las muestras estudiadas presentan algunas características distintivas con respecto a otras arcillas similares: poseen un alto grado de tixotropía, formando geles muy rígidos y en contacto con ella agua dan altos valores de hinchamiento, aumentando hasta 77 veces su volumen. Por ser esmectitas casi puras, tener como catión intercambiable al Na^+, poseer altos valores de CIC y constituir coloides muy viscosos y fácilmente dispersables, permiten utilizar a estas bentoni-

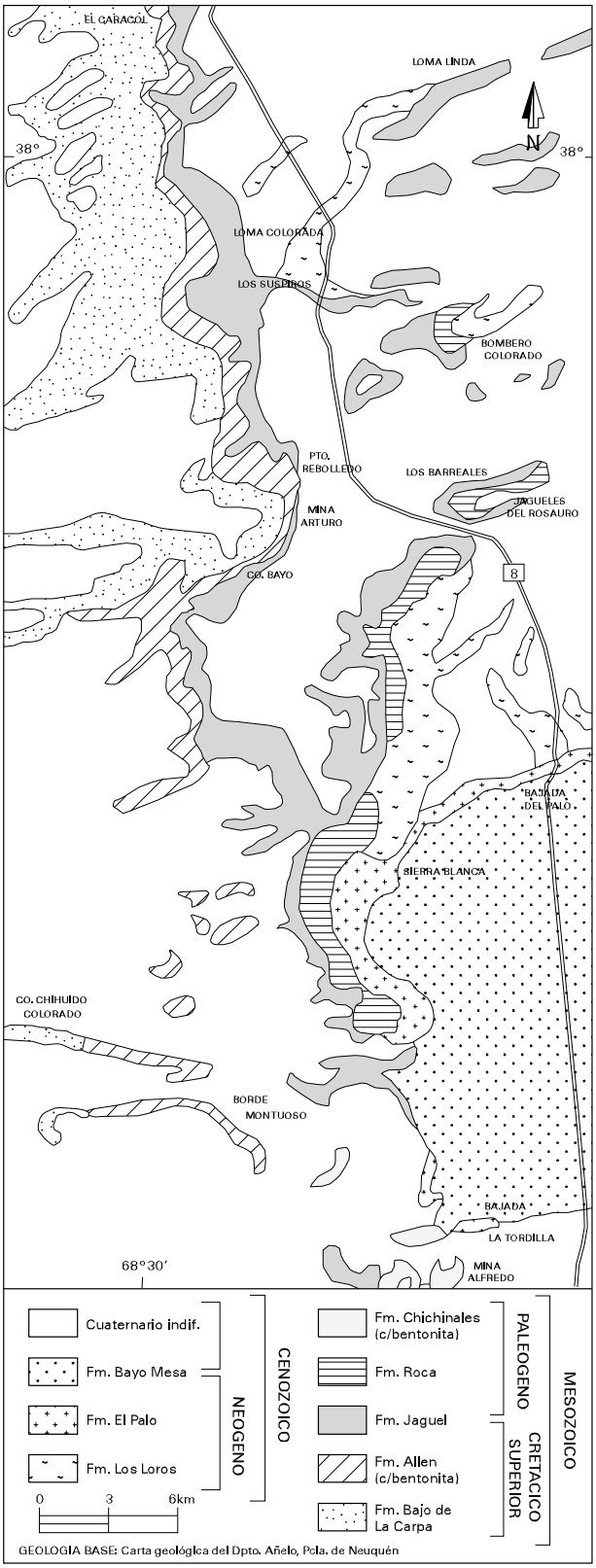


Figura 3. Geología de los depósitos de bentonitas de Neuquén.

MA1	MA2	AÑ1	N9	
Pérdida por calcinación	5,60	6,50	7,90	6,80
SiO_2	57,00	58,00	57,50	57,50
Al_2O_3	23,20	20,20	21,60	23,70
Fe_2O_3	4,00	5,30	4,40	4,10
CaO	1,67	1,07	1,20	0,50
MgO	3,40	1,70	2,90	3,36
Na_2O	2,70	4,10	3,20	3,80
K_2O	0,60			
TiO_2	1,18			
CIC (meq/100g)	98,00	132,00	83,00	90,00
Area Superficial (m^2/g)	628,00	667,00	675,00	740,00
% de Arcilla	94,00	95,00	96,00	95,00

Tabla 14. Análisis químico, Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC), Area superficial y Porcentaje de Arcilla, en muestras de bentonitas Cretácicas del Departamento Añelo.

tas como materia prima en usos industriales tales como: pinturas, cerámica, clarificación de vinos y jugos, aglomerante de pellets de minerales de hierro, como agente absorbente y desinfectante y como carga en las industrias de papel y jabón.

Estas bentonitas son frecuentemente usadas como aglomerante en arenas de moldeo para fundición. Valores de numerosos ensayos se encuentran dentro de límites requeridos para tal uso:

Resistencia a la compresión en verde: 0,70 a 0,94 kg/cm^2, Resistencia a la compresión en seco: 1,36 a 2,80 kg/cm^2 , Resistencia a la tracción en húmedo: 0,28 a 0,29 N/cm^2 , Adsorción de azul de metileno: 54 a 65 ml, Indice de Estabilidad Térmica: 65 a 70 %.

En la tabla 16 se vuelcan algunos valores hallados.

En cuanto a su empleo como fluido de inyección en la industria petrolera, la mayoría de las muestras no cumplen con los requisitos necesarios para tal fin. Los parámetros que limitan su uso son los altos valores de filtrado en algunas y en la mayoría la elevada viscosidad y punto de fluencia. Sin embargo, muestran aptitud para incorporarse a mezclas con otras bentonitas y lograr resultados satisfactorios. Resultados de ensayos sobre 4 muestras se detallan en la tabla 15.

MUESTRA	Humedad	L600 R.P.M.	L300 R.P.M.	VP cps	PF lb/100pies^2	Filtrado (ml)
MA1	8,11	254	240	14	226	12,00
MA2	6,00	100	84	16	68	13,00
AÑ1	10,09	32	27	5	22	15,00
N9	9,10	74	67	7	60	15,00

Tabla 15. Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). Muestras de bentonitas Cretácicas del Departamento Añelo. VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia.

MUESTRA	pH	Impurezas (%) (en #200)	Hinchamiento (ml/2g)	Resistencia Compresión en Verde (Kg/cm^2)	Resitencia Compresión en Seco (Kg/cm^2)
MA1	4,90	1,10	77	0,88	2,09
MA2	4,70	2,00	51	0,70	1,36
AÑ1	4,90	2,80	30	0,94	2,80
N9	4,70	1,20	42	0,83	1,52

Tabla 16. Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (según Norma CEMP, 1990). Muestras de bentonitas Cretácicas del Departamento Añelo.

MINERALOGÍA

El material estudiado a través de rayos X indica que la única arcilla encontrada es una esmectita dioctaédrica de la serie montmorillonita-beidellita, con predominio de la primera y un grado de cristalinidad intermedio. El porcentaje de esmectita presenta un valor promedio del 95 %. Los minerales presentes en la fracción granulométrica arena son: plagioclasas de composición oligoclasa-andesina, litoclastos y cristales de cuarzo. Son frecuentes las ceolita de la serie heulandita-clinoptilolita y analcima, trizas de vidrio y en cantidades subordinadas, cristobalita, sanidina, calcita, baritina, yeso, biotita, apatita, circón, hematita y magnetita y algunos frústulos de diatomeas.

MODELO GENÉTICO

Ver génesis de depósitos de bentonitas cretácicos en provincia de Río Negro.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arrospide, 1976. Yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Anales Secr. Es. Min. 17.* Buenos Aires.

API (1993). American Petroleum Institute. Specification for dilling fluid materials. 13A.

Bordas, A. F., 1943. Contribución al conocimiento de las bentonitas Argentinas. *Revista Minera* 14:1-60.

C.F.I. - Sudamconsult y Asociados S.R.L., 1973. Desarrollo minero del Neuquén. *Dirección de Minería del Neuquén.* Inédito.

CEMP, 1990. Comissao de Estudo de Materias Primas. *Associacao Brasileira de Fundicao*. Brasil.

Consultores del Plata, Deane Emmet, 1971. Estudio para la explotación de materiales arcillosos (Arcillas y bentonitas) en la Provincia del Neuquén. *Con. Fed. Inv.,* Buenos Aires.

Cravero, M. F., M. C. Gómez, E. A. Domínguez y G. Aliotta, 1987. Mineralogía y génesis del yacimiento de bentonita "Don Hugo" y su vinculación con los yacimientos del lago Pellegrini. *Revista Asociación Argentina de Minería, Petrología y Sedimentología,* 17: 1-6.

Danieli, J. C., 1997. Recursos Minerales. Carta Geológica y de Recursos Minerales del Departamento Zapala, provincia de Neuquén. Boletín 2.

Domínguez, E., 1981. Estudio Geológico de la mina de bentonita "Don Jaime". Cerro Bandera, prov. Neuquén. *8º Congreso Geológico Argentino*. San Luis, 2: 755-767.

Fontana, J. S., F. Rezk y G. E. Reyna, 1973. Criterios para la evaluación de bentonitas nacionales. *I.N.T.I, Bol. Tec.* Nº 1.

Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, 1996. Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén. *Dirección Provincial de Minería. Boletín* 3.

Geología y Recursos Minerales del Departamento Zapala, 1997. Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén. *Dirección Provincial de Minería.* Boletín 2.

Gingins, M.O y J.C. Gil, 1975. Informe geológico-económico sobre yacimientos de bentonita "El Catalán", "Julio Rene" y "La Reservada", Neuquén. *Dirección General de Minería. Zapala, Neuquén.* Inédito.

Giusiano, A. y D. Ludueña, 1990. Plan arcilla. Las arcillas Jurásicas. *Dirección General de Minería, Zapala, Neuquén*. Inédito.

Impiccini, A., 1993. Los depósitos bentoníticos Cretácicos del Dpto. Añelo, provincia del Neuquén. Geología, mineralogía y aspectos tecnológicos. *12º Congreso Geológico Argentino.* 5: 255-261.

Impiccini, A, 1995. Mineralogía de la fracción no arcillosa de las bentonitas del Cretácico superior de la región Norpatagonia*. Tesis doctoral U.N. de La Plata.* Inédito.

Iñíguez Rodríguez, A. M., R. R. Andreis y J. J. Lluch, 1972. Estudio Geológico Económico de los yacimientos de bentonitas del lago Pellegrini, Río Negro. *Dirección General de Minería Río Negro.* Inédito.

Iñiguez Rodríguez, A. M., Andreis, R. R. y Lluch, J. J., 1975. Estudio Geológico y tecnológico de las Bentonitas del lago Pellegrini, Departamento General Roca, provincia de Río Negro. *Revista Minera,* 143: 18-24.

Medeot, H., 1986. Informe Geológico de yacimientos de bentonita en la Meseta de la Barda Negra, Departamento Zapala, Neuquén. *Cía. Conidier S.A.*. Inédito.

Nullo, F. E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional,* Boletín 167.

Pelz , C. P., 1988. Estudio tecnológico de bentonitas del área de Barda Negra-Cerro Bandera, Departamento Zapala, provincia del Neuquén. *Dirección General de Minería, Zapala, Neuquén.* Inédito.

Vallés, J. M., 1987. Posición estratigráfica y distribución de los horizontes de bentonita en Río Negro, Neuquén y La Pampa. *10º Congreso Geológico Argentino.* San Miguel de Tucumán: 2-33.

Vallés, J. M., L. Burlando, P. Chiachiarini, M. A. Giaveno y A. Impiccini, 1988. Los yacimientos de bentonita del Cretácico Superior de la región Norpatagonia. *Congreso de Geología Económica. Olavarria.*

Vallés J. M., L. Burlando, P. Chiachiarini, M. A. Giaveno y A. Impiccini, 1989. Geological and genetical features of the upper cretaceouc bentonite deposit the Northpatagonia, Argentine. *Contribución al P.IC.G.-24. Cretácico de América Latina,* Buenos Aires: 79-98.

Vallés, J. M., M. A. Giaveno y P. Chiachiarini, 1992. Resultados de los ensayos experimentales efectuados sobre bentonitas de la cuenca sedimentaria Neuquina. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica.*

Vallés, J.M. y M.A. Giaveno, 1993. Efectos térmicos sobre bentonitas de la cuenca Neuquina. *12º Congreso Geológico Argentino.* 5: 262-271.

Vallés, J. M. y A. Impiccini, 1994. Hallazgos de bentonita en los niveles basales de la Formación Chichinales, Departamento Añelo, provincia de Neuquén. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia Actas:* 423-428.

Vallés, J. M. y A. Impiccini, 1996. Geología; Mineralogía y propiedades tecnológicas de las bentonitas de Pozo Cavado, Departamento Añelo, Neuquén. *6º Reunión Argentina de Sedimentología. y 1º Simposio de Arcillas, Actas:* 317-428.

Yañez, M. A., A. J. Faraux y M. R. Dalponte, 1996. Diagnosis sobre las "Bentonitas" del Departamento General Roca, provincia de Río Negro. *Dirección de Minería de la Provincia de Río Negro.*

Carotti, M. A., 1999. Depósito de azufre biogénico Los Petisos, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1127-1130, Buenos Aires.



DEPÓSITO DE AZUFRE BIOGÉNICO LOS PETISOS, MENDOZA

Martín A. Carotti[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El proyecto Los Petisos está ubicado en el área conocida como Loma del Petiso, departamento Malargüe, 90 km en línea recta al sursureste de la localidad homónima, 15 km al este del puente de la Ruta 40 sobre el Río Grande.

Leyes y reservas

El potencial del recurso fue medido parcialmente a partir de 32 sondeos ubicados según una grilla de 200 x 200 metros. Se han identificado dos horizontes mineralizados, denominados como Superior e Inferior y que corresponden a los miembros yesíferos de la Formación Huitrín, Troncoso Superior y Chorreado Superior respectivamente. Las reservas conocidas en el sector explorado se muestran en la tabla 1 (Falloni, 1996).

De las reservas medidas hasta el presente, se estima una recuperación del 80%, totalizando 3.753.000 t de azufre recuperable. La línea externa de 5 FSS indica el límite de la mineralización explotable.

Desde el punto de visto exploratorio, el hallazgo de este primer yacimiento de azufre biogénico de América del Sur, tanto en la concepción de la idea como las tareas de prospección y exploración planificadas y coherentes, es un éxito. Sin embargo la situación del mercado del cobre, dado que el destino del mineral era la lixiviación del mismo, los problemas de costos locales de flete y la posibilidad de la instalación de una planta de fundición y refinación de cobre en el país, convierten a este proyecto en poco factible.

Sistema de explotación

En este tipo de yacimiento, los horizontes con azufre son explotados por el proceso conocido como Frasch. Este sistema utiliza tuberías concéntricas para inyectar vapor sobrecalentado por el caño externo (160°C), dentro del horizonte con mineral, derritiendo el azufre y expulsándolo por presión a superficie, por el caño interno. Este tipo de explotación es utilizada en los yacimientos biogénicos del Golfo de Méjico, Texas, Louisiana, Polonia, Iraq y Rusia.

Entre los puntos principales a resolver para encarar la explotación se destaca el desarrollo de los recursos de agua y si los horizontes con azufre están lo suficientemente sellados para contener la presurización necesaria para el minado.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

En 1987 YPF realizó un pozo de exploraación petrolífera en el anticlinal Del Petiso; allí no encontró petróleo, pero donde debía perforar yeso, cortó 12 m de carbonato de

Horizonte	Potencia media m	Tonelaje	Ley %	Azufre Contenido (t)
Superior	13,87	17.842.151,02	16,55	2.970.719,98
Inferior	11,70	12.984.305,21	13,25	1.721.057,35
Total	12,86	30.826.456,24	15,22	4.691.777,33

Tabla 1. Valores de leyes y reservas del yacimiento.

[1] *Geólogo Consultor.*

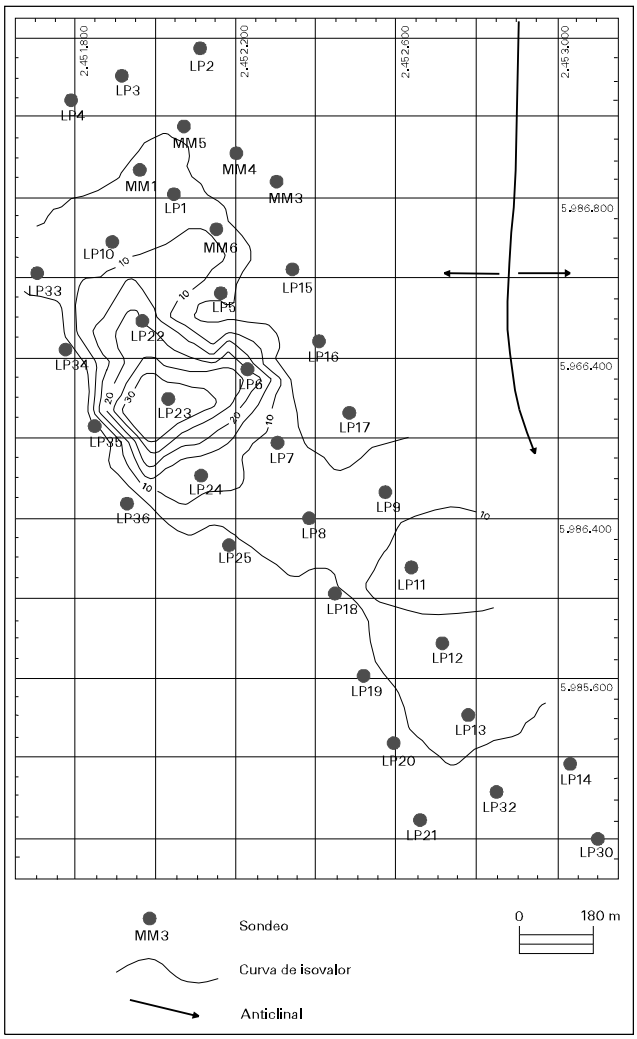


Figura 1. Proyecto Los Petisos. Ubicación de Sondeos.

calcio con mineral de azufre. Este hallazgo, fue la base de un proyecto de exploración de azufre en el sur de Mendoza.

Durante 1992, Minera TEA realizó 500 m de perforación en 6 sondeos, y convirtió la idea de exploración en un importante hallazgo de azufre, asegurando reservas de más de un millón de toneladas en menos de un 15 % del área a explorar. Durante 1992 y 1993, el precio del azufre sufrió la más importante caída de su historia, de u$s 112.- por tonelada en 1991, a u$s 33.- Fob Vancouver en 1993. Esta caída de los precios respondió a la crisis agrícola de la ex URSS y la suspensión de los subsidios para fertilizantes en la India, presionando el precio de los fertilizantes a la baja. Con la puesta en vigencia de las regulaciones ambientales de emanación de azufre en Europa, entraron en funcionamiento nuevas plantas de desulfurización, aumentando la producción de azufre. Debido a la caída de precios y a problemas económicos, Minera TEA decidió abandonar el proyecto a fines de 1993.

En 1994 la situación fue más favorable, el precio internacional del azufre subió estabilizándose en valores razonables y ya había numerosas empresas mineras en Argentina dispuestas a invertir. Recursos Americanos Argentinos tomó el proyecto Los Petisos por medio de un contrato de exploración con opción a compra en 1994 y durante 1995 realizó considerables progresos por medio de un programa de perforaciones de 3.792 m en 36 pozos, para incrementar las reservas (figura 1). Northern Orion (que controla a Recursos Americanos) considera que Los Petisos puede producir azufre y ácido sulfúrico para utilizar en lixiviación ácida en proyectos de cobre como San Jorge (propiedad de Northern Orion), a un precio significativamente inferior a los corrientes en Argentina.

Propietarios

Martín A. Carotti, titular original de las propiedades mineras cedió los derechos mineros a Recursos Americanos Argentinos, que optó por la compra en 1996, obteniendo la titularidad de las propiedades en mayo de 1998. Recursos Americanos Argentinos es actualmente controlada por Northern Orion y realizó un *joint venture* 50/50 con Yamana Resources, quienes controlan la propiedad actualmente.

GEOLOGÍA REGIONAL

El ambiente regional es de Cuenca Neuquina y el principal elemento de interés es la Formación Huitrín, de la que se describen sus características principales, así como también las de su techo, la Formación Rayoso (Freytes, 1975; Legarreta y Boll, 1982; Legarreta, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989).

Formación Huitrín: Ha sido también denominada "Yeso de Transición", nombre que refleja su verdadero carácter pues por la regresión definitiva del mar, se produce una transición entre el ambiente marino de la Formación Agrio y el continental de la Formación Rayoso. Como consecuencia se produce el depósito de calizas marinas y lagunares, evaporitas (yeso y sal) lagunares costeras y continentales y rocas clásticas continentales. Si bien a veces muy extendidas, las grandes capas de yeso, sal o caliza, consideradas individualmente no tienen mucha continuidad, ajustándose a la extensión de las "lagunas" que las originaron. Su espesor varía, en la provincia de Mendoza, entre 40 y 340 m, sin considerar las facies marginales. Potencias mayores pueden desarrollarse por deformación plástica. En subsuelo presenta un espesor medio de 80 metros. Esta unidad está compuesta por los Miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca, de diferente composición y geometría, cuyos depocentros no son coincidentes entre sí. Los horizontes yesíferos de interés se desarrollan como litofacies de los miembros Chorreado Superior y Troncoso Superior.

Miembro Chorreado: Su sección inferior se caracteriza por la presencia de carbonatos en el margen de plataforma pasando a facies pelíticas en el interior de la cuenca.

Sobre las facies internas se desarrolla su sección superior con evaporitas de ambiente marino hipersalino. En este último Miembro, con pocas decenas de metros de espesor, se pueden presentar fenómenos de reemplazo biogénico con mineralización de azufre.

Miembro Troncoso: Está integrado por dos secciones, la inferior evoluciona desde el interior de la cuenca con anhidrita y halita acumuladas en un mar hipersalino somero, a depósitos clásticos fluviales, pelitas verdes y rojas hacia el margen de plataforma. La superior está compuesta por anhidrita y halita con más de 100 m de potencia y se extiende sobre los sectores marginales, correspondiendo a un episodio de inundación de un mar hipersalino poco profundo. Hacia el techo de esta unidad hay depósitos de silvita acumulados durante un estadío de extrema restricción y desecación, durante el cual parte de las evaporitas fueron removidas. Por su regularidad y espesor en el Miembro Superior se pueden presentar mineralizaciones de interés.

Miembro La Tosca: Está constituido por un paquete de calizas de hasta 50 m de potencia, cuyos depósitos sobrepasan el área de acumulación de evaporitas.

Formación Rayoso: Está constituida por dos secciones, una clástica, pelítico arenosa y otra evaporítica, con yeso, calizas y escasa sal. La primera litofacies presenta escasos metros de potencia (20 a 50 m) y pasa en transición al Grupo Neuquén.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

La estructura "Del Petiso-Ranquilcó" es un braquianticlinal limitado por una falla al oeste, con un eje de 10 km de extensión en sentido nornoreste-sursuroeste. La porción sur de esta estructura anticlinal, en la que se aloja la mineralización, se prolonga por lo menos 3.000 m en sentido norte-sur, con el yeso a menos de 500 m de profundidad. La Formación Huitrín se presenta con sus miembros yesíferos sin disturbaciones tectónicas, con espesores constantes y sin sedimentos finos. Las facies pelíticas del Troncoso Inferior y las calizas de La Tosca conforman excelentes sellos y la zona no muestra importante fracturamiento.

El cuerpo mineralizado ha sido definido en el flanco oeste del anticlinal del Petiso, habiendo sido determinados sus bordes norte, oeste y sur. Hacia el este, limita con el eje del anticlinal, salvo en el sector sudeste, donde se observa su continuidad en el eje sur de la estructura y su posible continuación hacia el flanco este de la estructura, donde aún no se ha explorado.

Mineralización

La biocalcita con azufre se presenta como reemplazo del yeso de las secciones superiores de los miembros Chorreado Superior y Troncoso Superior (figura 2); el mineral está rellenando huecos, en venillas y diseminado. La roca

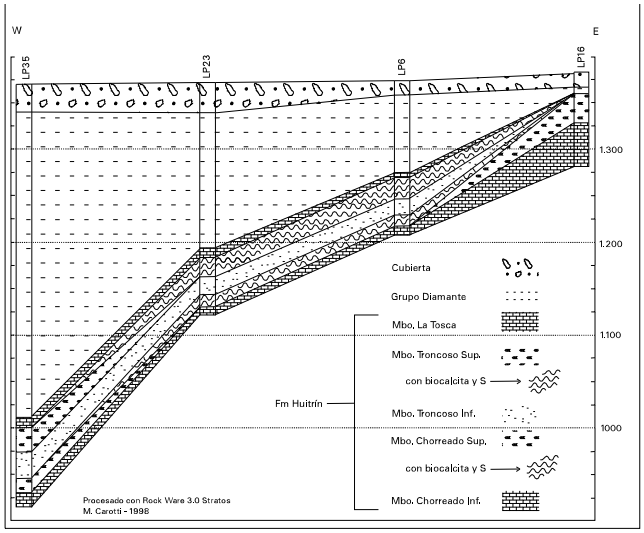


Figura 2. Proyecto Los Petisos. Perfil entre pozos LP35-LP23-LP6-LP16.

biocalcita, tiene un 25 a 40 % de huecos de 1 a 60 mm de diámetro, con el azufre tapizando las paredes interiores. La porosidad es bien definida, con relleno en forma de drusas de calcita y azufre, normalmente manchados con petróleo, lo que indica una buena permeabilidad (Falloni, 1996).

Se puede estimar una porosidad del 20 al 45 %, donde los poros menores a 5 mm están totalmente rellenos de calcita-azufre y los mayores presentan cristales de hasta 6 mm de largo en sus paredes y relleno central de arcillas y petróleo pesado. Los sectores de mayor mineralización corresponden al pozo LP23 con 21,84 m de potencia y 29,3% S en el nivel Superior y 12,6 m de potencia y 31,8 % S en el Inferior (figura 2).

MODELO GENÉTICO

Para comprender este tipo de mineralización, es necesario resumir sus características genéticas. La secuencia de eventos que conducen a la concentración de azufre (Ruckmick *et al.*, 1979; Ackerman, 1992) son:

- Solución y dispersión de hidrocarburos en aguas artesianas meteóricas con bacterias sulforreductoras; principalmente Desulfovibrio desulfuricans.
- Movimiento de las aguas a través de yeso, vía fallas y fracturas e hidratación de anhidrita, con puesta en solución del sulfato de calcio.
- Oxidación bacteriana de los hidrocarburos, especialmente de la fracción parafínica, a dióxido de carbono y reducción del sulfato a sulfhídrico.
- Oxidación del sulfhídrico a azufre coloidal por exceso de sulfato y alteración del yeso a calcita.
- Desarrollo de porosidad y permeabilidad en el yeso por las causas enumeradas en 2, 3 y 4.
- Combinación de sulfhídrico, calcio y sulfato para formar polisulfatos en las aguas del sistema.

- Reacción entre el dióxido de carbono concentrado y los polisulfatos, precipitando simultaneamente azufre y cristales de calcita.

Este proceso se puede resumir químicamente en:

anhidrita+metano ⇒ sulfhídrico+calcita+agua+energía
sulfhídrico+oxígeno ⇒ azufre+agua+energía

Se estima un consumo de cuatro barriles de hidrocarburo por tonelada de azufre. Esta transformación química se produce con pérdida de volumen (Pawlowski *et al.*, 1979) y desprendimiento de energía (Al-Sawaf, 1977). El reemplazo total de un horizonte de yeso puro da como resultado una roca de calcita con 24 % de azufre, una porosidad aproximada del 5 % y una densidad entre 2,3 y 2,7 gramos por centímetro cúbico. Esta proporción es la máxima para un sistema cerrado (sin escape de sulfhídrico); leyes mayores pueden producirse localmente, por migración y redeposición interna (Barker *et al.*, 1979). Las condiciones geológicas necesarias para que el proceso mencionado se lleve a efecto (Al-Sawaf, 1977; Pawlowski *et al.*, 1979; Barker *et al.*, 1979; Davis y Kirkland, 1979; Ruckmick *et al.,* 1979; Carpenter *et al.,* 1987) pueden resumirse en:

-Presencia de un horizonte de yeso potente, con escasa a nula proporción de sedimentos finos.

-Que hubiere o haya habido hidrocarburos por debajo del banco yesífero.

-Comunicación (fallas, fracturas) entre el yeso y los hidrocarburos, circulación de aguas infiltradas de superficie.

-Presencia de un horizonte impermeable suprayaciendo al yeso, cerrando el sistema para que los volátiles no se difundan, dispersando la mineralización.

-Que en algún momento o actualmente todas las condiciones mencionadas se produzcan entre 100 y 700 m de profundidad, ya que a esas profundidades desarrollan su actividad las bacterias sulforreductoras.

BIBLIOGRAFÍA

Ackerman, J. M., 1992. Main Pass-Frash Sulphur mine development. *Mining Engineering,* 96 (4): 222-226.

Al-Sawaf, F. D. S., 1977. Sulfate Reduction and Sulfur Deposition in the Lower Fars Formation, Northern Iraq. *Economic Geology,* 72: 608-618.

Barker, J. M., D. E. Cochran y R. Semrad, 1979. Economic Geology of the Mishraq Sulfur Deposit, Northern Iraq. *Economic Geology,* 74: 484-495.

Carotti, M., 1993. Azufre biogénico en la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina, departamento Malargüe, Mendoza, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino* y *2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 182-186.

Carotti, M., 1997. Proyecto de inversión Azufre Los Petisos. Evaluación. Postgrado Dirección Estratégica, Universidad de Congreso, inédito.

Carpenter, G., T. Farrndon, C. Ham, W. Sweet, R. Kregzdys, D. Rosenthal y M. Vavrina, 1987. Sulphur & Salt Leasing. Summary of Issues. *U.S. Department of the Interior, Minerals Management Service*, inédito, Washington.

Davis, J. B. y D. W. Kirkland, 1979. Bioepigenetic Sulfur Deposits. *Economic Geology,* 74: 462-468.

Falloni, E., 1996. Proyecto Los Petisos. Azufre biogénico, p rovincia de Mendoza, República Argentina. *Recursos Americanos Argentinos - Yamana Resources Inc.,* inédito.

Freytes, E., 1975. Correlación y facies del Grupo Mendoza y Formación Huitrín en la región nerítica nororiental de la Cuenca Neuquina (departamento Malargüe-Mendoza). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* inédito, Mendoza.

Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), provincia de Mendoza. *Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires.*

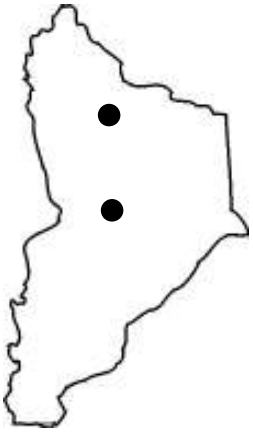
Legarreta, L. y A. Boll, 1982. Formación Huitrín, análisis estratigráfico y esquema prospectivo, provincia de Mendoza. Parte 1. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito.

Legarreta, L. y C. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En: G. A. Chebli y L. A. Spalletti (Ed.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. *10º Congreso Geológico Argentino, Simposio de Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica,* 6: 221-243.

Pawlowski, S., K. Pawlowsa y B. Kubica, 1979. Geology and Genesis of the Polish Sulfur Deposits. *Economic Geology,* 74: 475-483.

Ruckmick, J. C., B. H. Wimberly y A. F. Edwards, 1979. Classification and Genesis of Biogenetic Sulfur Deposits. *Economic Geology,* 74: 469-474.

Gabriele, N. A., 1999. Manifestaciones de azufre biogénico en Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1131-1133, Buenos Aires.



MANIFESTACIONES DE AZUFRE BIOGÉNICO EN NEUQUÉN

Norberto A. Gabriele[1]

INTRODUCCIÓN

Los principales ambientes geológicos para la existencia de depósitos de azufre nativo económicamente explotables son las zonas de vulcanismo cenozoico y los depósitos de azufre en cuencas con hidrocarburos. Asimismo dentro de este último tipo tenemos dos estilos, depósitos en casquetes rocosos de domos salinos (*cap-rock)* y los depósitos estratoligados en evaporitas estratificadas. Es dentro del último estilo de depósito donde se encuadran las manifestaciones de azufre biogénico en la provincia del Neuquén.

Los depósitos de azufre en cuencas con hidrocarburos, se forman por reemplazo bioepigenético en yeso o anhidrita. Deben darse varios requisitos esenciales: (a) la presencia de potentes bancos de sulfatos, sea anhidrita o yeso, (b) la presencia de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos, infrayacentes a las evaporitas (no es necesario que sean económicamente explotables), (c) que la roca esté fallada y diaclasada a efectos de permitir una comunicación entre los hidrocarburos y el yeso a los cuales se suma el agua como elemento movilizante y comunicante, y (d) la existencia de una trampa estratigráfica o estructural para evitar la dispersión del H_2S a niveles superiores y lograr su concentración (véase Davis y Kirkland, 1970, Ruckmick *et al.,* 1979, entre otros).

GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca Neuquina fue una amplia cubeta de sedimentación durante el Jurásico y Cretácico, con una espesa sucesión sedimentaria marina-continental, con cierta ciclicidad en el arreglo interno de sus facies. En particular, nos interesan las facies evaporíticas sulfáticas, yeso y anhidrita, que con considerables espesores constituyen acumulaciones de centro de cuenca y plataforma.

El manto de yeso inferior, la Formación Tábanos (Jurásico medio), se presenta con afloramientos saltuarios y reducidos espesores. Una manifestación de azufre nativo en la zona de Pilmatue, fue descartada por la profundidad de localización, a 3000 m bbp en un sondeo exploratorio de hidrocarburos.

En sentido estratigráfico ascendente se encuentra la Formación Auquilco (Jurásico superior), que constituye la más importante unidad evaporítica por su considerable espesor y amplia área aflorante. Su potencia, que llega a los 400 m, la ponen en la cumbre de las evaporitas con destino al hallazgo de azufre nativo. Para esta unidad se han postulado dos hipótesis para la presencia del azufre: (a) por acción hidrotermal y (b) por acción de bacterias anaerobias reductoras de sulfatos.

El punto (a), que fuera sostenido por Holmberg (1957, 1962, 1976), lo define para distintas manifestaciones que se encuentran al sur de Mendoza y norte del Neuquén. En esta provincia, las emanaciones gaseosas y depósitos de azufre de mayor importancia que cita Holmberg, se sitúan en Laguna Blanca, al sureste de Chihuido de Tril y están asociados a terrenos de la Formación Agrio.

La hipótesis bioepigenética, fue sustentada por Soto (1986), quien analizó los elementos esenciales e indicios a seguir para el hallazgo de azufre. Incluso fue considerada como formación geológica promisoria en el Directorio de Oportunidades de la Secretaria de Minería de la Nación (Edición 1994), institución que a partir de un informe de la empresa Minera TEA S.A., delimita un área de 850 km^2 al este de Chos Malal, donde trabajos de exploración han demostrado que existen posibilidades de encontrar yacimientos de azufre nativo bioepigenético.

[1] *Municipalidad de Tandil, Área de Minería y Medio Ambiente.*

En el yeso de la Formación Huitrín (Cretácico inferior alto), tenemos bancos de anhidrita-yeso con espesores a tener en cuenta en los Miembros Chorreado y Troncoso.

El yeso del Miembro Chorreado encuentra su mejor expresión en la Provincia de Mendoza, donde se han localizado manifestaciones de azufre nativo, incluso de interés económico, por ejemplo en Loma del Petiso y Pampa del Mollar (Carotti, 1993).

La sección superior del Miembro Troncoso presenta espesores naturales que van de 8 a 30 m, estando en algunos sectores con espesores anormalmente elevados por acción tectónica. Tanto en Mendoza como en Neuquén ha presentado manifestaciones de azufre nativo. En Mendoza la faja hidrocarburífera de Cerro Pencal, Puesto Rojas, Cerro Mollar y Puesto Adobe y en cercanías de Malargüe, el yacimiento Andalucía (Salinas y Péndola, 1959, Carotti, 1993, Gabriele, 1993). En la provincia que nos ocupa, son varios los indicios y manifestaciones que aportan a la existencia actual o pasada del proceso de formación del azufre biogénico (Filo Morado, Cerro Partido). De ellas brindaremos una apretada síntesis en el capítulo siguiente.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Filo Morado

La zona de Filo Morado se encuentra situada a 50 km al este-noreste de la localidad de Chos Malal en el norte Neuquino; accediéndose a la misma a través de la ruta nacional 40 hasta la zona de Auquilco y por la ruta provincial 6 hasta la zona de estudio.

El descubrimiento del azufre, fue realizado en un sondeo exploratorio de hidrocarburos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales en el yacimiento de Filo Morado, y provino de un análisis más amplio que incluyó además de la Formación Huitrín, los otros niveles evaporíticos, en particular la Formación Auquilco (Gabriele, 1987).

El azufre se identificó en los recortes de perforación (*cutting*), a una profundidad entre los 1.130 a 1.170 m bbp, en niveles altos del Miembro Troncoso Sección Superior de la Formación Huitrín, en una roca de caja compuesta por calizas castaño blanquecinas, micríticas, en parte arcillosas, con bancos de anhidrita y halita. Se presenta con su característico color amarillo brillante y dos tipos de componentes individuales: (a) como gránulos cristalinos, translúcidos, fractura irregular y brillo graso y (b) recortes compuestos por agregados microcristalinos aciculares paralelos, con cemento calcáreo.

De la presente manifestación, no hay calculada ley ni reserva; tampoco se encuentra en estado de producción. Encontrándose la zona cubierta por cateos de la empresa F. y F. S.R.L.

La carencia de testigos de corona en el azufre de Filo Morado, imposibilitó realizar análisis químicos para cuantificar su contenido. Tampoco se lo pudo estimar a partir de técnicas geofísicas indirectas, por poseer el sondeo en la zona de interés un diámetro superior al de perforación, lo que motivó un enmascaramiento de la información recogida por los mismos.

Manifestaciones de Cerro Pintado

En el centro de la provincia del Neuquén, a 35 km. al nornoreste de la ciudad de Zapala, en el Cerro Partido, se localizan manifestaciones de azufre nativo que fueron explotadas a principios de siglo, estando actualmente abandonadas.

El azufre, en estado criptocristalino con yeso secundario, se encuentra en contacto a través de superficies ásperas y sinuosas con una mezcla de sulfato de calcio y calcáreo producto de la alteración de la roca de caja que es anhidrita laminada, compuesta por láminas de anhidrita blanca transparente y calcáreo algal pardo (Catalano, 1926).

La presencia de las manifestaciones de azufre de Cerro Partido, se obtuvo de bibliografía, a partir de un trabajo de principio de siglo de Catalano (1926). Los espesores que llegan escasamente a la decena de centímetros, careciendo de importancia económica.

Zona de Taquimilán

En la zona del Arroyo Taquimilán, antes de su intersección con la ruta nacional 40, tenemos una posible combinación de sulfatos, sulfhídrico e hidrocarburos. El banco anhidrítico de la Sección Superior del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín, aflora en varios sectores formando parte de limbos de apretados sinclinales de ejes submeridianos. El H_2S fue identificado por su característico olor en el agua de perforaciones algo profundas que fueron realizadas al nordeste de la localidad de Taquimilán (Salgado, 1986). Hidrocarburos se presentan en terrenos infrayacentes al nivel anidrítico, donde en una cantera de bloques de la Sección Inferior del Miembro Chorreado, hay afloramientos de hidrocarburos frescos que manan de delgadísimas fisuras normales a la estratificación (Gutierrrez Pleimling, 1991). La suma de este conjunto de evidencias permite asumir la posibilidad de formación de azufre nativo a partir de procesos biogénicos postsedimentarios.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos de azufre provienen de la conversión biogénica por bacterias anaerobias, post-sedimentaria, de anhidrita o yeso, a sulfuro de hidrógeno, siendo éste posteriormente oxidado a azufre nativo.

Las bacterias especializadas en reducir sulfatos y producir sulfídrico son los géneros *Desulfovibrio desulfuricans* y *Desulfotomaculum orientis* y *D. nigrificans*.

La fórmula síntesis de los procesos según Davis y Kirkland (1970) es:

$$CaSO_4 + \underset{\text{petróleo}}{(C + 4H)} \xrightarrow[\text{reductoras}]{\text{sulfato-bacterias}} H_2S + CaCO_3 + H_2O$$

Las bacterias utilizan el azufre de los sulfatos como receptor de electrones (o hidrógeno), y obtienen la energía necesaria para su ciclo vital de los hidrocarburos, seguramente con la colaboración de otros microorganismos simbiontes, que le degraden los mismos a sustancias menos complejas, de bajo peso molecular, solubles en agua, con hidrógeno fácilmente activado, siendo los productos metabólicos finales CO_2, H_20 y H_2S.

En Filo Morado, la asociación del azufre con estratos anhidríticos (proveedores de iones sulfato) e hidrocarburos livianos infrayacentes, permite inferir una acción bacterial anaerobia sobre los sulfatos reduciéndolos a H_2S, siendo éste oxidado a azufre nativo en profundidad, en condiciones anaerobias a partir de la reacción con polisulfuros. Este proceso queda evidenciado por el ascenso a superficie en el barro de perforación que traía el *cutting*, con un color amarillo intenso, que se perdía al lavarse la muestra. Como el azufre nativo es insoluble, se infiere que las mencionadas sustancias son polisulfuros, dadas su tonalidad y su solubilidad en agua.

Esta oxidación en condición anaerobia, se ve reforzada por la presencia de calizas masivas y de azufre fibroso microcristalino que serían la primera generación y por azufre cristalino translúcido que asociado a cristales de dolomita y calcita formaría la segunda generación. Estos tipos litológicos y minerales son típicos de la reacción entre H_2S y polisulfuros (véase Davis y Kirkland, 1970 y Ruckmick *et al.* 1979).

Al sudeste del sondeo de estudio, en la zona de Laguna Blanca, se presentan exhalaciones gaseosas sulfurosas, que podrían ser consideradas como producidas en profundidad a partir de las reacciones bioquímicas descriptas, ascendiendo a través de fisuras tectónicas, siendo oxidado en superficie a azufre nativo.

En los afloramientos de Cerro Partido el origen se infiere a través de la acción bacterial en profundidad, donde el H_2S, al llegar a la superficie o en cercanías de ella, y ponerse en contacto con un ambiente aerobio con oxígeno libre o con aguas subterráneas oxigenadas, e incluso con la intervención de la bacteria oxidante *Thiobacillus thioparus*, sería oxidado a azufre nativo e inclusive hasta la deposición de yeso cristalino. De la oxidación del H_2S hay producción directa o indirecta no sólo de azufre nativo sino también de SO_2, H_2SO_3 y H_2SO_4, que pueden atacar al calcáreo micrítico intercalado entre láminas anhidríticas y depositar primero yeso y posteriormente azufre nativo, de acuerdo al proceso señalado por Catalano (1926), donde sólo variaría la fuente del H_2S, que sería biogénica.

BIBLIOGRAFÍA

Catalano, L. R., 1926. Sobre el Contenido de Azufre en el Yeso de Transición, de la Sierra de Vaca Muerta entre los Arroyos Covunco y Las Lajas. Reseña de Geología Química. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología,* 17: 1-11.

Davis J. B. y Kirkland, D. W., 1979. Bioepigenetic Sulfur Deposits. *Economic Geology,* 74 (2): 462-468.

Gabriele, N. A., 1987. Información básica de manifestaciones de sales de potasio, fosforita y azufre. *Informe Consejo de Planificación y Acción para el Desarrollo (COPADE). Neuquén. 54 p.* (inédito).

Gabriele, N. A., 1993. Azufre nativo vinculado a estratos evaporíticos de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 48 (3-4): 265-276.

Gutierrez Plimlinng, A. R., Estratigrafía de la Formación Huitrín: Un estudio puntual sobre la ruta nacional 40, provincia del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras,* 3ª Ep., 8 (27): 85-100.

Holmberg, E., 1957. Posibilidades teóricas sobre la localización de yacimientos de azufre en el Yeso Principal, provincia del Neuquén. *Boletín Dirección Nacional de Geología,* 2 (13): 11-15.

Holmberg, E., 1962. Descripción Geológica de la Hoja 32d, Chachahuen. Provincias de Mendoza y Neuquén. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería,* 91: 1-72.

Holmberg, E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil. Provincia del Neuquén. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 152:1-91.

Ruckmick, J. C., Wimberly, B. H. y Edwards, A. F., 1979. Classification and genesis of biogenic sulfur deposits. *Economic Geology,* 74 (2): 469-474.

Salgado, H. R., 1986. Prospección hídrica en la localidad de Taquimilán, departamento Ñorquín, provincia del Neuquén. *Administración Provincial del Agua (Ex). Neuquén.* 8 p. (inédito).

Salinas, R. y Péndola, H., 1959. Yacimiento de azufre Andalucía. *Informe técnico Banco Industrial de la República Argentina* (Ex). 8 p. (inédito).

Soto, J. L., 1986. Perspectivas sobre la existencia de depósitos biogénicos de azufre en la Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Revista,* 4 (4): 16-18.

Rojas, G. E., 1999. Distrito uranífero Pampa Amarilla, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1135-1140, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO PAMPA AMARILLA, MENDOZA

Guillermo E. Rojas[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los niveles mineralizados presentes en la zona se encuentran a una distancia de 40 a 45 km de la ciudad de Malargüe, hacia el sur de la misma, sobre la Ruta Nacional 40, en el cierre sur del anticlinal de Pampa Amarilla. Las coordenadas geográficas del principal yacimiento, denominado Huemul, son las siguientes: longitud oeste 69º40'O y latitud sur 35º45'.

Leyes, reservas y producción

En la zona aparecen una serie de manifestaciones y pequeños depósitos, tales como Uryco, Rosa, Kilómetro 373, La Atómica, Porky, Puesto Moya, Casa de Piedra, Cerro Mollar, Arroyo Los Leones, Conglomerado Lencinas, Carrasco, Ureña, yacimiento Cerro Mirano y yacimiento Huemul, habiendo sido objeto de explotación los dos últimos, siendo el más importante por el mineral aportado, el último de ellos (figura 1). La ley media en Cerro Mirano es de 0,067 % de U no existiendo un cálculo fehaciente de reservas; algunas toneladas del material extraído fueron tratadas en la planta de Malargüe. El yacimiento Huemul, en su sector denominado Huemul poseía una ley media estimada de 0,21 % de U, 2% de Cu y 0,11 % de V, y en el sector denominado Agua Botada, una ley media de 0,127 % de U y 0,1 de Cu. El total de mineral procesado en la planta de la Comisión Nacional de Energía Atómica, instalada en la ciudad de Malargüe, fue de 128.504 t, con un total de uranio recuperado de 149 t de U y un total de cobre obtenido de 861 toneladas.

Sistema de explotación

Se realizaron 25.000 m de perforaciones y 7.000 m de galerías, chiflones, chimeneas y labores en general. La explotación finalizó en 1976.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento

El descubrimiento de la existencia de minerales nucleares en el área de Malargüe tuvo por origen una denuncia acerca de que la mena cuprífera de Cerro Mirano era portadora de un mineral de color amarillo que se sospechaba de uranio. A tal efecto, la entonces Jefatura General de Exploración, Explotación y Elaboración de Yacimientos de Uranio (actual Regional Cuyo de la CNEA), dependiente de la Universidad Nacional de Cuyo, destacó, en 1952, una comisión que corroboró dicha presunción. En esa oportunidad se revisaron, además, muestras traídas por los señores Pedro y Andrés Ramal, concesionarios de un cateo sito en Cerro Huemul, comprobándose, también, la presencia de uranio asociado a minerales oxidados de cobre.

Esa rápida gira fue el comienzo de una serie de estudios que condujeron a delimitar el distrito uranífero de Malargüe, el más importante del país en en esa fecha en cuanto a sus reservas y posibilidades se refiere.

El depósito de Agua Botada, sito a 2 km al sur del de Huemul fue localizado también en el año 1952.

Entre el 16 de julio y el 23 de agosto de 1952, una comisión geológica realizó distintas tareas en Cerro Huemul y sugi-

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Cuyo.*

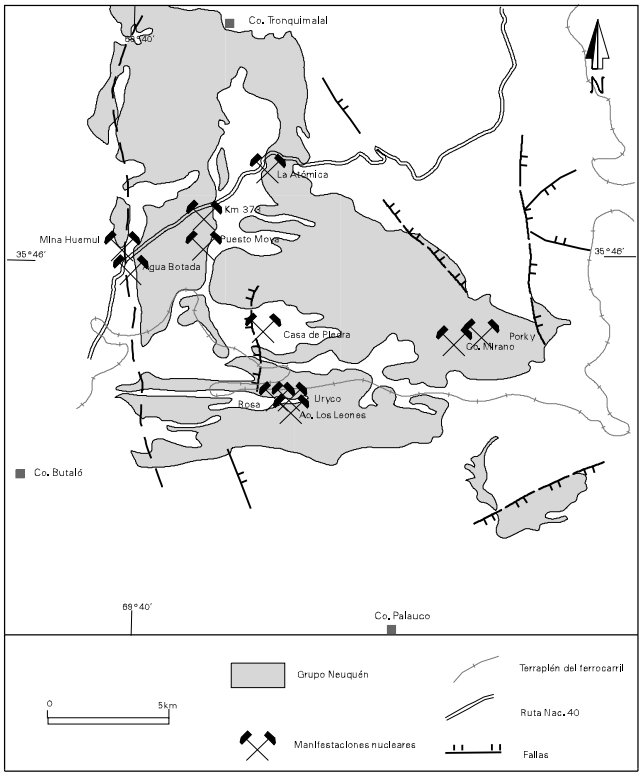


Figura 1. Distrito Pampa Amarilla. Manifestaciones nucleares.

rió un plan de exploración de su sector aflorante, tendiente a determinar el espesor del banco mineralizado y su tenor de U y Cu. Dicho plan se inició en noviembre de 1952 y consistió principalmente en la apertura de tres zanjas dispuestas a distintas alturas y a lo largo del rumbo del banco mineralizado.

Vistos los favorables resultados obtenidos se proyectó tanto en Huemul como en Agua Botada, donde ya se habían efectuado algunos destapes, la realización de una serie de perforaciones conducentes a desentrañar no sólo las características de los depósitos en profundidad, sino también a definir las posibilidades de su área intermedia. Esta tarea es encomendada, en primer término, a la entonces Dirección Nacional de Minería y, posteriormente a la empresa Rodio Argentina S.A. Los trabajos respectivos, que totalizaron unos 3.000 m perforados, se llevaron a cabo en los años 1953, 1954 y en el primer trimestre de 1958. Conjuntamente con la ejecución de esos sondeos, se inició, a mediados del año 1953, la apertura del nivel 0.

En 1954 se obtienen los primeros datos en cuanto a las reservas de Huemul que se calcularon para su sector aflorante en 2.712 t con 0,25 % de U. Más adelante, en base a los trabajos superficiales, a algunas labores subterráneas y al conjunto de sondeos productivos, se establece la primer cubicación de ambos cuerpos, con un total de 28.200 t de mineral y un contenido de 77.966 kg de U. Por último, en septiembre de 1955 se comienza la explotación a cielo abierto de Huemul (Angelelli, 1959).

En el año 1965 esta manifestación fue definida mina nuclear, acorde a los alcances del decreto ley 22.477/56, asignándosele 80 unidades de explotación nuclear (480 hectáreas). Es el principal depósito uranífero de la estructura Pampa Amarilla, siendo dividido en cuatro sectores para su exploración y explotación denominados, de norte a sur:

- Sector Huemul
- Sector Arroyo Seco
- Sector Agua Botada
- Sector Las Vegas

En los sectores Huemul y Agua Botada se han desarrollado los principales laboreos de exploración y explotación.

La exploración geoquímica realizada en el área fue posterior al comienzo de la explotación de la mina Huemul. Se necesitaba conocer los alcances del área mineralizada por lo que se efectuó una prospección estratégica en la Sierra de la Ventana, Palauco, Bardas Blancas y Arroyo Chenque-Co. El informe correspondiente confirmó las zonas ya conocidas con mineralización como anómalas y las zonas nuevas localizadas se ubicaron en el extremo norte de la hoja Las Chacras-Sierra de la Ventana, Cerro La Batra y, en la hoja Bardas Blancas, la zona que circunda los cerros Puntudo Chico, Lululén y Lagunitas (De La Fuente, 1965).

En la prospección geofísica se aplicaron los métodos de potenciales naturales (autopotenciales) e ionometría, en superficie, y de perfilaje radioactivo (rayos gamma) , en los pozos perforados, para el área ubicada al sur del yacimiento Huemul. Para el área Agua Botada se prospectó con electrómetros a emanación, potenciales naturales y resistividad eléctrica en sondeos verticales y horizontales.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área que enmarca la zona mineralizada de Pampa Amarilla se encuentra en la denominada cuenca Neuquina, término utilizado para denominar a una provincia geológica desarrollada, principalmente, en el sector extraandino de Neuquén, sur de Mendoza, noroeste de Río Negro y sudoeste de La Pampa (Di Gregorio, 1972; Di Gregorio y Uliana, 1980). Su estratigrafía se caracteriza por el desarrollo de una espesa columna sedimentaria del Triásico superior, Jurásico, Cretácico y Terciario, y se encuentra enmarcada por el borde occidental de la placa Sudamericana, entre el arco volcánico del oeste y el antepaís integrado por el macizo Nordpatagónico sobre el flanco sur y el bloque de San Rafael en el flanco oriental. La expresión cortical formada en el Triásico superior fue rellenada con sedimentos del Neotriásico al Eoterciario.

En la región asoma una sucesión de formaciones que van desde el Triásico hasta el Cuartario; la primera está representada por el Grupo Choiyoi, sustrato de los terrenos mesozoicos, constituidos por rocas ígneas ácidas y mesosilícicas. Sobre ésta, y en discordancia, se apoyan los estratos de las formaciones Chihuido y Tronquimalal, ambas del Grupo Llantenes del Triásico superior. La primera se compone de aglomerados y conglomerados porfiríticos, fundamentalmen-

te, y la segunda, de areniscas y lutitas. Se sobreponen los sedimentos jurásicos continentales y marino marginales del ciclo Cuyano y Loteniano-Chacayano. Posteriormente, y mediando discordancia se apoyan los sedimentos continentales y marinos alternantes del Grupo Mendoza y Grupo Rayoso, de edad cretácica, los que constituyen el denominado ciclo Andico. El ciclo Riográndico, que se apoya, también, discordantemente, está integrado por los grupos Neuquén y Malargüe, de edad Cretácico superior-Terciario inferior, con sedimentos de tipo continental fluvial entrelazado, para la primera unidad, y continental a marino marginal para la segunda unidad. Por último, se desarrolló lo que se denomina Terciario Orogénico, donde sus sedimentos están íntimamente relacionados con la tectónica andina.

Los depósitos pertenecientes al Grupo Neuquén (figura 2), dentro del cual se localiza la mineralización uranífera de Huemul y del resto de las manifestaciones, se ubican entre el Cenomaniano medio y el Campaniano inferior dando comienzo a la sedimentación del denominado ciclo Riográndico, suprayaciendo discordantemente al ciclo Andico. Según Stipanicic y Rodrigo (1970) esa discordancia es intersenoniana vinculada a la fase diastrófica Mirano Principal; para Gulisano y Legarreta (1987) sería intracenomaniana, con una antiguedad de 94 millones de años. Su techo, según estos últimos, se ubicaría en los 80 millones de años. Suprayace a estos depósitos el Grupo Malargüe, a partir de una discontinuidad estratigráfica denominada Discontinuidad Intracampaniana.

Al principio de la exploración se supuso que las manifestaciones se alojaban en un mismo estrato; sin embargo, estudios posteriores demostraron que dichas mineralizaciones se encontraban en horizontes diferentes y en la mayoría de ellos había varios bancos mineralizados (Gorustovich *et al.*, 1992). Posteriormente, y en base a la técnica de la estratigrafía secuencial, se determinó que no sólo el yacimiento Huemul tenía varios niveles mineralizados sino que, también, el resto de las manifestaciones del área de Pampa Amarilla se ubican en diferentes cortejos sedimentarios al del yacimiento. También se observó que si bien los estratos pertenecientes a niveles de base bajo son los más aptos para alojar minerales, también hay mineralización en niveles de base alto aunque de menor importancia (Rojas, 1993).

El desarrollo de cursos entrelazados, a veces efímeros y otros permanentes, con avenidas ocasionales generando depósitos mantiformes con desbordamientos sobre la planicie aluvial caracterizan a esta unidad estratigráfica. Los sedimentos del Grupo Neuquén, por su carácter continental, son muy variables, con cambios laterales bruscos debido al ambiente fluvial, con cuerpos lenticulares en sus bancos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

El Grupo Neuquén está constituido por una sucesión alternante de depósitos continentales conglomerádicos, areniscosos y limoarcillosos, de coloración castaño rojiza a gris amarillenta, y de un espesor promedio de 950 m en el sector de estudio. La estratificación es gruesa en los depósitos de nivel de base bajo, en la base de cada cortejo sedimentario gradando a niveles más finos hacia el tope; lo mismo ocurre con la granometría ya que presenta gradación normal. Presenta una marcada lenticularidad y, ocasionalmente ocurren niveles portadores de material bituminoso debido a la migración del petróleo generado en niveles del Grupo Mendoza. Es este material el que generó las condiciones de precipitación de los elementos metálicos existentes en la zona debido a su capacidad reductora.

El nivel más importante del yacimiento Huemul se localiza en una sección con predominio de conglomerados de carácter torrencial con desarrollo de entrecruzamiento y superficies de corte y relleno. La mineralización se distribuye en diferentes niveles estratigráficos relacionados con bancos de areniscas y areniscas conglomerádicas intercalados con niveles de arcilitas rojas.

Estructura

La zona corresponde a una estructura anticlinal denominada Malargüe en cuyo cierre sur se ubican las manifestaciones. Su eje principal tiene rumbo norte-sur, aflorando los cierres norte y sur, y parte del flanco occidental. El flanco oriental fue suprimido por la gran falla de Malargüe, de carácter inverso (figura 2).

El ala occidental está afectada por una fuerte flexura lo que motiva una asimetría estructural, hundiendo bruscamente dicho flanco; esto genera el desplazamiento del plano axial hacia el este. Los valores promedio de buzamiento de las capas en el flanco occidental son de aproximadamente 30º.

Dentro de esta gran estructura se verifica la existencia de fallas menores, en general directas, y como respuesta a los esfuerzos de tracción del plegamiento. Muchas de éstas están rellenas de asfaltita en sus planos de falla ya que han sido vías de escape de hidrocarburos de niveles inferiores.

El yacimiento Huemul está emplazado sobre las capas del Grupo Neuquén del flanco oeste de la estructura anclinal, próximo al cierre sur y en un bloque alóctono limitado, hacia el este, por la denominada falla de Loncoche o falla de Agua Botada.

La deformación final debió alcanzarse luego del Paleoceno y antes del Oligoceno inferior, ya que el plegamiento afecta a niveles de las formaciones Pircala y Coihueco, y están cubiertos en discordancia angular por las sedimentitas y volcanitas del Oligoceno inferior (Mombrú y Uliana, 1978).

Morfología

La ocurrencia de minerales de uranio y demás elementos metálicos es de tipo peneconcordante o estratoligado asociados a clásticos gruesos confinados por paquetes limoarcillosos.

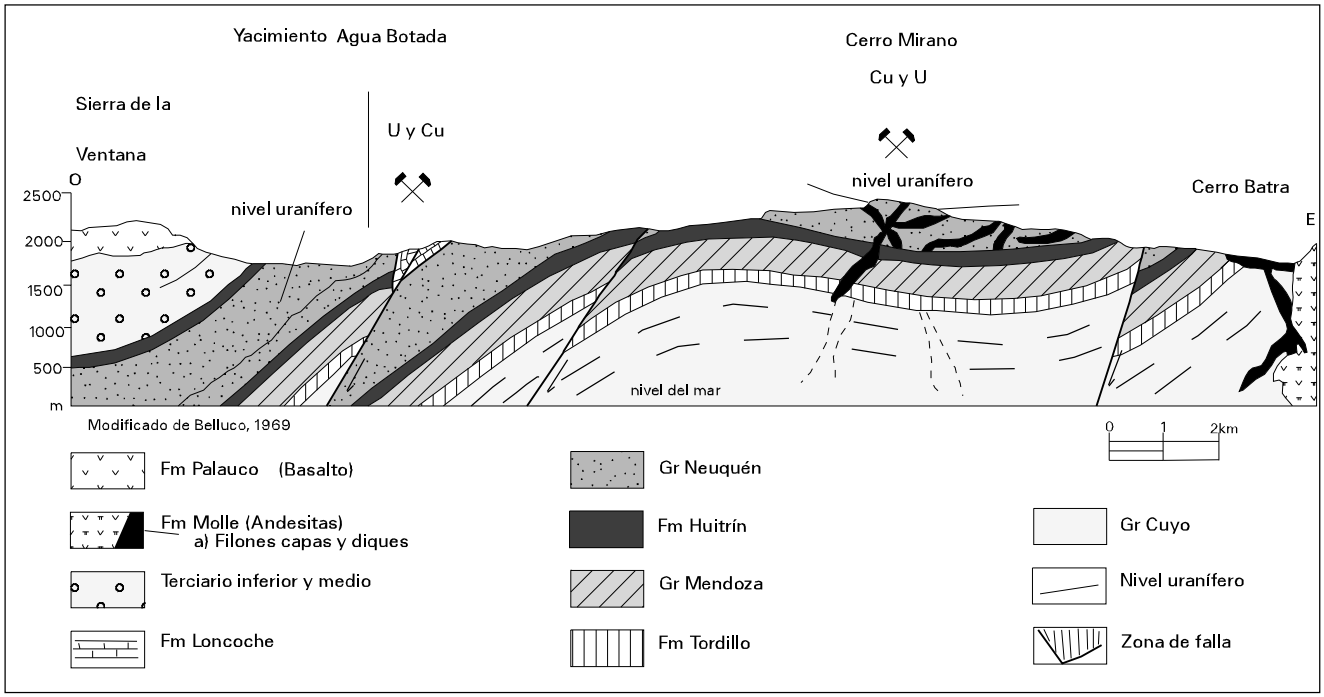


Figura 2. Distrito Pampa Amarilla. Niveles uraníferos en yacimiento Agua Botada y Cerro Mirano.

Ese conglomerado acusa un ancho norte-sur mineralizado de 70 a 100 m y se prolonga en profundidad, siguiendo un eje mayor elongado según el acimut de 240º a 250º, en correspondencia con el sentido de la corriente de sedimentación, obtenido para el área. En el centro del paleocanal, el espesor del banco llega a ser de hasta 15 m, pero se reduce lateralmente por un cambio facial (o truncamiento) a areniscas y pelitas. El banco tiene un buzamiento de 30º al oeste.

Dentro del sector Huemul existen tres niveles mineralizados de los cuales uno de ellos es el más importante del yacimiento (H.2). El cuerpo mineralizado principal de Huemul (sector Huemul) es un ortoconglomerado que ocupa la traza de un paleocanal tallado en areniscas y pelitas. Este paleocanal tiene un azimut de 240º y la mineralización se presenta 100 m sobre rumbo y 300 m sobre el buzamiento. El espesor varía entre 0,60 y 2 m, y sus leyes alcanzan 0,21 % de U y 0,2 % de Cu.

El sector Arroyo Seco, ubicado 500 m al sur del anterior, presenta dos niveles mineralizados donde las condiciones petrofísicas disminuyen respecto del sector anterior, y donde la mineralización tiene una distribución más irregular y saltuaria. El sector de interés económico es de 25 m sobre rumbo por 80 m sobre buzamiento con un espesor de 1m y contenidos de 0,17 % de U y 1,5 % de Cu.

En el sector Agua Botada se ha verificado la existencia de seis niveles con una ubicación estratigráfica superior que en el sector Huemul. Hacia éste y el denominado Arroyo Seco al norte, y hacia el sector Las Vegas al sur, disminuye notoriamente la mineralización hasta desaparecer.

De los seis bancos del sector Agua Botada uno de ellos (AB.4) acusa una mayor regularidad, conformando un cuerpo amplio sobre el rumbo de la estratificación, pero con una dirección de zonación mineral casi igual a la de Huemul. Este nivel corresponde a un banco de areniscas que se presenta mineralizado 600 m sobre rumbo y 300 m en dirección del buzamiento. Los espesores mineralizados varían entre 0,30 y 1,20 m, y el tenor medio alcanza a 0,127 % de U y 0,1 % de Cu.

En el sector Las Vegas, la exploración resultó antieconómica debido a su profundidad que lo ubica en bisel respecto de la falla de Loncoche.

Mineralogía

En la mina Huemul, el mineral de uranio es la pechblenda. El resto de los primarios son la pirita, marcasita,calcopirita, bornita, idaita, esfarelita y galena.

Para el mismo yacimiento, los minerales secundarios de uranio son más de veinte, siendo los más abundantes uranofano, carnotita, tyuyamunita y sengierita, además de minerales de cobre, malaquita y azurita y de vanadio, montroseita y paramontroseita (Brodtkorb,1966 y Gorustovich *et al.*, 1992).

Estudios isotópicos-Geocronología

Linares (1959) efectuó la determinación de edad absoluta por el método químico de Pb/U, obteniendo una edad oligocena superior (29 ± 2 Ma). Brodtkorb (1963) aclara

que la muestra estudiada fue obtenida en la, entonces, labor más profunda del yacimiento, el nivel 0, que está situado en la zona de oxidación, donde la pechblenda pudo haber sido alterada o redepositada, afectando de ese modo la edad de la mineralización primaria. Además, aclara que el método aplicado (análisis químico) puede llevar a error por la presencia de plomo común en el mineral, y por pérdidas de uranio y/o torio y/o plomo, debidas a alteración o lixiviación del mineral.

Por otra parte se realizaron estudios isotópicos de S en sulfuros, C en calcita y Q en uraninitas (Linares, 1966).

Los valores de $S^{34}S$ de los sulfuros del yacimiento Huemul varían entre -27,5‰ y +6,4‰ pero la mayoría de los valores se ubican entre +5 y -5, mientras que el $S^{34}S$ de la pirita localizada en las andesitas de la Formación Molle es de +2,0 ‰.

Los análisis de $S^{23}C$ en calcita del yacimiento Huemul oscilan entre -23,4 y -31,8‰, demostrando que se relacionan con aguas circulantes. Los valores $S^{18}O$ de la pechblenda del yacimiento Huemul varían entre -3,2 y +6,0‰ pudiéndose aprecir la interpretación de los mismos en Linares (1966).

MODELO GENÉTICO

El tipo de depósito existente en el yacimiento Huemul y en toda el área mineralizada de Pampa Amarilla se la puede clasificar dentro del modelo "depósito en sedimentos" con la paragénesis U-Cu-V (tipo 4 arenisca, subtipo 4.1 tabular/peneconcordante, clase 4.1.2 vanadio-uranio, de Dahlkamp,1993).

Para este modelo genético se hace difícil establecer el origen de los iones metálicos y la mecánica de su depositación, pues la misma responde a procesos donde intervienen una sumatoria de complejos factores.

El proceso genético podría corresponder al siguiente esquema:

A partir de los suaves movimientos intersenonianos, se delinearon los rasgos del anticlinal de Malargüe lo que condicionó los depósitos del Grupo Neuquén, depositario de todas las manifestaciones del área. Son sedimentos epiclásticos fluviales entrelazados caracterizados en la zona por estar en su sector medio del sistema fluvial con una dirección preferencial del noreste al sureste. Esta estructuración también afectó a los niveles inferiores generadores de hidrocarburos. Estos fenómenos deben haber provocado un desplazamiento de fases gaseosas o derivados de hidrocarburos (metano y SH_2 en menor grado) provocando la reducción del Fe_3O_2 contenido en la matriz, cemento y clastos o granos, y determinando la decoloración de los niveles conglomerádicos y arenosos del Grupo Neuquén. Los ciclos diastróficos posteriores, los efectos de diagénesis y las eventuales intrusiones del Mollelitense, deben haber destilado y/o movilizado los hidrocarburos yacentes en la estructura. Dicha migración debería haberse producido en presunta conexión con el movimiento general de las soluciones acuosas subterráneas, las que facilitaron su desplazamiento y provocaron los diversos ciclos de bituminización reconocidos en las areniscas y conglomerados. Los paleocauces, que constituyen los niveles clásticos gruesos, son los que tienen mayor permeabilidad por donde deben haber circulado los fluidos los que, a su vez deben haber incrementado la porosidad por disolución de los carbonatos presentes originalmente en la matriz de la roca.

La mineralización de U, Cu, Fe, Pb y Zn, respondería a diferentes edades y condiciones de precipitación. La procedencia de los elementos metálicos es muy difícil de establecer; el uranio, se habría depositado antes que el resto de los cationes y a partir de la lixiviación de rocas preexistentes permeables con contenido importante de uranio lábil.

En un principio se admitió para este yacimiento un carácter hidrotermal póstumo, de baja temperatura vinculado al ciclo Chilelitense o al Mollelitense (Linares, 1956). Stipanicic *et al.* (1960 y 1962) consideraron, posteriormente, que es posible que el uranio haya precipitado a partir de aguas circulantes que extrajeron a este elemento por lixiviación de rocas preexistentes, pudiendo haber sido enriquecidas dichas aguas circulantes por soluciones hidrotermales (Brodtkorb, 1966).

Estos fluidos cargados con complejos de uranio en solución deben haber tomado contacto con la migración de petróleo, el cual generaba el ambiente reductor apropiado para la precipitación de los cationes (Belluco, 1969). El material asfáltico se aloja en el sedimento según lo ha permitido la permeabilidad de la roca, formando finísimas venillas digitadas y gotas aisladas. Opticamente se diferenciaron 4 tipos de materiales asfálticos (A, B, C y D) que se presentan conjuntamente, aunque sólo excepcionalmente están en contacto entre sí. La mineralización uranífera está constituída por esferulitas de pechblenda desconectadas entre sí y alojadas solamente en el material asfáltico tipo A (Brodtkorb, 1966).

Por último, Linares (1956) entiende que también los sulfuros presentes en la zona actuaron de elemento reductor. Los sulfuros de cobre y de hierro, a partir de soluciones hidrotermales corresponderían al ciclo magmático Chilelitense.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1959. La mina nuclear "Huemul", departamento Malargüe, provincia de Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, inédito.

Belluco, A. E., 1969. Distrito Uranífero de Malargüe. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito. Mendoza.

Brodtkorb, M. K. de, 1963. Mineralogía y génesis del yacimiento Huemul. *Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.*

Brodtkorb, M. K. de, 1966. Mineralogía y consideraciones genéticas del yacimiento Huemul. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 21 (3):165-183, Buenos Aires.

Dahlkamp, F.J., 1993. Uranium Ore Deposits. *Springer - Verlag,* Berlín, Heidelberg.

De La Fuente, L., 1965. Resultado de la prospección geoquímica estratégica en Sierra de la Ventana, Palauco, Bardas Blancas y Arroyo Chenque-Co, provincia de Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Digregorio, J., 1972. Neuquén en A.F. Leanza (Dir. y ed.). *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*. Córdoba.

Digregorio, J. y Uliana, M., 1980. Cuenca Neuquina. *2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 2: 985-1032, Córdoba.

Gorustovich, S., Brodtkorb, M. K. de, Benitez, A. y Maloberti, A. 1992. Los yacimientos de la paragénesis U-V-Cu del Cretácico de la República Argentina. *Recursos Minerales y Energéticos del Cretácico de América Latina, Actas*: 25-90.

Gulisano,C. y Legarreta, L., 1987. Análisis secuencial del Jurásico, Cretácico y Eoterciario de la Cuenca Neuquina. *10º Congreso Geológico Argentino. Simposio de Cuencas Sedimentarias.* San Miguel de Tucumán.

Linares, E., 1956. El yacimiento Cerro Huemul, Malargüe, provincia de Mendoza. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral* (inédita), Buenos Aires.

Linares, E., 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina, obtenidas por medio de la relación plomo-uranio. *Asociación Geológica Argentina. Revista,* 14 (3-4): 181-218, Buenos Aires.

Linares, E., 1966. Geología isotópica del yacimiento Huemul, provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 21 (3): 181-189. Buenos Aires.

Mombrú, C. y Uliana, M., 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 239-256.

Rojas, G., 1993. Análisis estratigráfico secuencial en las sedimentitas uraníferas del área de Pampa Amarilla, Malargüe, provincia de Mendoza. *12º Congreso Geológico Argentino* y *2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 41-45. Buenos Aires.

Stipanicic, P., Baulíes, O., Rodrigo, F. y Martínez, C., 1960. Los depósitos uraníferos en rocas sedimentarias de la República Argentina. *1º Jornadas Geológicas Argentinas,* San Juan.

Stipanicic, P., Baulíes, O., Rodrigo, F. y Martínez, C., 1962. Depósitos uraníferos argentinos con control sedimentario. *4th. Inter. Am. Symp. Peac. Appl. Nucl.* En. Mexico City.

Stipanicic, P. y Rodrigo, F., 1969. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los movimientos jurásicos de la Patagonia. *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 337-352, Mendoza.

Rojas, G. E., 1999. Distrito uranífero Ranquil Co, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1141-1142, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO RANQUIL CO, MENDOZA

Guillermo E. Rojas[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Las manifestaciones uraníferas de este distrito se encuentran, recorriendo la Ruta Nacional 40, a unos 100 km al sur del yacimiento Huemul y a 147 km de la ciudad de Malargüe, en las estructuras anticlinales de Ranquil Co y Los Petisos, en la zona próxima al campo de lavas basálticas del complejo volcánico del Payún Matrú y en un área caracterizada por la intensa explotación petrolífera adyacente. Sus coordenadas geográficas son: 36º12' de latitud sur y 69º27' de longitud oeste.

Leyes, reservas y producción

La ley promedio no llega a 0,08 % de U en los denuncios Los Petisos y Ranquil-Có con exiguos valores de reservas. Por tal condición no fueron objeto de explotación.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El distrito se halla dentro de la Cuenca Neuquina. Durante las tareas de prospección se descubrieron varias manifestaciones nucleares denominadas Loma del Medio, Loma del Portezuelo, Loma de Montaño, Loma Don Polo y Lomas de Ranquil-Có ubicadas en la estructura anticlinal de Ranquil-Có-Los Petisos. Esta tiene rumbo norte-sur presentando dos culminaciones, una septentrional (Ranquil-Có) y otra meridional (Los Petisos) (Criado Roque, 1947).

Estructura

La estructura resulta asimétrica por un fuerte hundimiento de su flanco occidental, donde se aprecian capas con más de 85º de inclinación y, en parte, rebatidas.

Todas las manifestaciones radiactivas localizadas en la estructura se encuentran ubicadas en las areniscas, areniscas conglomerádicas y areniscas arcillosas pertenecientes al Grupo Neuquén.

Mineralogía

La mineralización uranífera determinada en Los Petisos corresponde al mineral autunita mientras que en Ranquil-Có es carnotita, y en ambos casos está relacionada con sales de cobre, malaquita y azurita, y óxidos de hierro.

OTRAS MANIFESTACIONES EN EL GRUPO

De las zonas aflorantes en el sur de Mendoza, correspondientes a esta unidad, sólo se han registrado algunas anomalías leves que no pueden categorizarse como de interés. Entre éstas es destacable la denominada El Manzano ubicada en el faldeo del Cerro de la Mina, a unos 6.500 m al oeste de la Ruta Nacional 40, de la localidad homónima, en el departamento de Malargüe. Comparte junto con el cobre la mineralización de uranio. Se ubica en potentes bancos de areniscas, en parte conglomerádicos, y también algo arcillosos, con rumbo general N20ºE a N30ºE, y buzamiento de 55º a 60º al este-sureste.

Los minerales de cobre de la zona están representados por malaquita, azurita, calcosina, calcopirita y bornita. No se distinguen minerales de uranio a la vista, los que se presumen involucrados en la estructura de la materia carbonosa, o la red de sulfuros de cobre. Se manifiestan con leves vestigios de radioactividad (Achen, 1958).

[1] *Comisión Nacional de Enrgía Atómica, Regional Cuyo.*

En la provincia del Neuquén se ha detectado la existencia de algunas anomalías radiactivas asociadas a minerales de cobre como la denominada Barda González y Paso Aguerre donde se verificaron leves aumentos de la radiactividad y débiles impregnaciones de cobre (Canga, 1957).

MODELO GENÉTICO

La génesis es de tipo epigenético sedimentario correspondiente al modelo paragenético U-Cu-V. Hay una similitud con las características del distrito Pampa Amarilla pues a la presencia de sedimentos de la misma unidad litoestratigráfica se suman la existencia de una estructura positiva productora de petróleo, características litológicas y petrofísicas análogas, presencia de intrusiones andesíticas, existencia de manifestaciones cupriferas y el bitumen como elemento fijador (Guerrero y Achen, 1959).

BIBLIOGRAFÍA

Achen, H., 1958. Informe sobre la manifestación de descubrimiento nuclear "El Manzano", Malargüe sur, Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Canga, A., 1957. Resumen de las actividades desarrolladas por la comisión Nº6 en la provincia de Neuquén. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Criado Roque, P.,1947. Relevamiento geológico del anticlinal de "Ranquil-Có"- "Los Petisos" (provincia de Mendoza). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* inédito.

Guerrero, F. y Achen, H., 1959. Informe sobre la prospección de minerales nucleares efectuada en la zona de Ranquil-Có, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* inédito.

Rojas, G. E., 1999. Distrito uranífero Los Chihuidos-Las Cárceles, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1143-1146, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO LOS CHIHUIDOS-LAS CÁRCELES, NEUQUÉN

Guillermo E. Rojas[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El área se ubica al norte y al este del río Neuquén, y al oeste de la sierra de Auca Mahuida y de la cuenca de Añelo. Las coordenadas geográficas de las principales manifestaciones son 38º02' de latitud sur y 69º43' de longitud oeste.

LEYES

La ley promedio para las principales manifestaciones del sector Los Chihuidos denominadas María Teresa y Palo Quemado, es de 0,21 % de U con una potencia media de 0,10 a 0,20 metros. Se han registrado más de veinte manifestaciones. La ley promedio de V es de 0,95 a 1,12 % y la de Cu es de 1 % a 1,9 %.

HISTORIA DEL DISTRITO

En 1952/53 la CNEA descubre, en el sur de Mendoza, yacimientos de uranio-cobre (Huemul, cerro Mirano) en sedimentos continentales cretácicos del Grupo Neuquén. El reconocimiento de las condiciones de yacencia y control geológico de esos depósitos fundamentó elaborar, en 1954/55, un programa de prospección radimétrica terrestre para diversas áreas de la provincia de Neuquén, con similares características geológicas. Su implementación, a partir de 1955/56, permitió poner de manifiesto diversos distritos uraníferos en esa provincia, entre los que se destacaba el de Los Chihuidos, con modelo de depósitos estratiformes, en sedimentos de la Formación Rayoso (Belluco, com. verb.). Se extiende sobre unos 4.000 km^2 y en ella se han detectado numerosas manifestaciones uraníferas distribuidas en dos grandes sectores: Los Chihuidos y Las Cárceles (figura 1).

Sobre la zona se realizaron numerosas tareas exploratorias que incluyeron el relevamiento radimétrico aéreo detallado, radimétrico terrestre, radimétrico autotransportado, la técnica de detección de *track-etch* (geofísica), pequeñas labores de superficie y diversas perforaciones con los correspondientes perfilajes radioactivos.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área que enmarca al distrito Los Chihuidos corresponde a la denominada cuenca Neuquina. Afloran los términos superiores de la transgresión tito-neocomiana de las Formaciones Mulichinco y Agrio del Grupo Mendoza. A estos depósitos marinos le siguen los depósitos de transición de la Formación Huitrín y los netamente continentales de la Formación Rayoso. Estos se hallan separados por una discordancia angular que representa los movimientos patagónides de Keidel, de los depósitos del Grupo Neuquén, el que alcanza notable desarrollo en la comarca.

Durante el Cretácico superior más alto hasta el Paleoceno inclusive, se depositaron sedimentos lacustres, netamente marinos y continentales que dieron lugar a las Formaciones Loncoche, Roca y Pircala. Se sobreponen en discordancia erosiva los depósitos cineríticos de la Formación Carrere y, posteriormente, la Formación Palaoco constituida por mantos de basaltos y tobas. Durante el Terciario alto y el Cuaternario se desarrollan los eventos magmáticos efusivos e intrusivos, en general, de tipo básico.

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Cuyo.*

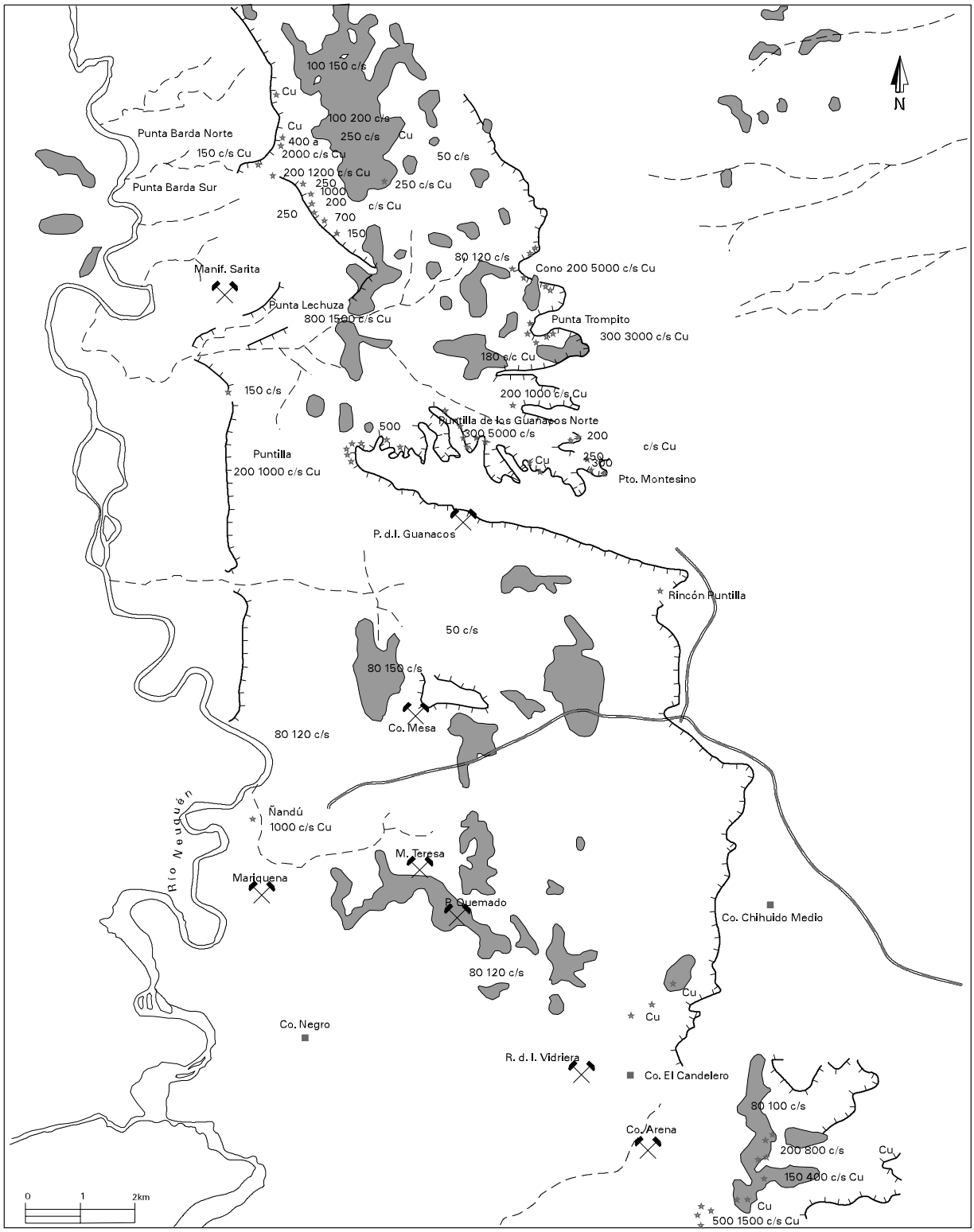


Figura 1. Manifestaciones uraníferas del distrito Los Chihuidos-Las Cárceles.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Todas las manifestaciones están alojadas en sedimentos clásticos de ambiente continental transicional. El nivel estratigráfico mineralizado corresponde al miembro Pichi Neuquén de la Formación Ranquiles (Grupo Rayoso) (Uliana *et al.*, 1975).

Esta unidad aparece cubierta, en la mayor parte del área, por sedimentos continentales basales de la Formación Río Limay del Grupo Neuquén., apoyados con leve discordancia

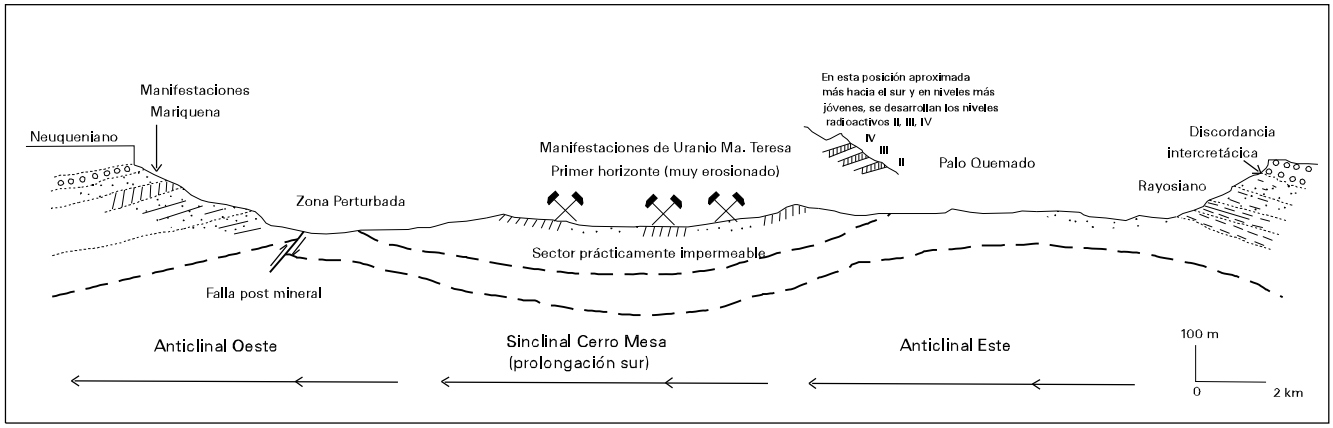


Figura 2. Perfil geológico de las manifestaciones uraníferas.

angular en una estructura suavemente ondulada con diversos grados de flexiones y algunas fallas, cuyo eje principal tiene rumbo aproximado norte-sur (figura 2). La erosión ha producido ventanas en la zona de los cerros de Los Chihuidos del Medio y del Norte, y en el sector de Las Cárceles, en las cuales se puede visualizar la sucesión sedimentaria desde los miembros superiores de la Formación Huitrín.

La litología en las áreas mineralizadas, corresponde a sedimentos de granulometría fina de muy buena selección (areniscas, limolitas, lutitas, etc., de ambiente fluvial-costanero), color pardo a pardo rojizo hasta gris amarillento y amarillo verdoso, con una marcada alternancia rítimica granulométrica y de color, dispuestos con espesores variables y casi horizontales. Contienen intercalaciones de yeso en forma de venillas continuas de diversos espesores. Hacia arriba se produce un cambio en la estratificación, con pasaje a areniscas de origen eólico, entre las cuales se intercalan lentes y láminas de arcillas. Las variaciones de colores a tonos más claros están, generalmente, relacionadas con la presencia de acumulaciones uraníferas presumiblemente asociadas a paleocauces.

La roca huésped de la mineralización es una arenisca arcósica con material carbonoso y restos de pequeños troncos alóctonos pertenecientes a la parte basal samítica del subciclo superior de la Formación Rayoso, en el sentido de Herrero Ducloux (1946). El emplazamiento es en varios niveles de areniscas dentro de un intervalo estratigráfico de 25 a 30 m ubicado entre el techo del miembro inferior y el piso del miembro medio de la misma unidad.

Se han reconocido 4 horizontes mineralizados correspondientes a una distribución espacial irregular de lentes. La morfología de los cuerpos son tipo en "bateas" correspondientes a las láminas curvas de la estratificación entrecruzada (Belluco *et al.*, 1974)

La mineralización está representada por dos especies de "amarillos de uranio" denominadas carnotita y boltwoodita, asociadas a malaquita, azurita, volborthita, limonita y hematita, junto a abundantes restos carbonosos pobremente silicificados.

El origen de las especies minerales es de tipo epigenético debido a la precipitación del ión uranilo y de otros metales en medio reductor de la circulación de aguas subterráneas y superficiales.

El modelo genético corresponde al tipo sedimentario con paragénesis de U-Cu-V.

Ramos (1975) propone la presencia de un período rhexistásico que reguló las características litofaciales presentes y, por lo tanto, la localización de la mineralización.

Si bien las leyes son las usuales para este modelo, la distribución y el tamaño de las lentes hicieron descartar la explotación de las mismas (Toubes *et al.,* 1978).

BIBLIOGRAFÍA

Belluco, A. y A. Canga, 1956. Exploración por uranio en la provincia del Neuquén. *Comisión Nacional de Energía Atómica* (inédito), Buenos Aires.

Belluco, A., J. Diez, C. Antonietti, H. Achen y C. Valerdi, 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de Mendoza y Neuquén. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas.* Buenos Aires.

Herrero Ducloux, 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras,* 266, Buenos Aires.

Ramos, V., 1975. Los ciclos sedimentarios y biorhexistacia en el control de las manifestaciones cupríferas del Neuquén extraandino, Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 5: 373-394, Buenos Aires.

Toubes, R., C. Rinaldi y L. Coco, 1978. Yacimientos de minerales radiactivos. *7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio,* 241-249, Neuquén.

Uliana, M., D. Dellapé y G. Pando, 1975. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 1:177-196, Buenos Aires.

Centeno, R. y C. Fusari, 1999. Mina San Romeleo, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1147-1148, Buenos Aires.



MINA SAN ROMELEO, MENDOZA

Ricardo Centeno[1] y Cayetano Fusari[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El yacimiento se encuentra 160 km al sur de la ciudad de Malargüe y se accede siguiendo la Ruta Nacional 40 hasta el puente Zampal sobre el río Grande. Desde allí se sigue un camino de tierra de 30 km hasta el área de la mina, siguiendo la quebrada Cinta Roja.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Navarro (1967) estimó 272.032 t con una ley media de 1,51% de Cu. Posteriormente Maurici (1971) determinó 257.000 t con una ley media de 1,29% de Cu probable y 230.000 t de mineral posible sin información de la ley media en Cu.

En 1967 se extrajo material seleccionado, consistente en mineral de cobre de alta ley (5 a 20% de Cu). La producción fue de 280 t con ley media de 9-10% de Cu que fueron tratados en una planta de lixiviación ácida en Mendoza.

EXPLORACIÓN

La exploración del depósito consistió en un muestreo geoquímico en canaletas y perforaciones consistentes en 7 sondeos con recuperación de testigos perpendiculares a la estratificación y a profundidades entre 12 y 16 m y 14 sondeos de 2 m de profundidad cada uno con recuperación de polvo.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Los primeros trabajos en el yacimiento fueron realizados por la firma De Witt Smith & Company Inc. en 1967 a pedido de la Compañía Minera Cattarossi. El estudio fue dirigido a la determinación de reservas.

Posteriormente, Navarro (1967) completó nuevos estudios, investigando el desarrollo lateral y vertical de la mineralización con vista a establecer reservas y definir la génesis del yacimiento.

El Banco Nacional de Desarrollo (Maurici, 1971) realizó una nueva cubicación con los datos de perforaciones de la empresa Cattarossi S. A.

Durante 1998 la empresa Sunshine realizó levantamientos geoquímicos exploratorios.

La propiedad de la mina corresponde a la empresa Cupro Sales S.R.L. (Fusari *et al.*, 1998).

GEOLOGÍA REGIONAL

La secuencia estratigráfica aflorante en la región está integrada por lutitas, arcillas margosas y calcáreos del Grupo Mendoza, areniscas calcáreo yesosas y arcillas con yeso y sal de la Formación Huitrín, ambas de edad cretácica inferior. Siguen areniscas arcósicas portadoras de la mineralización cuprífera, asignadas a la Formación Diamante, de edad cretácica superior y areniscas calcáreas y margas del Grupo Malargüe. El Cenozoico está representado por sedimentitas de las Formaciones Pircala y Agua de la Piedra y volcanitas de los Grupos Molle y Palaoco. El Cuaternario comprende depósitos aluviales, volcanitas y tobas ignimbríticas.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Mendoza.*

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En el área del yacimiento afloran sedimentitas de las Formaciones Huitrín y Diamante. El conjunto está plegado en un amplio anticlinal e intruido por diques y filones capa basálticos y chimeneas de traquitas, de edad terciaria.

En relación con las intrusiones traquíticas se produjo la deformación local de las sedimentitas, dando lugar a estructuras periclinales y fracturas de rumbo nornoreste-sursuroeste y este-oeste, en parte rellenas por diques básicos o arcillas con yeso y asfaltita.

La mineralización está alojada en un banco de areniscas calcáreo yesosas feldespáticas, en parte bituminosas, de color gris mediano con estratificación cruzada e intercalaciones lenticulares de arcillas yesosas amarillentas.

El rumbo general es este-oeste con buzamiento 30° a 32° al norte.

El afloramiento se extiende 180 m en el sentido del rumbo y tiene una potencia media cercana a los 8 m, cubriendo una superficie de 8.000 metros cuadrados.

Mineralización

La mineralización de cobre está integrada por calcantita y cantidades menores de malaquita, azurita, brochantita, antlerita, calcosina y cuprita. Raramente se presenta pirita.

Se localiza en el área conocida como quebrada San Romeleo y constituye además dos manifestaciones menores en Agua Amarga y El Alambre. Ocupa el techo de la Formación Diamante, preferentemente alojada en los bancos de areniscas entrecruzada.

La mineralización se presenta diseminada y en vetas (Navarro, 1967).

La primera corresponde a mineralización que se distribuye como gránulos o plaquetas de hasta 12 mm de diámetro agrupadas en manchas en las superficies libres de los estratos. En general se presentan plaquetas de calcantita rodeando núcleos de malaquita, reemplazando selectivamente hojuelas de yeso.

La mineralización vetiforme es de malaquita dominante y se localiza en el flanco suroeste del afloramiento y en su borde oriental. Consiste en relleno de fisuras cortas, de rumbo general este-oeste, verticales y con potencia de hasta 25 cm, a las que se asocian grietas mineralizadas subhorizontales. Los minerales que rellenan las fisuras principales son malaquita y azurita con núcleos lenticulares de calcosina-cuprita.

En el área de Agua Amarga hay mineralización diseminada de malaquita y calcantita en un banco de areniscas pardas a negruzcas, bituminosas. Esta mineralización se vincula con la principal, distantes 100 m entre sí.

En el sector de El Alambre, a 800 m al noreste de San Romeleo, aflora un paquete de areniscas similar al de Agua Amarga, con evidencias de mineralización.

MODELO GENÉTICO

La mineralización de San Romeleo se adscribe al modelo de cobre en areniscas rojas, relacionado a un ambiente geotectónico de rift vinculado a la etapa de subsidencia térmica cretácica (SAG II).

BIBLIOGRAFÍA

Centeno, R., C. Fusari y E. Lapidus, 1998. Mina San Romeleo (Cu). Perfil Geológico Económico. *Dirección Nacional de Minería, Subsecretaría de Minería, Carpeta 3280, Biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

De Witt, Smith & Company, Inc., 1967. The San Romeleo Copper Mine, province of Mendoza, Argentina. A geological study for Gino C. Cattarossi.

Maurici, 1971. Informe inédito, *Banco Nacional de Desarrollo.*

Navarro, H., 1967. Informe sobre la mina San Romeleo, departamento Malargüe, provincia de Mendoza.

Lyons, W. A., 1999. Las areniscas cupríferas del Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1149-1158, Buenos Aires.



LAS ARENISCAS CUPRÍFERAS DEL NEUQUÉN

Wilfredo Alejandro Lyons[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Las areniscas cupríferas se distribuyen sobre una amplia zona central del Neuquén, extendiéndose ligeramente hacia el norte en la provincia de Mendoza, y algo al sur en la provincia de Río Negro. Su límite oeste puede considerarse formado por el frente occidental de la cordillera de los Andes, coincidente con la traza de la Ruta 40 y la alineación dada por la ciudad de Chos Malal en el norte, Zapala en el centro, y la localidad de Piedra del Águila en el sur. Este límite occidental de las areniscas cupríferas, dada por la franja antes mencionada también coincide con esa zona donde la intensidad del diastrofismo andino se atenúa para pasar a las más suaves deformaciones de la cuenca neuquina. En tanto que la extensión al este de las areniscas cupríferas es irregular, pues no alcanza a sobrepasar en más de 30 o 40 km hacia el este el meridiano de la ciudad de Cutral-Có, formando un amplio arco o abanico que desaparece tanto al sur como al norte (figura 1). Dentro de esta zona se ubican manifestaciones curpríferas tales como Cerro Mesa, Sauzal Bonito, Cerro Granito, Campecino Norte, Tordillos, Cutral-Có Norte, Barda Gonzales, Cerro Bandera, Santa Genoveva, Barda Negra, La Olla, Palo Quemado, Borde Colorado, Don Julio y muchos otros (figura 1). La magnitud de estas manifestaciones cupríferas es variable, pués mientras Barda Gonzales, Tordillos, Cerro Granito y Palo Quemado exceden de 800 ha en área, cada una, el resto se encuentran restringidas a áreas mineralizadas del orden de algunos cientos de hectáreas o menos.

Debido a las tareas exploratorias por petróleo efectuadas por las diversas empresas que actuaron en la región se cuenta con una nutrida red de picadas, huellas y caminos de acceso a los diversos yacimientos minerales conocidos.

HISTORIA DEL DISTRITO

Las manifestaciones de cobre en las areniscas fueron identificadas antes del año 1927. La explotación de algunas de estas concentraciones minerales fue muy aislada, reconociéndose como pionera al aprovechamiento de Barda Gonzales, cerca de Cutral-Có, por parte de una empresa minera local de Zapala. También se sabe de esfuerzos en la explotación de Cerro Granito y de Tordillos, pero todos ellos a una muy reducida escala.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina es una estructura de retroarco que estuvo activa durante el Jurásico y el Cretácico. Rocas metamórficas paleozoicas, vulcanitas permotriásicas (Grupo Choiyoi) y volcaniclásticas (Formación Remoredo), constituyen el basamento de la cuenca. Separando estas rocas de las formaciones superyacentes existe una fuerte discordancia.

Con el advenimiento del Jurásico dominaba el área un ambiente de aguas playas de retroarco en donde fueron depositadas abundantes lutitas carbonáticas y pelitas, que constituyeron la roca madre de los depósitos de petróleo en la cuenca neuquina.

Los depósitos post-Choiyoi, muestran una secuencia de sedimentitas predominantemente de origen marino en su base, las que en el Jurásico medio da lugar a una fase

[1] *Geólogo consultor.*

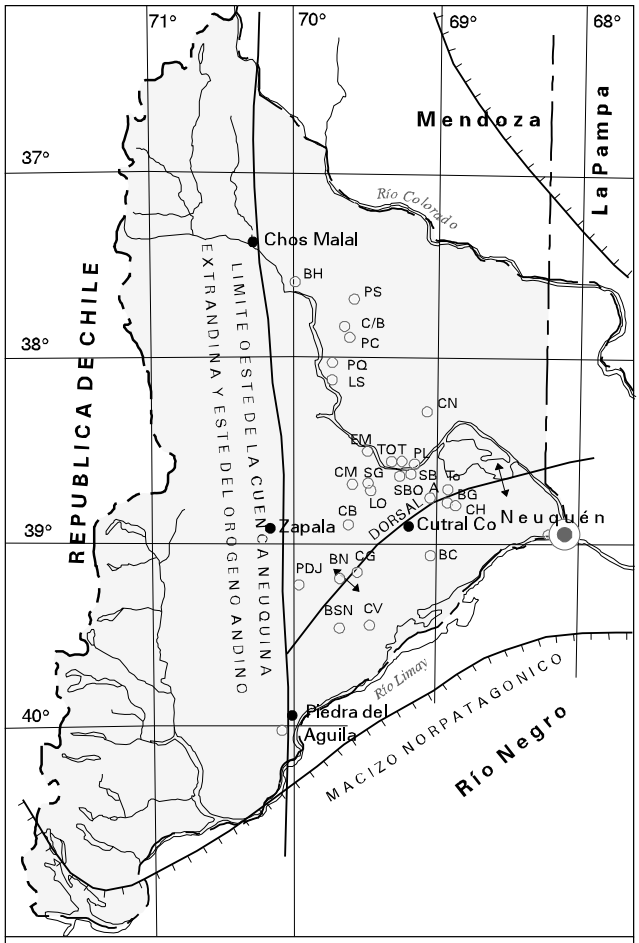


Figura 1. Mapa de distribución de areniscas cupríferas y principales manifestaciones.

netamente continental con las psamitas y conglomerados de la Formación Lotena. La subsidencia parcial produce la acumulación de sedimentitas químicas y arcílicas marinas a neríticas hasta una nueva emergencia en el Malm, que origina la potente serie arenosa de la Formación Tordillos, con la cual se cierra el ciclo Jurásico.

En el Cretácico inferior continúa la subsidencia parcial de la cuenca lo que produce la depositación de sedimentos de plataforma marina a costeros, de las formaciones Agrio y Huitrin, hasta una nueva emergencia en el Albiano que da lugar al origen de la Formación Rayoso. Con el inicio de los movimientos senomanianos, discordancia mediante, la emergencia continental es permanente y se halla representada por la secuencia de sedimentos arenosos fluviales y arcillosos lagunares que constituyen el Grupo Neuquén, del Cretácico superior para ingresar en el Terciario netamente continental. En el Grupo Neuquén se hospedan los depósitos cupríferos de la región.

El orógeno andino se inicia con los movimientos intermálmicos, seguido por los senomanianos, que en el Cretácico superior da lugar a la separación de la Cuenca Neuquina del Océano Pacífico y la constitución de un elemento positivo en la región. Este elemento positivo es un anticipo de la formación, durante el Terciario, del orógeno andino.

El Grupo Neuquén aloja a la mayor parte de los depósitos de cobre sedimentario del Neuquén y sur de Mendoza y está dividido en tres formaciones que, a su vez, contienen varios miembros (figura 2). Los miembros son diferenciados por estratos interestratificados dominados por arcilitas o areniscas o combinaciones de éstas. Los miembros Huincul y Portezuelo, predominantemente arenosos son las litologías huéspedes más importantes de cobre.

El Miembro Candeleros está en la base del Grupo Neuquén y está constituido por areniscas rojas, algo lutíticas y delgados lentes arcílicos. De escasa porosidad, no contiene manifestaciones cupríferas de relevancia, salvo algunas aisladas vetillas.

El Miembro Huincul ha sido dividido en tres unidades bien definidas: *Huincul Inferior,* constituido por areniscas de grano mediano, de color amarillento a verdoso, poco porosas y malamente estratificadas. Presenta poco cobre y baja prospectividad. *Huincul Medio,* constituidas por areniscas de grano mediano a grueso, intercaladas con delgadas capas de lutitas y arcilitas, y ocasionales microconglomerados. Esta unidad es porosa y junto con la Formación Portezuelo contiene las manifestaciones de cobre sedimentario más significativos de la Cuenca Neuquina. Estratificación entrecruzada y gruesos bancos de arena son comunes en esta unidad. Las manifestaciones de cobre de Sauzal Bonito, Cerro Mesa y Tordillos se alojan en esta unidad. *Huincul Superior,* esta unidad consiste de areniscas de grano mediano, de colores blanquecinos a rojizos, intercalados con bancos de areniscas arcillosas finas y arcilitas. Esta unidad es de pobre estratificación y a menudo contiene mica fina blanca que forma nódulos. El contacto con el suprayacente Miembro Lisandro es transicional y generalmente se define mediante un grueso estrato de arcillas rojas.

El Miembro Lisandro consiste en una monótona secuencia de arcilitas y lutitas rojas, con ocasionales horizontes de areniscas finas de hasta 1 m de espesor. La potencia de este miembro es de alrededor de 100 metros.

El Miembro Portezuelo es una unidad netamente psamítica mayormente expuesta en toda el área de interés. Es de importancia económica pues aloja, entre otros, al importante yacimiento de Barda Gonzales. Similar a la unidad Huincul Medio, está constituida por areniscas blanquecinas de grano grueso, muy porosas, con una fina distribución de mica blanca, acompañada por bancos intercalados

de lutitas y limolitas finas. Abundante estratificación entrecruzada es observada en las areniscas. El ambiente de depositación del Miembro Portezuelo se compatibiliza con un sistema fluvial abierto e irregular.

Los Miembros Plottier y Río Colorado suprayacen a la secuencia antes examinada. Sus unidades afloran solamente al este y noreste del área investigada; que no fueron inspeccionadas pues se sabe que las mismas no tienen un potencial prospectivo en cobre por la ausencia de manifestaciones visibles.

En la región investigada por potenciales recursos de areniscas cupríferas, las únicas unidades litológicas posteriores de interés, corresponden a horizontes de basaltos de hasta 4 m de espesor consecuencia de hasta dos períodos efusivos, cuyas edades se ubican en 15 y 4 millones de años

GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS

Como se indica en la figura 1, la distribución de los yacimientos está influenciada por la geometría de la litología, estructura y tectónica de los estratos más permeables y receptivos de la secuencia sedimentaria del Grupo Neuquén, del Cretácico alto. La erosión de los diversos yacimientos, sin duda, ha dado la impronta irregular que se manifiesta en la magnitud, distribución, litología, mineralogía y geometría de cada uno de ellos y que pueden o no representar las características originales de los mismos.

BARDA GONZÁLES

Se ubica a unos 35 km al noreste de la ciudad de Cutral-Có, por un camino de tierra en buen estado, utilizado básicamente para tareas de producción petrolera. Es el principal yacimiento de cobre en areniscas, habiendo sido explotado en pequeña escala con la extracción de 325 t de mineral seleccionado con una ley de 9,7% entre los años 1969 y 1979. Este mineral fue procesado en Chos Malal para su posterior comercialización.

El área con mineralización visible cubre una superficie irregular de unas 250 hectáreas. La roca huésped son areniscas en bancos subhorizontales, de grano fino, que ocasionalmente presenta estratos conglomerádicos de hasta 0,50 m de espesor, de colores pardos claros a rojizos del Miembro Portezuelo del Grupo Neuquén de edad cretácica. En la zona mineralizada las areniscas están irregularmente lixiviadas y decoloradas y están acompañadas por troncos fosilizados, muchos de ellos reemplazados por malaquita principalmente y poca crisocola. La lixiviación no es uniforme pues en diferentes horizontes es observable distintas tonalidades en la decoloración de los mismos. Esta lixiviación de los bancos mineralizados es principalmente una desferrización de los óxidos de hierro que imparten el color rojizo a estos sedimentos. Los horizontes mineralizados son de 1 a 30 m de espesor y están comunmente separados por capas de arcilitas o limolitas.

La mineralización consiste principalmente en malaquita cubriendo y cementando los granos de cuarzo, en aquellos horizontes de manifiesta porosidad. La exploración, mediante sondajes a circulación reversa de la zona mineralizada, ha mostrado que no existe una marcada continuidad en los horizontes, pues ellos se caracterizan por tener hábitos lenticulares (figura 2). Estos lentes alcanzan espesores importantes (30 m), aunque por lo general son de 1 a 5 m, pero repetidos en la secuencia. Esta lenticularidad a veces es repentina, aunque se conocen lentes de estrangulación paulatina y a lo largo de muchos metros. Pequeñas cantidades de calcocita y azurita acompañan a la malaquita en forma irregular y saltuárica en los horizontes mineralizados. Minerales de uranio (pechblenda, carnotita, etc.) se asocian a los minerales de cobre así como raros de vanadio y óxidos de hierro. Bitumen en gránulos o láminas o pequeñas masas se distribuyen en asociación con los minerales de cobre y uranio y que muestran la íntima asociación entre ellos en la precipitación de estos dos cationes de los fluídos circulantes. Como única ganga, se distribuye calcita en la arenisca, en forma de diminutos gránulos, que en algunos sectores es muy conspicua. La mena es muy friable, de fácil fracturación y trituración.

En las manifestaciones cercanas y en la misma zona; Astra (4 km al oestenoroeste), Tobiano (4 km al norte), Challaco (2 km al este) y Raco (2 km al noroeste), (figura 1), la litología es similar a la de Barda Gonzales, así como la mineralogía (malaquita, poca calcocita, escasa azurita y minerales de uranio y vanadio, acompañadas por bitumen y gránulos de calcita). En Tobiano se ha reconocido el horizonte mineralizado, a lo largo de bardas o barrancos, sobre una distancia de 8 km, en cambio en Astra y Challaco la magnitud de la exposición es menor, pero indicativas del área cubierta originalmente por este horizonte cuprífero, ahora erodado en una extensión indeterminada.

Entre los años 1994 y 1998 se llevó a cabo, por algunas empresas mineras, la exploración mediante sondajes de circulación reversa, de la mineralización principal y de mayor potencial de Barda Gonzales. En este período se completó un total de 9.434 m de sondajes en 163 pozos con el método de circulación reversa. Estos pozos fueron muestreados en forma contínua cada metro y en algunos sectores cada 0,5 m, espaciados entre sí en intervalos de 50 metros. Estos sondajes fueron planeados para intersectar las arcilitas y limolitas del subyacente Miembro Lisandro lo que se llevó a cabo en sólo algunos sondajes. Como resultado de este programa de perforaciones se estimó que la zona abarcada por los sondajes contiene un recurso estimado en 35.500.000 t con un contenido de 0,368% de cobre con una ley de corte de 0,15% de cobre. En los últimos 80 pozos perforados, además de cobre se analizó el contenido de plata, los que dieron valores de entre 0,1 y 5,6 ppm de Ag, indicando la posibilidad de contar con un factor de valorización de estas menas.

En la literatura que trata sobre los yacimientos de las areniscas cupríferas, se dan leyes en cobre extremadamente altas, desde 4% Cu hasta 16% Cu. Estos valores son irreales, ya que ellos representan valores puntuales de cobre de muestras cuidadosamente seleccionadas y no

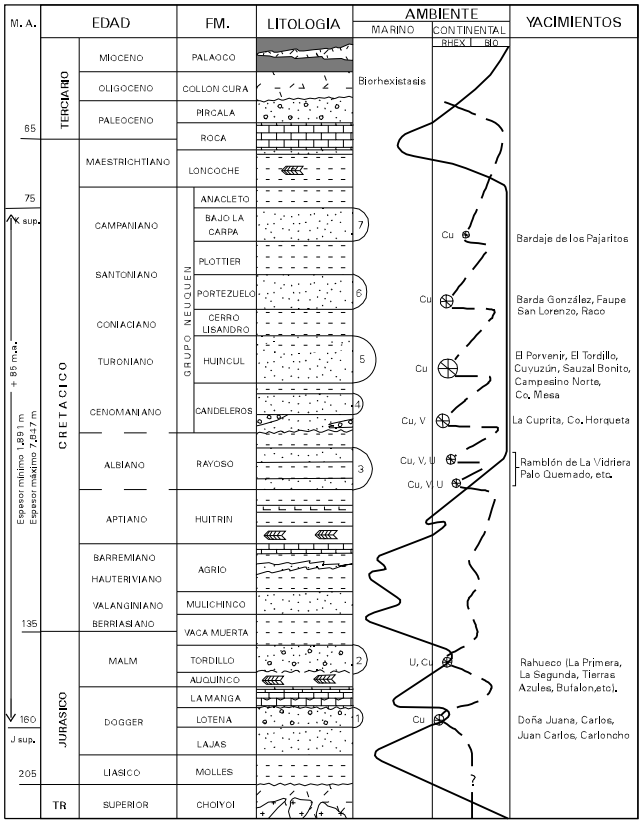


Figura 2. Cuadro estratigráfico de la cuenca neuquina extrandina y ubicación de algunas manifestaciones de cobre (modificado de Ramos, 1975)

representativas del conjunto. Las más de veinte mil muestras tomadas en los programas de exploración con sondajes, efectuadas por empresas mineras independientes, mostraron que el contenido en cobre de los horizontes cupríferos, excepcionalmente llegaron cerca del 1% de cobre. Los resultados analíticos de las muestras tomadas, durante los varios programas de exploración de los asomos cupríferos del área, fueron sumamente uniformes, habiendo los mismos indicado el carácter de baja ley de estos recursos, pero no por ello que fueran de explotación antieconómica.

TORDILLOS

Este prospecto se ubica a unos 90 km, por carretera, al norte de Cutral-Có, a 1 km al norte de la margen izquierda del río Neuquén o a 45 km en línea recta al norte de la misma ciudad (figura 1). El vado de Paso de Indios, sobre el río Neuquén se encuentra a unos 15 km al suroeste de Tordillos. Diversos caminos en buen estado de mantenimiento permiten un fluído acceso a la zona.

Un grueso paquete de areniscas arcósicas, subhorizontales, de la Unidad Huincul Medio del Miembro Huincul del Grupo Neuquén del Cretácico, es el ambiente litológico del área y donde se alojan las manifestaciones de cobre. Abundantes restos óseos de dinosaurios, algunos ligeramente teñidos con minerales de cobre y escasos restos vegetales, troncos, muy mineralizados con malaquita y algo de azurita, del antes llamado Estratos con Dinosaurios, se observan en toda el área. Lentes y delgados horizontes de arcilitas suyacen las zonas mineralizadas. El cobre reemplaza a madera fósil en forma selectiva. En el área de Tordillos las areniscas Huincul son de colores grises a claros, consistentes en cuarzo, feldespato, micas, algo de carbonatos y óxidos de hierro. Estratificación entrecruzada es común observar. Hacia el norte de la zona, y sobre el Miembro Huincul, se observa a lo largo de las bardas los sedimentos arcillosos rojos del Miembro Lisandro.

El mineral dominante en Tordillos es la crisocola, luego sigue malaquita, algo de calcocita, en todos los casos recubriendo los clastos y ordenados de acuerdo a la estratificación de las areniscas arcósicas. Tres niveles de mineralización de cobre se observan en Tordillos, contando siempre como base delgados horizontes de limolitas y arcilitas rojas. Como ganga, además de las areniscas arcósicas, son frecuentes granos de carbonatos.

La exploración llevada a cabo en los años 1993/94 en Tordillos consistió en su relevamiento geológico, seguido de un programa de sondajes mediante circulación reversa. En total se perforaron 97 pozos, con un total de 2.506 m, de donde se tomaron y analizaron muestras cada metro. Esta exploración permitió estimar la presencia de un recurso de 9.500.000 t con una ley promedio de 0,42% de cobre.

CERRO GRANITO (MINA PORVENIR)

Cerro Granito se ubica a unos 45 km en línea recta al suroeste de Cutral-Có, pero a unos 70 km por caminos vecinales accesibles en la estación seca. El área del yacimiento de cerro Granito es de suaves lomadas, cuyo relieve máximo no excede de 25 metros. Este yacimiento es conocido también como Mina Porvenir, por estar legalmente registrado ante la Autoridad Minera con ese nombre.

Los horizontes mineralizados se alojan en el Miembro Huincul del Grupo Neuquén del Cretácico, presentándose en posición subhorizontal o con suaves inclinaciones. Las areniscas algo arcósicas de los Estratos con Dinosaurios o Miembro Huincul, en el área mineralizada, se encuentran decoloradas a tonalidades grises a blanquecinas, pero sólo dentro del área mineralizada se observa la unidad Huincul medio, que es la roca huésped de la mineralización de cobre. Troncos fósiles mineralizados principalmente con malaquita y crisocola son frecuentes, al igual que restos óseos. Limitando la mineralización hacia el norte se identifica una falla de movimiento normal y orientada este-oeste, donde la mineralización observada se encuentra al sur de la misma. Hacia el noroeste, a unos 5 km, está expuesto un plutón granodiorítico, que es considerado como basamento y cuya datación isotópica de 234±4 Ma, lo ubica en el Carbonífero tardío (Digregorio, 1972).

Los minerales predominantes son malaquita y calcocita. Azurita es observada en horizontes conglomerádicos,

predominante en partes. La mineralización se distribuye en dos sectores definidos: Meseta suroeste y Meseta este. No hay diferencia en el tipo de mineralización, sólo que cierto predominio de limolitas o arcillas parecen ser las causantes de esta distribución. En la Meseta suroeste abundante azurita es observada en todo el sector. Como ganga, variables cantidades de gránulos de un carbonato o calcita es determinable. También acompaña a la mineralización una variable dispersión de bitumen. Los horizontes mineralizados siguen el esquema de presentarse usualmente en forma lenticular, a veces superponiéndose unos a otros.

Durante la década del 70, los titulares originales desplegaron cierta actividad exploratoria en este yacimiento, cuando excavaron algunas trincheras y pozos o calicatas de hasta 2 m de profundidad. Los resultados obtenidos fueron variables, aún cuando consiguieron determinar una cierta continuidad en la mineralización del área. El muestreo y la estimación del recurso existente en el área dio un tonelaje potencial de 320.300 t con una ley de 1.86% de cobre (Aguilar, 1945), sobre un espesor promedio de 1,73 metros. Con posterioridad, en el período 1996/97, un programa exploratorio, sobre una amplia zona, mediante sondajes en los alrededores del área ya prospectada, perforó 16 pozos por un total de 807 metros. De estos 16 pozos sólo 8 obtuvieron resultados que oscilaron entre 0.11 y 0.32% Cu. Aunque de limitados resultados, la presencia saltuárica de valores de cobre con relación a la zona conocida, permite esperar que en algún sector exista una continuidad y peristencia que se amalgame en un cuerpo de cierta magnitud. En base a esta especulación, de índole geológica, es que los exploradores estimaron la perspectiva de la existencia de un recurso de 2.000.000 de t con un contenido de 0,50% Cu.

CERRO MESA

Cerro Mesa se ubica a unos 40 km en dirección recta hacia el noroeste desde Cutral-Có. Tiene buen acceso mediante caminos vecinales en buen estado de mantenimiento por las empresas petroleras y se encuentra en una depresión cuya altura es de alrededor de 600 m sobre el nivel del mar.

Predominan en el área areniscas blancas a blanquecinas grises, del Miembro Huincul, del Grupo Neuquén, pertenencientes al Cretácico, cuyos estratos son subhorizontales, mostrando estratificación entrecruzada y otros tipos de texturas sinsedimentarias. Sobre una amplia zona, cercana a los 20 km^2, afloran manifestaciones cupríferas en areniscas que en gran parte se encuentran recubiertas por arenas de origen eólico. Restos de troncos fósiles, algo mineralizados con malaquita, y restos óseos son frecuentes. En la parte principal del yacimiento, donde existen una serie de laboreos superficiales y continuidad en la mineralización, se observan cinco horizontes mineralizados, donde un muestreo indicaron valores de hasta 2,8% Cu. La mineralización está dada por malaquita predominante, algo de calcocita y azurita y restos de crisocola y vestigios de minerales uraníferos acompañados por bitumen.

Durante los años 1995/97 se llevo a cabo un amplio programa de exploración mediante la perforación de pozos a circulación reversa. En total se perforaron 95 pozos que sumaron un total de 2.370 m, los cuales en su mayoría atravesaron bancos de areniscas estériles. De estos 95 pozos sólo dos atravesaron horizontes mineralizados: uno de los sondajes con dos horizontes, con 6 m de espesor con 0,32% Cu el uno y 4 m con 0,40% Cu el otro; y el segundo sondaje un banco de 4 m con 0,1% Cu. El muestreo superficial de las manifestaciones cupríferas del área dieron valores de interés, pero el promedio se situó por debajo de 0,5% Cu. Las manifestaciones de cobre aflorantes en el área y los resultados negativos de las perforaciones, indicarían que estamos frente a los restos erodados de un horizonte mineralizado de carácter regional, del cual sólo se observan aislados afloramientos, que posiblemente constituyen el piso de dicho horizonte o banco. A Cerro Mesa se le asigna un potencial de alrededor de 1.000.000 toneladas.

SAUZAL BONITO

Este prospecto se ubica inmediatamente al sur del río Neuquen y al sureste y a la vista de Tordillos. Sauzal Bonito se ubica hacia el sureste de Tordillos en lo que aparentemente es el mismo sistema litológico y geoquímico de éste.

La mineralización de Sauzal Bonito se aloja en bancos de areniscas gruesas, de colores amarillentos a claros, pertenecientes a la Unidad Huincul Medio, del Grupo Neuquén de edad cretácica. La mineralización observada en Sauzal Bonito, a lo largo de bardas y afloramientos en depresiones, alcanza a tener más de 6 km de largo y entre 300 y 500 m de ancho visible y un espesor estimado entre 4 y 15 metros. Pequeñas y antiguas labores de vieja data indican la atención que en su momento se le prestó a esta mineralización. Durante la exploración de este prospecto se dividió la zona en: Sauzal Bonito central y un sector este y otro oeste.

Malaquita, calcocita y algo de crisocola constituyen la base de la mineralización en la areniscas. Bitumen, en variados grados de concentración se distribuye en los horizontes mineralizados del área. Aunque el bitumen es conspícuo en toda el área, muestras tomadas de este material no dieron más de un 0,15% Cu. La alteración de las areniscas, con su característica decoloración por lixiviación, es enteramente similar a la observada en Tordillos.

La exploración de Sauzal Bonito se efectuó en dos etapas, ambas comprendiendo la perforación de pozos de circulación reversa. El primer programa, efectuado mediante la ubicación de sondajes bien separados y de carácter prospectivo, se llevaron a cabo en ambos extremos de la corrida mineralizada de Sauzal Bonito denominadas Sauzal Bonito Este y Sauzal Bonito Oeste. Este primer programa comprendió un total de 53 pozos con una suma de 2.467 m, 22 pozos en Sauzal Bonito Este y 31 pozos en Sauzal Bonito Oeste. En Sauzal Bonito Este, el espaciamiento de los pozos ha mostrado que sólo tres de ellos (10 m con 0,3% Cu, 1 m con 7% Cu y 6 m con 0,23% Cu) han cortado minera-

lización siguiendo un aparente paleocauce. En Sauzal Bonito Oeste 7 pozos intersectaron mineralización de cobre con valores cuyo rango es de 0,21 a 0,83% Cu, en una geometría que indica que dichos valores responden a una cierta estructura favorable para su depositación. También se efectuaron análisis por plata, los cuales dieron valores muy dispares, ya que el promedio se encontraba entre menos de 1 ppm y 4 ppm, con valores aislados de 60 a 200 partes por millón. Tanto los valores promedios como los altos estaban asociados a valores bajos de cobre, 0.01 a 0.02% Cu.

En Sauzal Bonito Central la mineralización detectada se ubica a lo largo de una banda de unos 4 km de largo por 200 m de ancho, constituyendo una clara evidencia del control de la mineralización por un paleocauce. En total la extensión de areniscas mineralizadas con cobre, determinadas en el programa de exploración, alcanza una extensión de unos 7 km en dirección general este-oeste, sobre una banda o amplitud máxima de 200 m y un espesor que se asume no mayor de 15 metros. Una estimación sobre el potencial de un recurso cuprífero en la zona de Sauzal Bonito, ha sido estimado entre 1 y 3.000.000 de toneladas. Una exploración más detallada debería incrementar sustancialmente esta estimación.

CAMPECINO NORTE

La mineralización de Campecino Norte se ubica a unos 70 km, en línea recta, al norte de Cutral-Có y a unos 25 km al norte de Tordillos. Esta mineralizacion es observada a lo largo de las picadas para sísmica y en los rechazos (*cuttings*), de los pozos sísmicos efectuados sobre esas líneas y cubre una superficie aproximada de 2 km por 1 kilómetros. El muestreo de estos rechazos dieron valores entre 0.05% Cu y 2.3% Cu. Esta zona es sumamente chata y sin relieve o bardas, por lo que lo observado está en los afloramientos o lo que constituye el piso o suelo en dicho medio. En la zona no existen laboreos exploratorios de carácter minero.

La escasa roca aflorante está constituida por areniscas de grano grueso a medio, con algunos bancos de conglomerados intercalados y se corresponden con la Unidad Huincul Medio del Grupo Neuquén del Cretácico. Restos de troncos fósiles con diseminación de malaquita y algo de crisocola son frecuentes, al igual que de restos óseos. Esta arenisca se encuentra alterada y lixiviada a un color crema claro o blanquecino.

La mineralizacion de esta areniscas está constituida principalmente por malaquita, con raros granos de calcocita, así como de bitumen.

En 1955 se efectuó un programa de exploración mediante la perforación de 17 sondajes a circulación reversa que sumaron en total 377 m, y con muestreos cada metro. Los resultados no fueron lo halagadores que se esperaba, pues se encontró mineralización de cobre en sólo tres pozos, con los siguientes resultados: Un pozo cortó 3 m con 0,24% Cu, un segundo dio sobre 2,1 m 0,23% Cu y el tercero dio 0,06% Cu sobre 4 metros. Los sondajes estuvieron ampliamente separados entre sí por lo que se estima que con un programa de sondajes mas nutrido y menos espaciado, se podría encontrar un cuerpo mineralizado de cierta magnitud.

OTRAS MANIFESTACIONES DE COBRE

CUTRAL-CÓ NORTE

Se ubica inmediatamente al norte de la ciudad de Cutral-Có, sobre la importante estructura Dorsal de importancia petrolífera. Areniscas de la Unidad Huincul Medio, de color crema a blanquecino, con leves muestras de calcocita, malaquita y bitumen se observan en el área. Unos pequeños cateos por cobre existen cerca de una barda. Un total de 16 pozos de circulación reversa, con espaciamientos mayores a 200 m, con un total de 550 m se perforaron en la zona. Las perforaciones no intersectaron evidencias de mineralización, sólo las areniscas alteradas de la Unidad Huincul Medio de hasta 20 m de espesor.

CERRO BANDERA SUR

Cerro Bandera se ubica a 40 km al oeste de Cutral Có, sobre la Ruta 22 a Zapala y cubriendo a la Estructura Dorsal y a 1 km del campo petrolífero del mismo nombre. Areniscas de grano mediano, decoloradas y lixiviadas, de la Unidad Huincul asoman aisladamente en el área. No hay asomos de cobre en las areniscas, sólo su carácter fuertemente alterado, son notorios a lo largo de la ruta. Se perforaron 30 pozos a circulación reversa con espaciamientos cercanos a los 500 m entre sí, que sumaron un total de 1.063 m. Los resultados fueron negativos, aún cuando las areniscas alteradas se manifestaron en espesores de hasta 15 metros.

SANTA GENOVA Y LA OLLA

Estos prospectos se ubican unos 30 km en línea recta al nornoroeste de Cutral-Có y son accesibles por caminos vecinales en buen estado de mantenimiento que se dirigen hacia el paso de la Balsa Huitrín, sobre el río Neuquén. En la zona asoman areniscas alteradas de colores crema a blanquecinas, con las mismas características que las presentes en Sauzal Bonito al estenoreste y Cerro Mesa al Oeste. En las areniscas se identificaron pequeñas cantidades de calcocita y algo de malaquita, así como pequeñas manchas de bitumen. En Santa Génova se perforaron 24 pozos a circulación reversa, muy espaciados, por un total de 1.045 m, con resultados negativos, salvo la presencia de areniscas alteradas. En La Olla se perforaron 24 pozos a circulación reversa por un total de 921 m, donde sólo se observaron aislados puntos de calcocita en los rechazos.

BORDO COLORADO

Este prospecto se ubica unos 35 km en línea recta al sureste de Cutral-Có, al cual se accede por los caminos cons-

truidos por empresas petroleras. Areniscas alteradas a colores claros, color crema, muestran calcocita y malaquita en aquellas zonas removidas por laboreos superficiales, sobre una amplia zona. En un programa de exploración, mediante sondeos a circulación reversa, se perforaron 25 pozos por un total de 812 m, pero cuyos resultados fueron negativos a pesar de las muestras de minerales oxidados de cobre existentes en la superficie.

BARDA NEGRA

Este prospecto se ubica unos 80 km al suroeste de Cutral-Có y unos 30 km al suroeste de Cerro Granito, encontrándose los asomos de cobre sobre el flanco sureste de la prominente mesada de la Sierra Barda Negra y se accede desde la Ruta 22 mediante caminos de servicios petroleros. Un prominente conglomerado de la Formación Lotena, de edad jurásica, se encuentran mineralizados con malaquita en abundancia y escasa calcocita acompañados por bitumen. Los conglomerados pueden ser seguidos sobre una distancia superior a los 1.500 m, donde la mineralización, aún. cuando no contínua, es observable en toda su extensión aflorante.

Espesores de hasta 4 m, con mineralización de cobre, son observables. El muestreo del conglomerado arrojó valores de hasta 2,05% Cu, pero se estima que un potencial promedio se encontraría en menos del 1,0% Cu. De acuerdo a la magnitud de la manifestación de cobre, se ha estimado que el potencial de este prospecto podría encontrarse en 2.200.000 t, de acuerdo a los parámetros existentes.

Una serie de laboreos superficiales, piques playos, calicatas y trincheras, han sido excavadas en la zona con fines exploratorios y de explotación.

PALO QUEMADO

Este prospecto se ubica a unos 120 km, en línea recta, al nornoroeste de Cutral-Có y a unos 70 km, en línea recta, al noroeste de Tordillos. Este prospecto es de difícil acceso por encontrarse sobre la margen izquierda del río Neuquén y tener que bajar unas empinadas y difíciles bardas que bajan de la Pampa de Añelo hacia el este. Este prospecto fué explorado en la decada del 70 por la Comisión Nacional de Energía Atómica, por contener persistentes valores de uranio, que acompañan a la mineralización principal de cobre. La mineralización se aloja en las areniscas de la Formación Rayoso, de edad cretácica. En ésta área mineralizada, donde se reconocen numerosas prospectos con diversos nombres (Mariquena, María Teresa, Ramblón de la Vidriera y otros) se efectuaron numerosos pozos o calicatas de hasta 2 m de profundidad sobre una amplia zona. No se efectuaron sondajes. La mineralización consiste en malaquita que acompaña persistentemente a uranofano, posiblemente derivado de uraninita, en horizontes delgados. De potencial desconocido, merecería ser objeto de un programa de exploración de una adecuada magnitud.

PUESTO LAGO

Ubicado a unos 7 km al sureste de Tordíllos, parece descansar sobre una continuación del sistema de areniscas del Huincul Medio (figura 1). Areniscas alteradas de la Unidad Huincul Medio, similares a las de Tordillo, alojan una mineralización de malaquita, a veces en nódulos o diseminaciones locales, que alcanzan espesores de hasta 1,5 m y se observan sobre extensiones cercanas a los 1.000 m. Algunas calicatas muestran una limitada prospección de este prospecto. La ley en cobre de este yacimiento es similar a la de Tordillos, 0,4% Cu y 0,3% Cu. No se tiene estimación del tonelaje potencial.

Otros sectores mencionados en la literatura, pero sin ubicación precisa o fehaciente, o datos geológicos son: Cerro Chanza, Rincón del Sauce, Cerro Huantraico, Casa Roja (3,25% Cu en muestra seleccionada), Quili Malal, Aguada Chaque, Puesto Nahuel, Puesto Vallejo, Balsa Huitrin (2,8% Cu muestra de 3 m), Kokito 2 (0,81% Cu en muestra superficial), Bajo Las Liebres, Espina del Zorro, Cerro Mangrullo (Grant, 1970) y Don Julio. Estos asomos mineralizados merecen ser examinados en detalle.

MODELO GENÉTICO DEL CONJUNTO DE ARENISCAS CUPRÍFERAS

Aún cuando se dispone de una cierta información sobre el tipo general de mineralización que siguen los diversos depósitos de cobre examinados, se necesitaría una investigación más completa sobre dataciones isotópicas, tipo de alteración, calidad de los fluídos existentes, determinación de dirección de los flujos, elementos menores existentes, para poder, con cierta seguridad, construir un modelo regional sobre la mineralización.

La evolución geológica del Neuquén extrandino (Ramos, 1975), indica que en el desarrollo de la cuenca neuquina desde su vertiente pacífica hacia su vertiente definitiva, atlántica, tuvo lugar la depositación de gruesos paquetes sedimentarios de variada composición y origen, que se distribuyeron entre la Formación Lotena del Dogger en el Jurásico medio, hasta el Miembro Bajo La Carpa del Grupo Neuquén, en el Campaniano del Cretácico Superior. Con el retiro de las aguas del Pacífico en el Cretácico bajo y el comienzo de la elevación del orógeno andino, durante el Senoniano se había consumado el aislamiento continental y completado la red de drenaje hacia las aguas del Atlántico. Ello dio lugar a la formación de una cuenca de características continentales con predominio de ambientes fluviales, deltaicos y aluviales, donde también se daban condiciones de equilibrios biostásicos similares. La Cuenca del Neuquén así formada recibe las aguas del orógeno andino donde se mezclan las de origen fluvial o meteórico con termales, consecuencia de la actividad volcánica.

La mineralogía de los depósitos es simple, con predominio casi excluyente de malaquita, azurita, crisocola, algo de calcocina, escaso cobre nativo y una variada gama

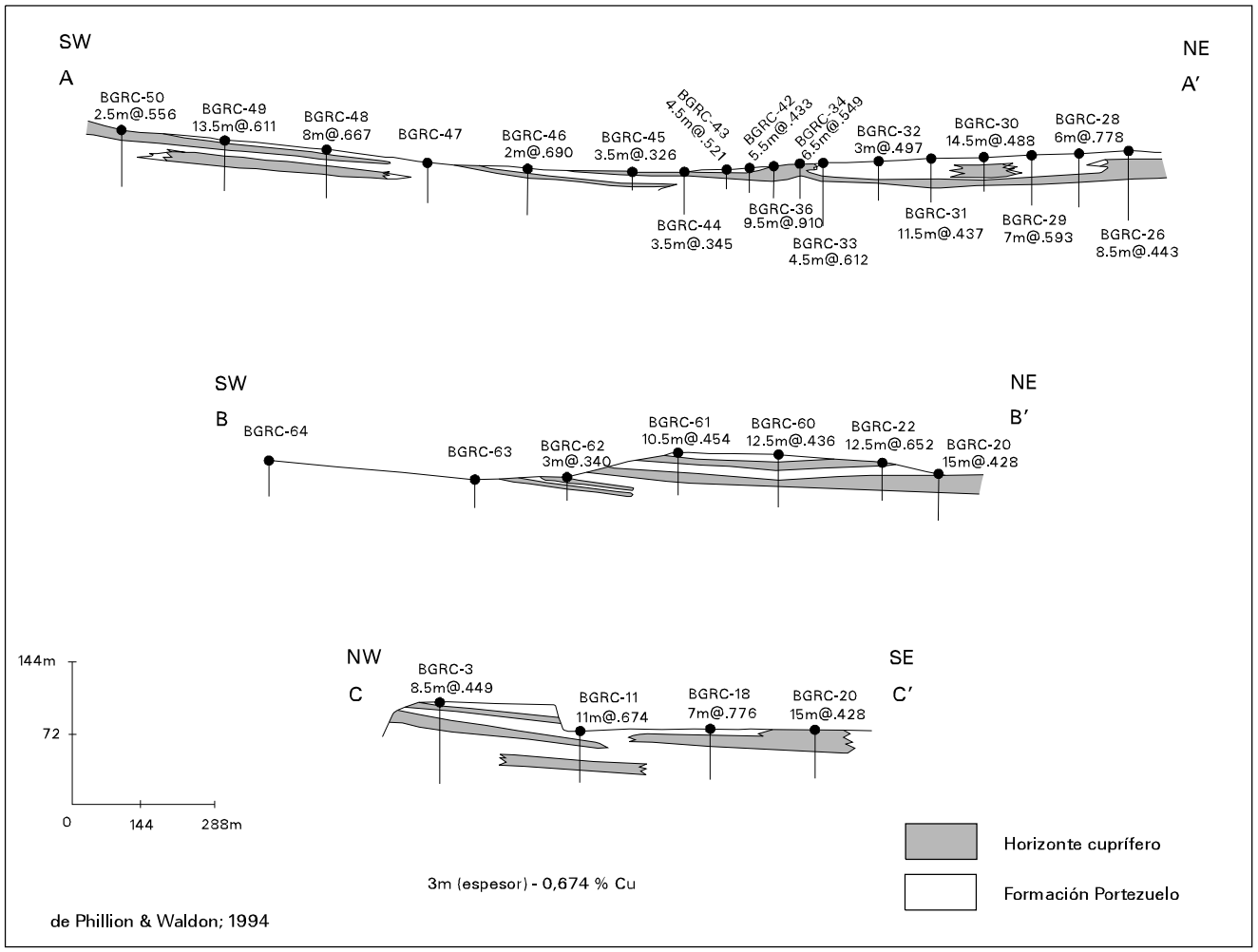


Figura 3. Perfiles mostrando el hábito lenticular e irregular de los horizontes cupríferos en la mina Barda González.

de minerales de uranio y vanadio en escasas e irregulares cantidades y localidades. Restos orgánicos, principalmente troncos y bitúmenes, se manifiestan como acompañantes del proceso mineralizante. Es decir son todos minerales producto de la interacción de los fluídos que los acarrean con las aguas circulantes superficiales. Siempre asociada a los minerales de cobre, uranio y vanadio, las sedimentitas psamíticas, originalmente de colores rojos a pardos, están decoloradas a tonos blanquecinos a cremosos mostrando una acentuada lixiviación de sus componente ferríferos. Esta variación del color de las areniscas señala la impronta de una incipiente o moderada alteración hidrotermal, consecuencia de la circulación, a profundidades influenciadas por el gradiente geotérmico o vulcanismo, de los fluídos mineralizantes, con posibles pH de 6 o más ácidos. La presencia de bitúmenes en el proceso de depositación de los minerales de cobre indica un ambiente confinado (figuras 3 y 4).

El ambiente litológico predominante es muy similar en toda la columna, donde, en cada ciclo mineralizante hay predominio de areniscas finas a gruesas, a veces arcósicas, y lentes conglomerádicos con variados grados de permeabilidad, y bancos de lutitas, arcilitas, calizas y margas, impermeables. En la secuencia, con espesores entre 1.891 m y 7.647 m de espesor, (Di Gregorio, 1972), se han individualizado siete importantes formaciones -1. Formación Lotena, 2. Formación Tordillo, 3. Formación Rayoso, 4. Formación Candeleros, 5. Formación Huincul, 6. Formación Portezuelo y 7. Formación Bajo La Carpa- que comprenden un número equivalente de ciclos mineralizantes. Todos estos paquetes sedimentarios responden a condiciones climáticas y deposicionales similares, correspondientes a un ambiente continental colindante a uno nerítico, inestable.

Las características texturales de los ambientes de la cuenca, sin cauces mayores predominantes, muestran estratificaciones entrecruzadas de variadas magnitudes, gradaciones lenticulares de unidades de diversa granulometría, paleocauces de reducidas dimensiones sobreponiéndose entre sí, distribución errática de troncos semi o totalmente reemplazados por minerales de cobre o uranio y sílicificados, cambios de dirección de las corrientes fluviales (en un abanico de poniente a naciente). En general los ambientes de

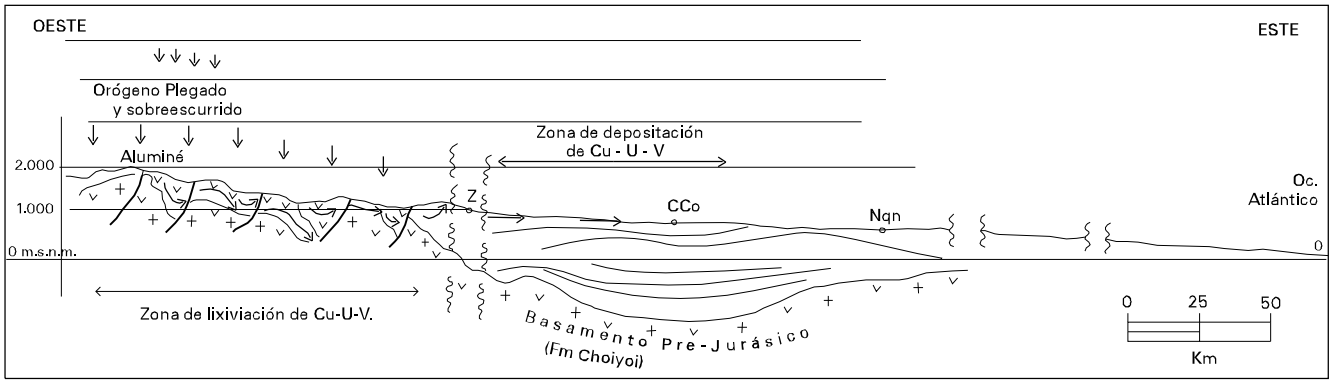


Figura 4. Sección geológica regional del orógeno andino y la cuenca neuquina extrandina.

sedimentos psamítico-conglomerádicos, son muy similares a la escala considerada.

El hecho que todos los paquetes de areniscas importantes en esta secuencia se encuentren mineralizadas, en variadas magnitudes y localidades, indica que los fluídos cargados con cobre, uranio y vanadio provienen de una fuente de magnitud regional con aporte constante durante un lapso de 85 Ma (figura 2), lo que demandaría condiciones de equilibrio y estabilidad del ambiente deposicional, tanto en el orden físico-químico como en el tecónico muy regulares durante el mismo. El flujo acuoso portador de cobre-uranio, debe haber circulado, durante este extenso período, por la misma roca madre que aportó los iones por lixiviación y secreción lateral. En esta región, solamente las rocas mesosiliceas de la potente Formación Choiyoi, por su magnitud y distribución areal que excede los 250.000 km^2, estuvieron en condiciones de constituir la mencionada fuente. Los cuerpos intrusivos de La Pampa, Río Negro y Chubut, al noreste y sureste, pre-Jurásicos, no parecen ser lo suficientemente relevantes como para haber aportado cobre, uranio y vanadio necesarios en este extenso proceso.

Las precipitaciones pluviales o nivales, posiblemente copiosas y persistentes, señalada por la continuada presencia de troncos fósiles en los horizontes cupríferos, indicadores de regiones boscosas y húmedas, fueron una constante necesaria en este proceso. Asumiendo que el circuito de las aguas superficiales de toda la región, (sur de Mendoza, el oeste del Neuquén y oeste de río Negro -figura 4-), hayan circulado de alguna manera por las rocas de la Formación Choiyoi, su flujo debe haber sido permanente y ocurrió tanto en los períodos considerados ciclos mineralizantes, como en los intermedios donde la litología no fue receptiva a los iones cobre, uranio y vanadio.

La ausencia de minerales de cobre y uranio entre los horizontes mineralizados o ciclos, no significa una paralización o interrupción del proceso lixiviante y transportante. La falta de receptividad de las lutitas, limolitas, calizas, margas, etc., en las formaciones interciclos o estériles, a los iones de cobre, uranio y vanadio, no significa que los flujos de agua no los hayan contenido. En estos ciclos intermedios, estériles, los flujos continuaron sus cursos, pero aportando una parte a los circulantes por los horizontes receptivos y conduciendo al resto no utilizado al Océano Atlántico sin dejar rastros en las formaciones que se acumulaban en medios lagunares, pantanosos o fluviales.

Este proceso, básicamente singenético, o diplogenético (Lovering, 1963) por contener algunas características de tono epigenético, se ajusta al lento proceso epirogénico de elevación del orógeno andino. Ambitos positivos durante este período, están indicados por los conglomerados y areniscas de la Formación Lotena y los minerales de cobre depositados en los mismos. Esta situación se repite con la Formación Tordillo, pero con los movimientos intermálmicos: área positiva, lixiviación de la Formación Choiyoi, depositación de areniscas permeables y porosas seguidas por mineralización de cobre y uranio. En el Cretácico se sucede un período de ingresiones, regresiones parciales, mares neríticos y playas amplias, donde se depositan lutitas, limolitas, yeso, calizas y sales de sodio y potasio, no receptivas a mineralización de cobre y uranio. Con el inicio de los movimientos ándicos, a fines del Cretácico, el orógeno andino se constituye en un ambiente positivo y permanente, cada vez más relevante e imponiendo, con su morfología un drenaje hacia el Atlántico cada vez más definido. La Cuenca Neuquina, pasa, de ser un accidente morfológico importante, a uno reducido y desaparecer mediante sucesivas ingresiones y regresiones marinas desde el Atlántico, que dejan una secuencia estratigráfica de psamitas mineralizadas con cobre y uranio y lutitas estériles. En toda la secuencia, la circulación de los fluídos mineralizantes, actuó, además de portador de los iones de cobre, uranio y vanadio, como un fluído con características hidrotermales, al alterar y blanquear las areniscas rojizas por donde circuló, posiblemente por su pH y temperatura alta.

AGRADECIMIENTOS

Aunque participante en varios aspectos en la exploración de las areniscas cupríferas del Neuquén, se agradece a

los varios autores de informes reservados, y, especialmente al Agr. Delfor Cadario, Gerente de Minera Polimet, S. A. en Buenos Aires y de Yamana Resources Inc., del Canadá, por el examen de los varios informes privados de sus archivos y por el permiso para publicar este relatorio.

BIBLIOGRAFÍA

Aguilar, R. F., 1945. Los Yacimientos de Areniscas Cupríferas del Neuquén. *Dirección de Minas y Geología e Hidrogeología, Boletín,* 58. Buenos Aires.

Di Gregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias.* Córdoba.

Gentili, C. A., 1950. Descripción Geológica de la Hoja 35c, Ramón M. Castro. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 72.

Lovering, T. S., 1963. Epigenetic, Diplogenetic, Syngenetic and Lithogene Deposits. *Economic Geology,* 58.

Potter, S. C., 1992. Preliminary examination of the Tordillos, Barda Gonzalez and Cerro Granito sandstone-hosted oxide copper prospects, Neuquén Province. *Informe Privado.*

Ramos, V. H., 1975, Los ciclos sedimentarios y la bio-rhexistasia en el control de las manifestaciones cupríferas del Neuquen extrandino. *2º Congreso Ibero-Americano de Geología.* Buenos Aires.



JURÁSICO-CRETÁCICO

Secuencias volcanoclásticas y volcánicas de rift II

Depósitos epitermales y de transición
Lote 15: Manifestación epitermal en Estancia Pepita, Chubut
Los sistemas hidrotermales del distrito Los Manantiales, Chubut
Provincia auroargentífera del Deseado, Santa Cruz
Yacimiento Cerro Vanguardia, Santa Cruz
Mineralizaciones auroargentíferas en el áreaa La Josefina, Santa Cruz
Prospecto Manantial Espejo, Santa Cruz
Mineralización epitermal El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, Santa Cruz
Mineralizaciones epitermales en el área de La Manchuria, Santa Cruz
Depósitos epitermales cuarzo-auríferos de Laguna Guadaalosa, Santa Cruz
Prospecto polimetálico Río Pinturas, Santa Cruz
Yacimiento de fluorita de Río Negro y Chubut

Depósitos asociados a volcanismo subaéreo
Manifestación cuprífera Condorcanqui, Chubut

Lanfranchini, M. E. y R. O. Etcheverry, 1999. Lote 15, manifestación epitermal en Estancia Pepita, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1161-1165, Buenos Aires.



LOTE 15, MANIFESTACIÓN EPITERMAL EN ESTANCIA PEPITA, CHUBUT

Mabel E. Lanfranchini[1] y Ricardo O. Etcheverry[2]

INTRODUCCIÓN

Al sudoeste de la provincia del Chubut, en ámbito de la Cordillera Patagónica Central, se emplazan manifestaciones polimetálicas. Las mismas se sitúan en el sector centro-sur de la Cordillera de Sakmata, ladera oriental de la Sierra de Payaniyeu y zonas aledañas, extendiéndose hasta el cerro Pepita.

Comprende un sistema de vetas y venillas, constituidas principalmente por cuarzo y escasos sulfuros, con contenidos anómalos en metales nobles y base. Estas estructuras se alojan en volcanitas básicas y areniscas del Jurásico superior-Cretácico inferior (Formaciones Lago La Plata, Ñirehuao y Apeleg) y se relacionan espacialmente a las intrusiones dacíticas de la Formación El Gato.

Los tipos de alteración y las asociaciones minerales identificadas, reúnen los rasgos que caracterizan a depósitos epitermales tipo adularia-sericita, propuesto por Heald *et al.* (1987).

HISTORIA DEL DISTRITO

El sector Lote 15 de la estancia Pepita se encuentra dentro de una faja que reúne una serie de estructuras vetiformes, de rasgos geológicos semejantes, que siguen una orientación noroeste-sudeste, a lo largo de 25 kilómetros. Están compuestas principalmente por cuarzo, con presencia en algunos sectores, de sulfuros primarios asociados. La misma incluye de norte a sur al sector más austral del Cerro del Finadito, Mina de Plomo, Lote 15 de estancia Pepita y al cerro Pepita.

Las anomalías más significativas del área en metales nobles (Au y Ag), se identificaron en el sector que nos ocupa, donde además son importantes los tenores anómalos en metales base (Pb, Cu y Zn). Si bien estos últimos se registran a lo largo de toda la faja, son particularmente elevados en las minas abandonadas El Abuelo y El Solcito (ladera oriental del cerro Pepita), donde Hayase *et al.* (1972) y Medina y Maisterrena (1981) habían citado manifestaciones de hierro y cobre.

Cabe destacar al occidente del área en consideración, la presencia de vastos sectores con alteración hidrotermal manifiesta (Marchionni *et al.* 1997). En ellos, se localizan tres yacimientos de caolín, dos en la Cordillera del Gato (Minas Susana y Gato) y el restante en la Cordillera de Sakmata (Mina Estrella Gaucha), actualmente inactivos. Estos han sido estudiados por Maiza (1981); Hayase y Maiza (1973) y Hayase, Schincariol y Maiza (1971), quienes determinaron el origen hidrotermal de estos depósitos, fundamentalmente basados en la presencia de dickita (mineral del grupo de la caolinita, cuyo origen es exclusivamente por alteración hidrotermal) y de alunita. En estos depósitos se puede diferenciar un manto silicificado hacia la superficie, un sector caolinizado hacia la base y entre ambos una zona alunitizada. Asimismo se conoce el área de Las Chapas, ubicada en la ladera oriental de la Cordillera del Gato, donde si bien se mantienen las características descriptas, la potencia de los bancos mineralizados es más reducida (figura 1).

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento de la comarca está representado por volcanitas y tobas andesíticas de la Formación Lago La Pla-

[1] *Universidad Nacional de La Plata, INREMI*

2 CONICET. INREMI

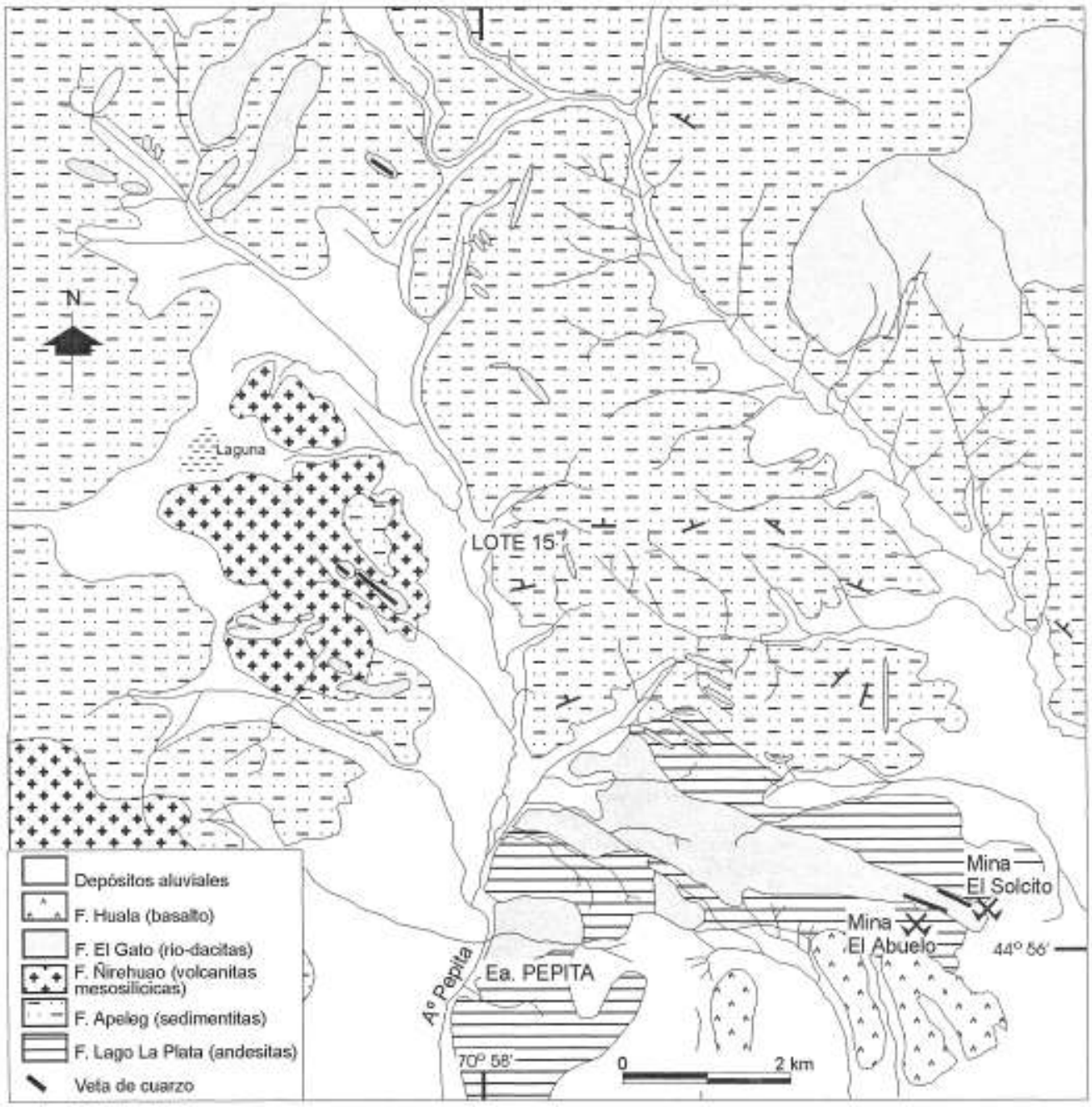


Figura 1. Geología del sector estancia Pepita (lote 15).

ta (Ramos, 1981), que fue asignada al lapso Jurásico superior-Cretácico inferior por Olivero (1987), por poseer intercalaciones de sedimentitas marinas, con fauna perteneciente a dicho rango. Estas intercalaciones están constituidas por calizas arrecifales de la Formación Cotidiano (Ramos, 1981), y por areniscas, lutitas, calizas y conglomerados de la Formación Tres Lagunas (Ramos, 1981 y Ploszkiewicz, 1987).

Durante el Neocomiano superior se habría desarrollado un sistema deltaico, representado por areniscas de la Formación Apeleg (Ramos, 1981) ampliamente desarrolladas en la comarca. Esta sedimentación habría sido interrumpida durante el Barremiano superior, debido a la actividad volcánica evidenciada por las formaciones Payaniyeu, Ñirehuao y El Gato. La primera, está compuesta por piroclastitas ácidas, mientras que la segunda por andesitas, dacitas y basaltos en facies lávicas y piroclásticas. Esta última fue dividida por Ramos en dos miembros, de acuerdo a sus diferentes rasgos litológicos: Miembro Liempichún, que es netamente volcánico y Miembro Arroyo La

Bolsa, que es volcánico y piroclástico. Por su parte la Formación El Gato (Ramos, 1981), está integrada por rocas riolíticas y se presenta en facies lávica-ignimbrítica, subvolcánica y filonia.

En el Cretácico superior, se produjeron importantes fracturaciones y plegamientos, a los cuales se vincularía la intrusión de cuerpos graníticos y gabro-dioríticos, estos últimos representados escasamente en el área por la Formación Muzzio (Ramos, 1981).

Movimientos póstumos de alivio tensional habrían originado las efusiones del Basalto Huala (Ramos, 1983) ocurridas durante el Plioceno. El retiro de los glaciares pleistocenos ocasionó la depositación de till, a los que posteriormente se sumaron sedimentos fluviales que alternan con pequeños derrames basálticos y depósitos originados por procesos de remosión en masa.

GEOLOGÍA LOCAL

La geología del área está dominada por los potentes afloramientos de la Formación Apeleg, la cual comprende una sucesión de areniscas cuarzosas, bien estratificadas, de color blanquecino-amarillento, intercaladas ocasionalmente con delgados niveles conglomerádicos. Descansan sobre las sedimentitas, derrames andesíticos, de tonalidades grisverdosas, asignables al Miembro Liempichún de la Formación Ñirehuao.

Estas unidades son intruídas por cuerpos subvolcánicos de composición riolítica, pertenecientes a la Formación El Gato, que en algunos sectores, como en el presente, se encuentran asociados a estructuras vetiformes de cuarzo.

Los rasgos estructurales predominantes en el área se vinculan a una dirección de fracturamiento N30-40°O, a la cual le sigue en orden de magnitud la orientación de rumbo N50-60°O (Marchionni y Lanfranchini, 1998).

El rasgo morfológico distintivo del sector, está definido por una estructura vetiforme de orientación oestenoroeste-estesureste, que aflora a lo largo de 1.000 m de longitud, con potencias de hasta 20 metros. Este resalto topográfico está integrado principalmente por venas de cuarzo de hasta 3 m de espesor, que en algunos sectores engloban fragmentos de roca de caja y riolitas silicificadas. Asimismo se reconocen venillas de cuarzo, de pocos centímetros de espesor, subparalelas a la estructura principal.

En este cuerpo se identificaron sulfuros primarios tales como galena, pirita y calcopirita. Los cristales de galena alcanzan longitudes del orden de los 2-3 centímetros y están alojados en cuarzo. Mientras que la pirita, no supera los 2-3 milímetros de tamaño y rara vez se exhibe fresca, dando origen a la frecuente formación de boxworks limonitizados. Se la encuentra intercrecida con cuarzo, así como también diseminada en la roca de caja. Del mismo modo pero en forma subordinada, se distribuye calcopirita, que sólo pudo ser identificada a través de estudios microscópicos.

A estos sulfuros se encuentran asociados minerales oxidados de hierro, cobre y plomo, como hematita, magnetita, azurita, cerusita y anglesita, fundamentalmente.

El principal relleno de la veta, corresponde a minerales del grupo de la sílice (cuarzo-calcedonia), que incluyen cristales de adularia. Esta última se destaca al microscopio, por sus secciones rómbicas , euhedrales-subhedrales, que alcanzan en ocasiones los 100 μ de longitud. La presencia de este tipo de adularia, es un rango distintivo para la diferenciación de venas epitermales (Heald *et al.*, 1987). Basado en experiencias de exploración en sistemas geotermales activos, Browse (1978) sugiere que el hallazgo de adularia en venas, es uno de los indicadores de ebullición del fluido original.

Las alteraciones hidrotermales reconocidas, se caracterizan por ser del tipo propilítica, adularia-sericita y silícica.

Hacia el núcleo de la estructura predomina la silicificación, que va adquiriendo gradualmente hacia las salbandas los rasgos de la alteración tipo adularia-sericita. La primera está caracterizada por la presencia de cuarzo límpido, en el que se observan texturas primarias tales como maciza, de cristales zonados y en peine (Dong *et al.*, 1995) y otras de recristalización como la "llameante" (Echavarria, 1997) y en mosaico. Intercrecidos en el cuarzo, se desarrollan cristales euhedrales-subhedrales de adularia, de secciones rómbicas. Transicionalmente se pasa a la zona de sericitización, donde los microfenocristales de plagioclasas y minerales máficos, son reemplazados parcialmente por sericita, alteración que se origina a partir de los planos de fisuras y maclas. La sericita también conforma pequeños nidos diseminados en la pasta y matríz de las rocas hospedantes.Asimismo, se la encuentra ocasionalmente, tapizando paredes de fisuras, dispuestas a modo de escamas radiadas.

A medida que la distancia a la estructura principal aumenta, se manifiesta la alteración propilítica, representada por la presencia de calcita, clorita y epidoto. Estos minerales, reemplazan parcial a totalmente, fenocristales de plagioclasas y minerales máficos, presentes en la volcanita hospedante. Como relleno de venillas, las cloritas también revisten las paredes de las cavidades, mientras que los cristales de epidoto se presentan con frecuencia, intercrecidos con los de cuarzo.

Respecto a la calcita, cabe destacar que a medida que nos alejamos de la faja descripta, hacia el noreste, se la encuentra además conformando bochones y relleno de venas (Cerro Teta y Establecimiento Las Vallas).

La forma de presentarse la calcita en una asociación de minerales hidrotermales, refleja directamente la concentración de dióxido de carbono disuelto en el fluido. De acuerdo a estudios llevados a cabo por Simmons y Christenson (1994), la calcita formada como reemplazo de minerales aluminosilicáticos, responde a reacciones de hidrólisis vinculadas a fluidos que contienen concentraciones de CO_2 relativamente altas. Mientras que aquella calcita que se presenta rellenando espacios abiertos, se restringe a un rango

vertical de unos pocos cientos de metros, situados inmediatamente por encima de la zona en la que el fluido comienza a bullir. La misma precipita como consecuencia de la exsolución de dióxido de carbono, producida en el momento de la ebullición. Ambos tipos de calcita son estables a temperatura que oscilan entre los 100 y 300ºC. La ebullición tiene gran efecto en la desestabilización de los complejos sulfurados de oro. De acuerdo a Seward (1991) dos son sus tipos de transporte en ambientes hidrotermales, ellos son Cl^- y HS^-. El primero sólo lo hace a temperatura, presión y salinidades elevadas. Para las condiciones halladas en Lote 15, donde las salinidades y temperaturas son bajas es de esperar que el transporte de oro sea mediante complejos sulfurados, como Au $(HS)_2$.

Información preliminar aportada por mediciones microtermométricas efectuadas en inclusiones fluidas alojadas en cuarzo y calcita, sugiere que la temperatura de formación del fluido, es del orden de los 200/250°C, con salinidades de 1,5/2 % en peso de cloruro de sodio. Asimismo análisis por microsonda electrónica efectuados en cloritas, permitieron definir temperaturas de formación de las mismas, que rondan los 268ºC, de acuerdo a la aplicación de los métodos Catalineau , Walse y Salomón y Catalineau y Nieva.

Por otra parte los análisis geoquímicos arrojan para este sector contenidos anómalos en metales preciosos. Asimismo se registran altos tenores en metales base, alcanzando a 0,2 % Zn, 1 % en Pb y 0,5 % en Cu. Estas anomalías presentan una cierta continuidad a lo largo de toda la faja, ya que se identificaron contenidos que alcanzan a 4,5 % en Pb y 225 ppm en Ag, en la Mina de Plomo; 1 % en Zn y 1 % en Cu en la mina El Abuelo.

Los elementos químicos usados como rastreadores, dieron resultados que se incrementan considerablemente hacia el setor noreste, (establecimiento Las Vallas-puesto Loncopán), donde alcanzan los 1.200 ppm en As, 20 ppm en Hg y 124 ppm en Sb.

En ocasiones la litogeoquímica permite detectar halos primarios relacionados con depósitos auríferos. Al respecto Cruzat (1984), estudió la extensión vertical probable que estos halos pueden desarrollar sobre zonas mineralizadas y su distribución. De esta forma pueden distinguirse elementos trazas que se ubican por sobre dichos depósitos y otros que se concentran bajo ellos. Tal es el caso del antimonio, arsénico y mercurio, que tienen altas probabilidades de ocurrencia en los niveles de emplazamiento superiores. Por lo que podría ser factible que el sector Las Vallas, con abundante contenido en estos últimos elementos se encontrara alojado en un rango vertical superior, respecto al Lote 15, donde la concentración de elementos nobles y base caracterizan a un nivel de emplazamiento inferior. Asimismo en el sector occidental, la presencia de una extensa cobertura argílica (caolinita-alunita), podría estar denotando la continuidad del ambiente epitermal, ya que el desarrollo de estas zonas ocurre cerca de la paleosuperficie, como producto de la condensación de los vapores calientes ascendentes ricos en H_2S -producto de ebullición- que se mezclan con aguas vadosas y/o meteóricas.

MODELO GENÉTICO

Sobre la base de las asociaciones minerales reconocidas, zoneografía de alteraciones y texturas identificadas, análisis geoquímicos y determinaciones microtermométricas realizadas, se puede encuadrar preliminarmente a los fluidos responsables de esta alteración-mineralización, como correspondientes a un modelo comparable al tipo adularia-sericita propuesto por Heald *et al.* (1987), para depósitos epitermales de metales preciosos.

BIBLIOGRAFÍA

Browse, P., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 6: 229-250.

Cruzat, A**.**, 1984. Prospección geoquímica aplicada a Yacimientos de Oro. *Revista Geológica de Chile,* 21: 53-75.

Dong, G,. G. Morrison y S. Jaireth. 1995.Quartz textures in epithermal veins, Queensland-Clasification, Origin and Implications. *Economic Geology,* 90: 1841-1856.

Echavarria, L., 1997. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52 (4): 491-503.

Hayase, K. y P. Maiza, 1973. Presencia de Dickita en Yacimientos de caolín en la Patagonia, República Argentina. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 153-169.

Hayase, K., O. Schincariol y P. Maiza, 1971. Ocurrencia de Alunita en cinco yacimientos de caolín en Patagonia: Mina Equivocada, Loma Blanca, Mina Estrella Gaucha, Mina Gato y Camarones, República Argentina. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 2 (3-4): 49-72.

Hayase, K., E. Gelós y C. Labudia, 1972. El Yacimiento de hierro Mina El Abuelo, Alto Río Senguerr, Provincia del Chubut, República Argentina. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas:* 123-136.

Heald, P., N. Foley y D. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology,* 82: 1-26.

Maiza, P., 1981. Estudios de los Yacimientos de caolín del oeste de la provincia del Chubut, Minas Susana, Gato y Estrella Gaucha. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 471-484.

Marchionni, D. y M. Lanfranchini, 1998. Análisis Geológico-Estructural del Sector Norte del Lago Fontana (Cordillera Patagónica, Argentina). Interpretación de las imágenes ascendente y descendente de RADARSTA/SAR. *1º Simposio Globe SAR 2, Actas:* 57-64.

Marchionni, D., M. Lanfranchini, M. Del Blanco y R. Etcheverry, 1997. Identificación de zonas de alteración hidrotermal en el área de los Lagos la Plata-Fontana (Cordillera Patagónica), Provincia del Chubut, Argentina. Análisis de la información TM de Landsat. *7º Simposio Latinoamericano de Percepción Remota,* 7 pp (CD-ROM.).

Medina, F. y E. Maisterrena, 1981. De las Mineralizaciones de las Minas El Solcito y El Abuelo, y su relación con la eruptividad, Departamento Río Senguerr, Provincia del Chubut. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 571-581.

Ploszkiewicz, J., 1987. Descripción Geológica de la Hoja 47 c, Apeleg, Provincia del Chubut. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín,* 204, 100 pp.

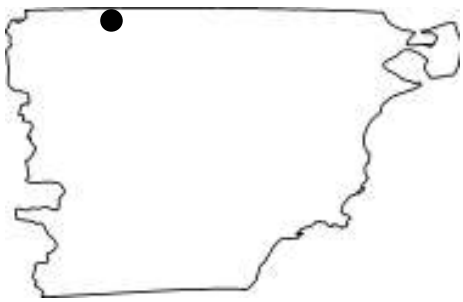
Ramos, V., 1981. Descripción geológica de la Hoja 47 a,b Lago Fontana, Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 183: 143.

Ramos, V., 1983. Evolución Tectónica y Metalogénesis de la Cordillera Patagónica. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 107-124.

Seward, T. M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In Gold Metallogeny and Exploration (Ed. Foster) *Blackie and Son,* Londres: 37-62.

Simmons, S. y B. Christenson, 1994. Origins of calcita in a boiling geothermal system. *American Journal of Science,* 294: 361-400.

Márquez, M. J., 1999. Los sistemas hidrotermales del distrito Los Manantiales, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1167-1175, Buenos Aires.



LOS SISTEMAS HIDROTERMALES DEL DISTRITO LOS MANANTIALES, CHUBUT

Marcelo J. Márquez[1]

En homenaje a la amiga y colega Alicia Arizmendi con quien compartimos trabajos de campo y discusiones sobre la metalogenia del distrito.

INTRODUCCIÓN

El objetivo principal de este trabajo es efectuar una síntesis sobre el conocimiento geológico-minero de las mineralizaciones que componen este distrito minero, con particular énfasis en la mayor de ellas que se denomina Mina Angela.

Ubicación

El distrito minero Los Manantiales se ubica al norte de la localidad de Gastre, en el departamento homónimo, sobre la región centro-norte de la provincia del Chubut, muy próximo al límite con la provincia de Río Negro. Se accede a la zona minera desde la localidad de Ingeniero Jacobacci a través la Ruta Provincial 76 y luego por una huella minera (125 km); mientras que desde Gastre se llega siguiendo huellas vecinales (50 km). Desde el punto de vista orográfico se ubica al oeste de la sierra de Pire Mahuida o Nevada y al norte de la sierra de Lonco Trapial, sobre una serranía de suave morfología de 1.300 m de altura. El área cubierta por la figura 1 queda delimitada por las coordenadas de 41º59' a 42º04' de latitud sur y 68º53' a 69º05' de longitud oeste y la posición del yacimiento Angela es 42º01'33"S y 68º58'36"O.

Leyes, reservas y sistema de explotación

Son numerosas las manifestaciones minerales que hay en el distrito, pero los trabajos de explotación se han concentrado sobre varias vetas a las que se denomina en conjunto Mina Ángela, las que se ubican sobre las pertenencias que reciben la misma denominación. También se efectuaron importantes trabajos de exploración e intentos de explotación en las manifestaciones Clara Natividad, San Pedro, Camila, Sahuel Norte y Sur y cerro Bayo. En el aspecto legal el área tiene muchas propiedades mineras, designadas como: Susana Beatriz, Fernanda, Marta, Santa Teresa, San Juan y René entre otras.

Las leyes del mineral y sus reservas de acuerdo los datos de Alcántara (1986) eran: 3,5 a 4 g/t de Au, 50 g/t de Ag, 5,04 % de Zn, 2,90 % de Pb, 0,38 % de Cu, y el volumen de reservas vetiformes de 1.090.000 t, a los que se suman 2.000.000 t de mineral diseminado con 1,3 g/t de Au, 7 g/t de Ag, 1,7 % de Zn, 0,8 % de Pb y 0,05 % de Cu. Las leyes tomadas del avalúo de reservas efectuado por la empresa Cerro Castillo S.A. (1986) a comienzos de 1986 eran de: 3,09 g/t de Au, 55,71 g/t de Ag, 5,04 % de Zn, 1,98 % de Pb, 0,049 % de Cu, y el volumen de reservas en categoría de mineral probado de 593.760 t . Se desconocen las reservas remanentes luego de más de 10 años de explotación.

La morfología vetiforme del sistema, con sectores diseminados menores apareados, condicionó una explotación original con delgados rajos cerca de la superficie y en profundidad por el método de realce sobre saca, efectuando la extracción mediante piques y galerías. En etapas más avanzadas de la explotación se realizaron importantes inversiones con la construcción de un acceso mediante un plano inclinado que permitió extraer los minerales mediante camiones con la consiguiente reducción de costos. La reducción de las reservas motivó a la empresa a intensificar la exploración; se prolongó el plano inclinado hasta el nivel –250 m, y en las últimas etapas se abrieron en superficie rajos anchos y profundos que permitieron extraer grandes

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Patagonia.*

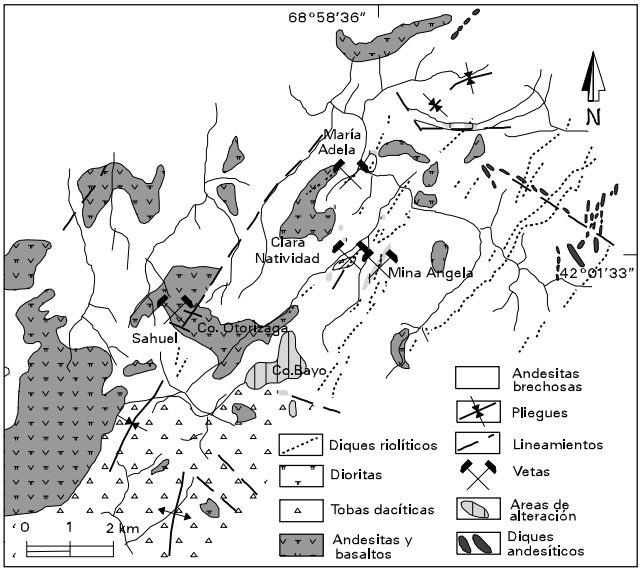


Figura 1. Geología del distrito.

volúmenes mineralizados de los costados de las vetas explotadas previamente.

El yacimiento Mina Ángela inició la explotación en los primeros años de la década del setenta y se mantuvo en producción durante unos 20 años, hasta que en 1993 cesó su actividad. De acuerdo a las versiones, las causas que llevaron al cierre del yacimiento fueron la falta de reservas que permitieran una continuidad en un ritmo de explotación- beneficio, al igual que un descenso en las potencias y las leyes en profundidad

A lo largo de la vida económica del yacimiento se efectuaron tareas de exploración con el objetivo de prolongar la vida del depósito y distrito, entre las que se cuentan la exploración con galerías y sondeos horizontales laterales sobre la veta Susana Beatriz, prospección geoquímica y mapeo geológico regional y detallado sobre las vetas Clara Natividad y San Pedro, y también en la zona del cerro Bayo; laboreo superficial y subterráneo en el sistema de vetas Sahuel, sondeos de tipo aire reverso en la continuidad noreste y suroeste del sistema Angela a distintas profundidades y prospección geoeléctrica en diversos sectores.

HISTORIA DEL DISTRITO Y ANTECEDENTES

No se conoce con precisión quién/es descubrieron las manifestaciones minerales del distrito Los Manantiales, cuya manifestación de descubrimiento fue realizada en el año 1933 por pobladores de la ciudad de Trelew. Desde la perspectiva bibliográfica la primera cita sobre la existencia de estas mineralizaciones corresponde a Angelelli (1950), que realizó una descripción de la características minerales y geológicas de las manifestaciones. En la edición de 1950 Angelelli mencionó la existencia en Susana Beatriz de una galería de 27 m de largo y un pique de 10 m con una galería corta en el extremo; en Clara Natividad describió trincheras a lo largo de la veta, con una corrida total de 30 m y profundidad máxima de 8 metros. Cervi (1942) efectuó una evaluación sobre la potencialidad de las vetas para el Banco de Crédito Industrial Argentino.

Croce en 1950 hizo un reconocimiento sobre la geología básica de la región de Gastre, donde mencionó distintas unidades de rocas eruptivas, describió las vetas portadoras de sulfuros y delineó vinculaciones genéticas entre rocas eruptivas y mineralizaciones que son válidas aun hoy. En 1954 Tezón y Sutamoff describieron para la veta Cobre (Susana Beatriz ?) una galería de 100 m de longitud y un pique de 20 m, mientras que hacia el sur en la veta Platífero observaron rajos (?) de 20 m de corrida y 10 m de profundidad. Dessanti (1956) publicó el primer mapa geológico-minero del distrito Los Manantiales y su área de influencia, con observaciones muy detalladas, muchas de las cuales preservan su vigencia en la actualidad. Márquez y Parisi (1987) llevaron a cabo una evaluación de Mina Angela.

En el aspecto legal el depósito cambió la titularidad original en 1951, a favor de Minera Fénix, que en el año 1974 transfirió los derechos a Norandex S.A. Esta empresa mediante la ejecución de laboreos y sondeos confirmó la presencia de mineral hasta 150 m por debajo de la superficie, con reservas (positivo + probable) de 200.000 t y recursos potenciales de 500.000 t, de acuerdo a la información suministrada por Cerro Castillo que adquirió el área mineralizada en 1980. El yacimiento lo comenzó a explotar industrialmente la empresa Cerro Castillo en 1978/79 con una planta de tratamiento de 120 t/d, que posteriormente expandió a 400 toneladas por día.

En cuanto a la actividad académica merecen destacarse las investigaciones mineralogenéticas de Domínguez (1977, 1981), Arizmendi (1985) Arizmendi *et al.* (1993,1996) que quedaron truncas por su fallecimiento, Bengochea y Varela (1988), Varela (1994).

Muy importantes han sido los aportes efectuados por Bassi y Rochefort (1979) durante los trabajos de mapeo sistemático y exploración de las estructuras vetiformes y diseminadas de Angela. De igual manera contribuyó el proyecto del Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas para la Exploración de los Recursos Naturales (1982), que en el área del distrito minero Los Manantiales estaba a cargo de Herrero (1980).

En la actualidad el yacimiento está siendo explorado nuevamente para tratar de establecer reservas que permitan su reactivación, por medio de una asociación entre la empresa Cerro Castillo (titular de los derechos mineros) y la Empresa Minera Lonrho que aporta el capital y maneja la exploración.

GEOLOGÍA REGIONAL

La zona investigada se ubica en el sector suroeste del Macizo de Somuncurá, donde las rocas aflorantes más antiguas son metamorfitas de grado bajo a medio de la Formación Cushamen de edad precámbrica. A ellas se asocian

granitoides localmente foliados de la Formación Mamil Choique del Ordovícico. Durante el Triásico superior y Jurásico inferior se desarrolla en la regíón un intenso magmatismo calcoalcalino que está representado por los plutones de la Formación Lipetrén.

Todas las unidades precitadas fueron sometidas a una importante extensión durante el Jurásico medio que provoca el intenso volcanismo mesosilícico a básico de la Formación Lonco Trapial, que es la roca que hospeda a las mineralizaciones polimetálicas del distrito minero Los Manantiales . Este proceso continúa en el Jurásico superior, con depósitos de calizas y lavas basálticas intercaladas que componen la Formación Cañadón Asfalto y durante el Cretácico inferior sigue con la depositación de las sedimentitas y piroclastitas de amplia distribución que integran el Grupo Chubut. La extensión triasico-jurásica se manifiesta hacia el este, como un plateau riolítico muy amplio (Formación Marifil) que no llega a la zona investigada.

En el Eoceno se implanta un arco volcánico continental calcoalcalino hacia el oeste, que está vinculado a la subducción pacífica y se caracteriza por volcanitas y piroclastitas de composición ácida que componen la Formación Huitrera. Muy cerca del distrito minero hacia el este afloran domos riolíticos de edad miocena media asignados a la Formación Piré Mahuida, con participación de lavas basálticas, que es la litología dominante en la meseta de Somuncurá (Oligo-Mioceno). Localmente se observa una importante cubierta cuaternaria, mientras que los depósitos fluvioglaciares pleistocenos son abundantes hacia la zona cordillerana.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

En el distrito minero Los Manantiales las rocas aflorantes más antiguas son las volcanitas mesosilícicas jurásicas, intruidas por enjambres de diques de composición variada, que hacia el este son cubiertas por flujos riolíticos y basálticos terciarios. Las volcaniclastitas jurásicas componen una secuencia cuyo espesor real se desconoce, que hacia el suroeste cubren en discordancia erosiva y/o angular a rocas graníticas del Triásico superior según Rapela *et al.* (1992), o bien a rocas del basamento ígneo-metamórfico Precámbrico-Paleozoico inferior.

Litoestratigráficamente integran la Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972) que algunos autores elevan al rango de Grupo Lonco Trapial, dividido en unidades menores para identificar asociaciones particulares de volcaniclastitas; también han recibido las denominaciones de Formación de Las Minas (Dessanti, 1956) y Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975) las que han caído en desuso.

En los alrededores de mina los mantos de rocas volcaniclásticas mesosilícicas a básicas son espesos y tienen estratificación grosera (con 25 m de espesor máximo expuesto), de rumbo general noroeste y poseen suave inclinación al suroeste, por sectores con un suave plegamiento o alabeamiento de similar orientación.

Las observaciones de distintos autores (Dessanti, 1956; Bassi y Rochefort, 1979; Herrero 1980) son concurrentes con respecto a los tipos litológicos que componen la pila volcaniclástica. La roca más abundante es una andesita brechosa, también llamada toba andesítica gris azulada (figura 1), que en las observaciones de campo presenta fragmentos de andesita de distintos tamaños englobados en una pasta lávica y/o piroclastita de similar composición. Según Bassi y Rochefort (1979) al microscopio muestran fragmentos de andesitas de distintos tamaños, con bordes de reacción y englobados por lavas andesíticas. Es posible que parte de la roca identificada de esta manera corresponda a términos intermedios entre una autobrecha y una toba litoclástica o flujo piroclástico de ambiente proximal, como asimismo que algunas de las rocas designadas como aglomerados pertenezcan a esta litología.

Las rocas que le siguen en abundancia son mantos de andesitas, fácilmente identificables por su mayor competencia y coloración más oscura, que yacen en forma concordante con las brechas andesíticas, a manera de mantos con potencias máximas cercanas a los 20 m y frecuentes acuñamientos. Bajo el microscopio (Bassi y Rochefort, 1979) presentan textura porfírica con baja proporción de fenocristales de plagioclasa (andesina sódica) y de anfíboles casi totalmente reemplazados por mineral opaco en una pasta de similar composición aunque con microlitos de plagioclasa. Las andesitas presentan variaciones en el tamaño y proporción de los fenocristales, que responderían a pulsos diferentes de este volcanismo supuestamente central.

Tanto Dessanti (1956) como Bassi y Rochefort (1979), reconocieron y mapearon la presencia de filones capa de diabasa y diques basálticos, a los que asignaron una edad más joven que la de las volcanitas jurásicas a las que se asocian sistemáticamente. Las observaciones demuestran que las rocas están intercaladas concordantemente con los mantos de andesitas y brehas andesíticas, y los estudios microscópicos indican la misma o similar composición mineralógica con leves variaciones texturales. Esto sugiere que pertenecen a la misma suite calcoalcalina, por lo que se propone incluirlas dentro del mismo complejo volcaniclástico, donde constituirían depósitos de tipo estratovolcán.

Unos dos kilómetros antes de acceder al yacimiento desde Ingeniero Jacobacci, sobre la margen derecha del camino, aflora un cuerpo de morfología dómica, que al microscopio tiene textura granuda fina con cristales de plagioclasa y anfíboles y piroxenos con crecimientos intersticiales de cuarzo y feldespato de bajo índice (Fernández, 1998). Herrero (1980) lo designó como microdiorita, señalando asimismo la existiencia de un cuerpo similar entorno a la mineralización de Clara Natividad. Estos cuerpos concordantes, al igual que algunos de los diques mesosilícicos asociados espacialmente, se interpretan como comagmáticos y pertenecientes al ciclo mesosilícico del Jurásico superior. Hay escasos y delgados niveles tobáceos son de coloraciones claras y se muestran intercalados y con relaciones concordantes con respecto al resto de la Formación Lonco Trapial. Su composición es dacítica.

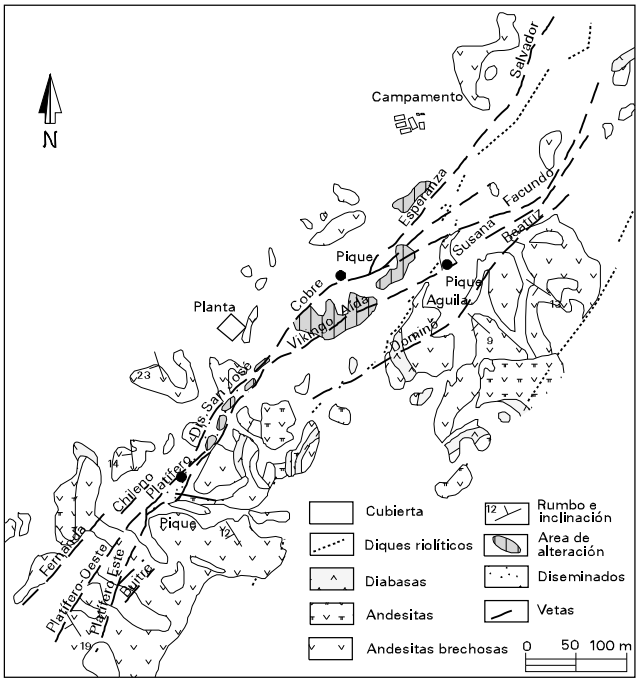


Figura 2. Vetas del Grupo Angela.

La signatura geoquímica del complejo volcaniclástico corresponde a una asociación de andesitas orogénicas calcoalcalinas, medianamente potásicas, vinculadas a subducción (Page y Page, 1993).

Otro elemento geológico destacado de la comarca lo constituyen los intrusivos hipabisales leucocráticos (figuras 1 y 2), que atraviesan discordantemente la secuencia volcaniclástica; son claramente visibles por el contraste de coloración clara sobre el color oscuro de los mantos volcaniclásticos. Fueron mencionados como "pórfiros graníticos tonalíticos" (Desantti, 1956) o "diques ácidos" (Bassi y Rochefort, 1979) y aparecen como cuerpos paralelos entre si, con rumbo preferencial N30º-40ºE e inclinan hacia el este, aunque algunos son verticales. Se los ha identificado asociados espacialmente con las mineralizaciones del grupo Angela, grupo Clara Natividad, veta Sahuel, veta María Adela, al igual que con varias zonas de alteración hidrotermal (figura 1). Hacia el noreste siguen aflorando, con similar distribución espacial, hasta las primeras estribaciones de la sierra de Pire Mahuida, donde no presentan mineralización/alteración asociada.

Constituyen resaltos notorios del relieve, poseen bordes enfriados con gradación positiva de la granulometría hacia el centro y foliación de flujo laminar plegada localmente (figura 3). La asociación de los intrusivos con las mineralizaciones/alteraciones no es homogénea, sino que se concentra en determinados sectores, que pueden tener distribución asimétrica con respecto a los diques.

El cuerpo que ocupa el centro del grupo Ángela es el de mayor potencia y posee grandes fenocristales de cuarzo (8-10 mm) y de feldespatos sobre una pasta afanítica. Al microscopio su textura es porfírica, con fenocristales de cuarzo reabsorbidos y los de feldespatos corresponden a plagioclasas sin maclas (albita-oligoclasa). También poseen cristales euhedrales de anfíbol y el conjunto está englobado por una pasta con textura esferulítica como producto de la desvitrificación (Fernández, 1998). A partir de la respuesta geoquímica de elementos mayoritarios han sido clasificados como riolitas (Varela, 1994).

Los cuerpos hipabisales están afectados por alteración hidrotermal leve de tipo cuarzo-sericítica y arcillosa que se concentra sobre los intrusivos y en un pequeño entorno, y son atravesadas por venillas de sulfuros de metales de base y de cuarzo-adularia (figura 3).

Finalmente afloran diques mesosilícicos a básicos de ubicación cronológica incierta, que podrían tener alguna relación genética con el volcanismo basáltico de la Formación Pire Mahuida (Salani y Page, 1987).

LAS MINERALIZACIONES

Las mineralizaciones del distrito Los Manantiales son principalmente sistemas vetiformes con menor proporción de diseminados (?), en asociación con áreas de alteración cuya potencialidad aun no está bien establecida.

Las vetas

Las estructuras vetiformes tienen rumbo dominante N42ºE con variaciones entre N30º a 60ºE; son subverticales con valores de 80º al noreste y tienden a verticalizarse en profundidad. Los espesores varían desde centímetros a 3 m y muestran un comportamiento irregular, con clavos mineralizados que inclinan con ángulos diversos sobre el plano de la veta, conectados por fallas casi sin mineralización (Bassi y Rochefort, 1979). Esta distribución de la mineralización puede responder a un control de estructuras de desplazamiento de rumbo (figura 4) con alabeos sobre el plano, que producen sectores de transpresión (falla estéril) y transtensión (clavo mineralizado). La existencia de estrías de falla horizontales a subhorizontales sobre las salbandas de las vetas apoya la hipótesis planteada.

Se distribuyen en dos franjas principales: una se denomina Ángela o grupo Ángela que contiene numerosas vetas con corridas individuales de hasta 500 m y con un largo total de 1.600 metros. La otra franja se ubica 500 m al noroeste y contiene a la veta Clara Natividad entre otras; son en general más cortas y menos continuas. Hacia el oeste-suroeste y en posición paralela aflora la estructura denominada Sahuel; tiene 750 m de corrida y potencias variables con máximos de hasta 3 m (figura 1). La morfología en planta de la veta Sahuel es coincidente con el diseño de un *jog* dilatacional (figura 4), lo que apoya la idea de que las estructuras son fallas de desplazamiento de rumbo, en este caso levógiras.

En el grupo Ángela se reconocen las siguientes vetas: Cobre, Susana Beatriz, Facundo, Esperanza, Salvador, Vikingo-Aida, Platífero, Platífero Este, Platífero Oeste, Fernanda, Chileno, Caldén y Buitre (figura 2). En el grupo

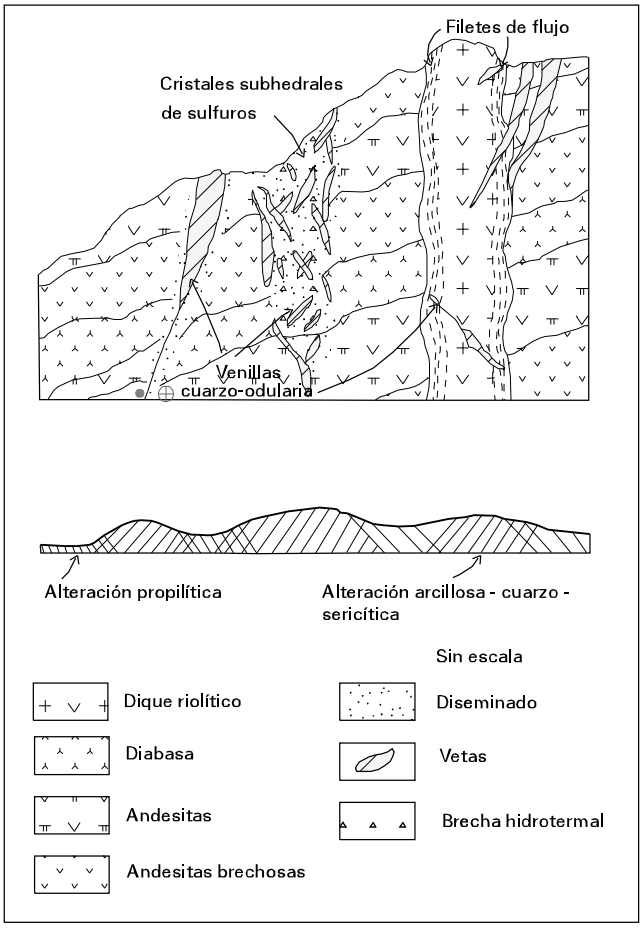


Figura 3. Alteración hidrotermal y mineralización de los cuerpos hipabisales.

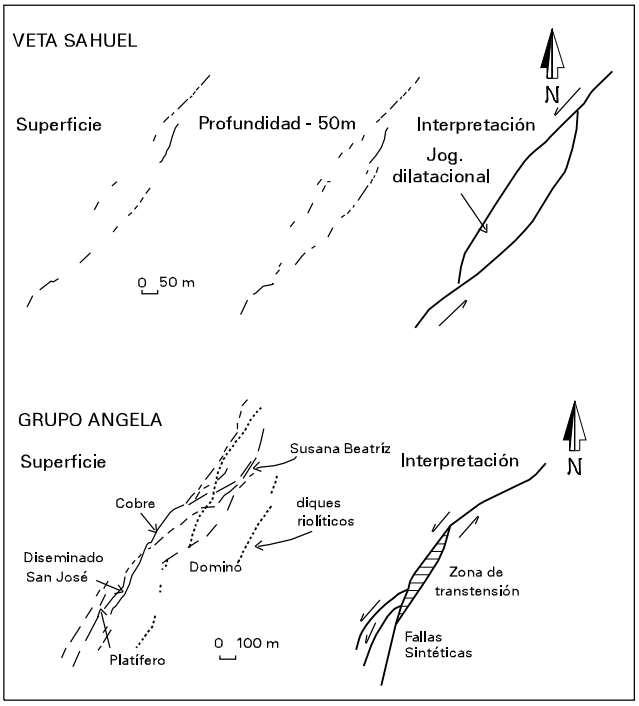


Figura 4. Estructura de las vetas mineralizadas.

Clara Natividad aparecen: San Pedro, Intermedia, Veta 115 y Veta del Alto, las tres últimas constituyen en sector denominado Camilas; sobre la continuidad del rumbo hacia el noreste afloran las vetas pequeñas denominadas Cristina y María Adela.

Diversos autores han establecido la presencia de algunas fallas posmineralización dispuestas en forma subparalela a las vetas que la brechizan localmente, aunque serían pocas las fallas transversales que desplazan las vetas. Hacia el sur-sureste del distrito (fuera del mapa) aparecen mineralizaciones vetiformes menores denominadas Blancuntre, Ernesto, Quechue Minera e Isabel. Están compuestas por baritina con escasa participación de metales de base; se alojan en rocas volcaniclásticas homologables con las descriptas previamente y se presume que podrían responder a un proceso genético similar.

Los diseminados

Los diseminados se vinculan espacialmente con las vetas y pueden constituir áreas elongadas de hasta 250 m de largo por 20 m de ancho, con profundidad comprobada hasta el nivel -50 m. El más importante es el diseminado San José, que se localiza sobre la traza de las vetas Cobre y Platífero y que por su diseño en planta se infiere que puede tratarse de un gran *jog* dilatacional, asociado con fallas sintéticas menores que transfieren el rechazo de las principales (figura 4).

La mineralización que compone estos cuerpos se distribuye mayoritariamente como sistemas de venillas de cuarzo y sulfuros de metales de base, que ocupan fracturas extensionales, con el diseño de un *stockwork* de trama abierta. Los sulfuros realmente diseminados son más escasos; se restringen a pirita con menor participación de blenda y galena, dispersos en los fragmentos de volcanitas, bordeando las venillas o en forma restringida y discontinua al borde de las vetas principales, (figura 3).

En el área del diseminado San José aparecen rocas con un conspicuo brechamiento, integradas por fragmentos de los distintos tipos litológicos que participan de la secuencia volcaniclástica tales como: andesitas brechosas, andesitas, diabasas y también fragmentos de los diques riolíticos. Los clastos son redondeados a angulosos y sus tamaños varían desde decenas de centímetros hasta milímetros; se encuentran envueltos por fragmentos polimícticos menores que constituyen la matriz de la brecha (harina de roca).Dicha matriz se asocia con minerales de alteración (cuarzo, sericita y arcillas) y con una importarte proporción de cristales euhedrales de metales de base; el conjunto de características descriptas permiten clasificar a la roca como una brecha hidrotermal. Otros cuerpos diseminados menores se localizan en proximidades de las vetas Platífero y Susana Beatriz, como asimismo en caballos de piedra y hastiales de la veta Sahuel.

Alteración hidrotermal

La mayor área de alteración del distrito es el cerro Bayo, que se localiza en la continuación suroeste de las mineralizaciones vetiformes (figura 1) y constituye el mayor resalto topográfico y de coloración anómala de la comarca.

Se emplaza en una zona de cruce de lineas estructurales mayores que cortan a la secuencia volcaniclástica, donde las rocas pierden totalmente su identidad transfomadas en un agregado silíceo/arcilloso y con óxidos de hierro diseminados o concentrados en pequeñas venillas. En el microscopio se reconocen las texturas porfídicas con los fenocristales de feldespatos y mafitos totalmente reemplazados por un agregado fino de cuarzo± sericita± arcillas, que se diferencian de la pasta sólo por el grado de cristalización selectiva (Fernández, 1998).

Un muestreo de suelos de sus laderas concentrados gravitatoriamente ha determinado la presencia de sulfuros de metales de base similares a los que integran las vetas y oro, y la investigación geofísica indica la presencia de anomalías de diseño lineal, descartando *a priori* la existencia de mineralización de tipo diseminada (Bassi, 1982).

Unos 5 a 6 km al sur aflora otra área de alteración vinculada espacialmente con un intrusivo riolítico denominado cerro Bandera , que posee similares características pero tiene menor dimensión que el cerro Bayo.

Además de las áreas alteradas descriptas, aparecen alteraciones hidrotermales vinculadas espacialmente con las mineralizaciones, que se distribuyen en forma lineal o en franjas apareadas a las vetas y producen un blanqueo en la roca hospedante, al que se le asocian cantidades variables de óxidos de hierro y cuarzo (Bassi y Rochefort, 1979). Para las rocas decoloradas Domínguez (1981) definió una paragénesis de alteración cuarzo-sericítica, que pasa en forma gradual a alteración propilítica, y también establece la existencia de un episodio de alteración constituido por venillas de cuarzo±clorita±pirita±adularia, que es posterior a la generación principal de sulfuros. Varela (1994), sobre la base de la investigación semicuantitativa de rayos X en roca total, determinó la existencia de franjas de alteración, con distribución similar que las vetas, lo que expresaría su control estructural.

Cuando se observa el mapa geológico del distrito (figura 1 y 2), se destaca dicho diseño lineal de la alteración y su vinculación con las estructuras que controlan las mineralizaciones; mientras que en el caso del cerro Bayo presenta una morfología irregular de 1.500 m de diámetro máximo.

Las determinaciones petrográficas de las rocas alteradas del distrito realizadas por Fernández (1998) identifican asociaciones paragenéticas compuestas por: a) cuarzo±sericita±arcillas con diferentes intensidades y granulometría acompañadas con frecuencia por pirita; b) clorita±calcita±albita±epidoto reemplazando fenocristales de las volcanitas o como venillas, lo que se corresponde a una alteración propilítica de distribución areal extendida; c) adularia±cuarzo±pirita como venillas cortando los diques riolíticos, acompañando el relleno de las brechas hidrotermales y como una de las últimas etapas de mineralización en las vetas (figura 3).

Mineralogía

Los estudios mineralógicos realizados sobre las vetas del Grupo Angela (Domínguez, 1981; Bengochea *et al.*, 1984; Arizmendi, 1985; Arizmendi *et al.,* 1993, 1996) han establecido la presencia de diversas especies minerales, distribuidos en dos a tres etapas principales, sumadas a una etapa previa de alteración hidrotermal y otra posterior de oxidación en superficie.

En las etapas hipogénicas identifican: pirita, esfalerita, galena, calcopirita, bornita, pirrotina, enargita, wittichenita, tetraedrita, benjaminita, boulangerita, oro, plata, electrum y hematita, en ganga de cuarzo con carbonatos minoritarios. Las etapas más tempranas muestran un dominio de los sulfuros de metales de base, mientras que las tardías son ricas en oro± hematita±cuarzo±adularia e influyen de manera profunda en el valor de la mena.

En la zona de oxidación y enriquecimiento supergénico hay limonitas variadas, malaquita, cuprita, azurita, tenorita, anglesita, yeso, cobre nativo, argentita, idaíta, covelina y neodigenita.

Oxidación

En la actualidad se preservan escasas afloramientos de la parte superficial de las mineralizaciones, pero cuando Croce en el año 1950 reconoce el área describe ..."Con mayor proporción de sílice, se observan filones y vetas de una roca eminentemente cuarzosa, criptocristalina, en partes cavernosa y ferruginosa con pasajes a cuarzo ferruginoso aurífero"..., esto indica la existencia previa a la explotación de un sombrero de hierro por encima de las estructuras vetiformes. Ello se observa en la zona de la veta Platífero en pequeños remanentes del sombrero de hierro compuesto por masas limoníticas con *boxworks* de sulfuros. El proceso de oxidación no fue de gran intensidad porque desaparece a corta profundidad y no se conocen evidencias de un importante enriquecimiento supergénico.

Inclusiones fluidas

Los datos obtenidos por Bengochea y Varela (1988) en cuarzos de la veta Susana Beatriz determinaron la existencia de inclusiones fluidas coetáneas con distintas concentraciones salinas, lo que indica ebullición del sistema hidrotermal que provoca la precipitación de los minerales de interés. Asimismo establecieron temperaturas de homogeneización comprendidas entre 270º y 390º, por lo que infirieron que los depósitos se formaron a 1.500 m de profundidad y a una presión de 120 bars. Reconocieron inclusiones de distinto tipo, algunas con cristales hijos de halita y de minerales fibrosos que podrían ser dawsonita y parago-

nita o moscovita, con salinidades decrecientes hacia la superficie en un rango entre 2,5 y 8% en peso de NaCl equivalente. Varela (1994) definió la existencia de fluidos de origen magmático y elevada salinidad entrampados en fenocristales de cuarzo de diques riolíticos que evolucionan hacia salinidades menores por dilución de los fluidos.

MODELO GENÉTICO

Se incluyen las opiniones sobre la génesis de los depósitos elaboradas por los investigadores que expresaron su opinión sobre el tema:

- Domínguez (1981) estableció que las mineralizaciones están controladas estructuralmente y que se formaron a profundidades entre 500 m y 1.000 m, por medio de soluciones ácidas con temperaturas entre 200º y 300º C, como culminación de un proceso volcánico de tipo andesítico, que incluyó la formación de diques de composición variada en ambiente continental posiblemente de edad cretácica.

- Para Arizmendi *et al.* (1993) la mineralización está asociada espacialmente con el magmatismo calcoalcalino del Jurásico superior-Terciario inferior, como un depósito subvolcánico con afinidades epitermales de tipo adularia-sericita.

- Según Varela (1994) las mineralizaciones del distrito fueron emplazadas en una zona de cizalla, cuya reactivación indujo a la apertura de fracturas que permiten la localización del depósito. Planteó asimismo, que la mineralización podría estar relacionada con un evento magmático, caracterizado por el emplazamiento de intrusiones riolíticas de edad cretácica tardía-terciaria temprana, los que aportaron fluidos magmáticos cuya dilución condujo a la formación de los depósitos.

A partir de la información bibliográfica, las observaciones de campo y las determinaciones de laboratorio, se puede elaborar un modelo genético descriptivo que incluye los distintos elementos que participaron durante la evolución del sistema hidrotermal (metalotecto) del distrito Los Manantiales. Ellos son en orden cronológico descendente: volcanismo central mesosilícico a básico, fallamiento tensional (?) e intrusión de hipabisales riolíticos, fallamiento de desplazamiento de rumbo con zonas de transpresión y transtensión, alteraciones/mineralizaciones y brechas vinculadas al funcionamiento de un sistema hidrotermal somero, levantamiento, erosión y leve oxidación supergénica. Estos elementos integrados en un modelo esquemático idealizado conforman la figura 3.

Los principales datos e interpretaciones sobre los sistemas hidrotermales y su entorno son los siguientes:

- El control mayor de la mineralización es de tipo estructural y correspondería a fallas de desplazamiento de rumbo, donde la concentración de los minerales en clavos se debería a cambios en la morfología del plano de falla, con desarrollo de zonas de transtensión (figura 4).

- Existe un control menor de tipo litológico producido por el comportamiento diferencial de las rocas frente al campo de esfuerzos, lo que se traduce en mayores potencias de vetas en las andesitas brechosas –andesitas y adelgazamientos en las diabasas.

- Hay una clara vinculación espacial entre los diques riolíticos y las mineralizaciones, que se repite en todo el distrito y que es más evidente en el grupo Angela, donde las mineralizaciones disminuyen en potencia e intensidad cuando se alejan del dique mayor, tanto hacia el noreste como al suroeste.

- La presencia de bordes enfriados, filetes de flujo magmáticos y el dominio de una pasta vítrea desvitrificada en los hipabisales riolíticos, impone severas restricciones a la profundidad de formación de los depósitos, que se estima como subsuperficial.

- La ocurrencia de brechas hidrotermales que involucran fragmentos de los diques riolíticos evidencian la vinculación genética del intrusivo como productor del flujo térmico, para el funcionamiento del sistema hidrotermal. Ello es coherente con la presencia de venillas de cuarzo ± adularia ± oro afectando los diques, las brechas hidrotermales y constituyendo la etapa de mineralización tardía en las vetas.

- Hay pruebas del aporte térmico y de fluidos producido por los diques riolíticos y ello establece límites precisos para el desarrollo temporal del sistema hidrotermal, que habría ocurrido simultáneamente o poco después de las etapas finales de la cristalización y enfriamiento del intrusivo, como un episodio de corta duración inferido por el pequeño tamaño de la intrusión (Cathles *et al.*, 1997).

- Siguiendo las propuestas de Sillitoe (1993) estas vetas corresponderían a un sistema epitermal de baja sulfuración tipo adularia sericita, con abundantes sulfuros asociados, en el subtipo donde la principal roca volcánica hospedante es subalcalina andesítica a riodacítica. Se plantea un origen para los metales aportados por lixiviación de la roca hospedante.

- Con respecto a la edad de los intrusivos riolíticos solo existen dos posibilidades, a) que constituyan un estadío más evolucionado del magmatismo calcoalcalino del Jurásico superior, representado por las volcanitas de la Formación Lonco Trapial y b) que estén vinculados con el magmatismo riolítico mioceno que compone la Formación Pire Mahuida.

La primera alternativa se apoya en la existencia de episodios ácidos minoritarios hacia el final del magmatismo mesosilícico jurásico (Page y Page, 1993), la presencia de mineralizaciones polimetálicas vetiformes de similares características asociadas a intrusivos mesosilícicos y con un control estratigráfico que permite ubicarlas en el Jurásico superior (Márquez *et al.*, 1988) y la ocurrencia de tobas claras supuestamente dacíticas a riolíticas intercalas con las volcaniclastitas mesosilícicas en los alrededores de la mina. En el caso de que esta alternativa sea comprobada, las mineralizaciones del distrito Los Manantiales integrarían el Area Chubut Central, Subprovincia Andica Austral en la Provincia Metalogénica Andica, de acuerdo a la clasificación plateada por Giacosa *et al.* (1988).

La segunda posibilidad está fundada en la continuidad espacial y composicional de los enjambres de diques

desde el sector de la mina hasta la sierra de Pire Mahida, la estrecha similitud composicional entre los diques y las facies dómicas riolíticas de la Formación Pire Mahida, la coherencia de la profundidad de emplazamiento muy somera de los diques riolíticos vítreos con los domos y las mineralizaciones epitermales, y el escaso desarrollo de la oxidación-enriquecimiento supergénico del depósito. De corroborarse esta hipótesis se trataría de la primera mención de mineralizaciones metalíferas miocenas ligadas a los riolitoides en este sector del macizo de Somuncurá e implicaría que tendrían una edad de aproximadamente 18 Ma, de acuerdo con los fechados efectuados sobre las rocas por Salani y Page (1987).

Se destacan que se están efectuando los determinaciones geocronológicas y geoquímicas de elementos mayoritarios y traza, que van a permitir a corto plazo validar las hipótesis de trabajo mencionadas.

Las mineralizaciones polimetálicas del distrito los Manantiales están vinculadas espacial y genéticamente con diques de composición riolítica, que produjeron la anomalía térmica y aportaron parte de los fluidos para el funcionamiento del sistema hidrotermal.

Son vetas y diseminados portadores de sulfuros de Zn-Pb-Cu con menores contenidos de Au y Ag en ganga de cuarzo, a los que se asocia alteración hidrotermal de tipo cuarzo-sericita y adularia.

Las vetas tienen diseño de clavos de alta ley, alojados en zonas de transtensión de fracturas de desplazamiento de rumbo, que también controlan el desarrollo de las alteraciones hidrotermales y la ubicación de brechas hidrotermales.

Se clasifican como mineralizaciones epitermales de baja sulfuración con alta proporción de sulfuros en el subtipo alojado en rocas eruptivas mesosilícicas.

La posición cronológica de las mineralizaciones por su asociación genética con el magmátismo puede ser jurásica superior o miocena inferior y muy próxima a la edad de los intrusivos ácidos.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr.R.Giacosa por la lectura crítica y discusiones sobre la problemática geológica de la región que han contribuido a su mejoramiento.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Revista, Ciencias Geológicas,* 2. Buenos Aires.

Alcántara, P., 1986. Ficha de evaluación previa Proyecto Mina Angela-Fernanda. *Secretaría de Estado de Minería, Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Arizmendi, A., 1985. Estudio mineralógico del distrito minero los Manantiales, Gastre, Chubut. *CONICET, Informe de Avance,* inédito. Buenos Aires.

Arizmendi, A., M. Brodtkorb y H. J. Bernhardt, 1996. Paragénesis mineral de la mina Angela, Gastre, provincia del Chubut. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata,* 5: 1-7. La Plata.

Arizmendi, A., M. Brodtkorb y P. R. Bitschene, 1993. Evolución paragenética de la mina Angela, provincia del Chubut, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Actas,* 1: 179-190. Stuttgart.

Bassi, H., 1982. Proyecto Cerro Bayo, Distrito Minero Angela, Chubut. *Cerro Castillo S.A. Gerencia de Exploración*, inédito. Buenos Aires.

Bassi, H. y G. Rochefort, 1979. Estudio de la mina Angela, con énfasis en sus características estructurales. *2º Congreso Geológico Chileno, Actas,* C: 419 - 435. Arica.

Bengochea, A. L. y M. E. Varela, 1988. Las inclusiones fluidas del sector Susana Beatriz, mina Angela, Provincia de Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (4): 462-473. Buenos Aires.

Bengochea, A. L., G. R. Mas, P. J. Maiza y M. E. Varela, 1984. Petrografía y termometría de las inclusiones fluidas de la veta Platífero W, Mina Angela, provincia de Chubut. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 7: 430-442. Buenos Aires.

Cathles, L. M., A. H. J. Erendi y T. Barrie, 1997. How long can an hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?. *Society of Economic Geologist, Bulletin,* 92, (7/8): 766-771.

Cervi, R., 1942. Estudio de las minas Angela, Susana Beatriz y Clara Natividad. departamento Gastre. *Banco de Crédito Industrial Argentino,* inédito. Buenos Aires.

Cerro Castillo, S. A., 1980. Programa de reconocimiento del Yacimiento Cerro Castillo. Ley Promoción Minera. *Secretaría de Estado de Minería, Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Cerro Castillo, S. A., 1986. Avalúo de reservas del yacimiento Mina Angela. Ley Promoción Minera. *Secretaría de Estado de Minería, Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Croce, R., 1949. Contribución al conocimiento de la geología y constitución de la sierra de Pire Mahida y sus estribaciones al NE de Gastre. Chubut. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Revista, Ciencias Geológicas,* 1 (2). Buenos Aires.

Dessanti, R. N., 1956. Vetas metalíferas y fracturas en Mina Angela, Departamento Gastre, Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 11: 116-141. Buenos Aires.

Domínguez, E. A., 1977. Génesis y geoquímica de la mineralización de los yacimientos “Los Manantiales” y “Lago Fontana”. *Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral*. Bahía Blanca.

Domínguez, E. A., 1981. Génesis y geoquímica de la mineralización de los yacimientos “Los Manantiales” y “Lago Fontana”. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26 (2): 123-142. Buenos Aires.

Fernández, M. I., 1998. Descripción petrográfica de las rocas del Proyecto Polimetálicos del Chubut Central. *Instituto Geológico y de Recursos Minerales, Delegación Regional Patagonia,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas para la Exploración de Recursos Naturales, 1982. *Exploración minera en la provincia de Chubut.* Informe final inédito, 1. Nueva York.

Giacosa, R. E., M. J. Márquez y H. D. Pezzuchi, 1988. Actualización metalogénica de la región patagónica al sur del paralelo de 42º00' sur, República Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: A1-A20. Olavarría.

Herrero, J. C., 1980. Informe Geológico y Mapa del Proyecto de Exploración Gastre, provincia del Chubut. *Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Lesta, P. J. y R. Ferello, 1972. Región Extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz en A. F. Leanza (Ed) *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias:* 601-653. Córdoba.

Márquez, M. J. y C. Parisi, 1987. Ficha de evaluación previa (Metodología GTZ) Proyecto Mina Angela-Fernanda. *Centro de Exploración Patagonia Sur,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Márquez, M. J., M. A. Zubia y A. Arizmendi, 1988. Mineralizaciones subvolcánicas jurásicas del Chubut Central. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 2: 57-68. Olavarría.

Nullo, F. E. y C. Proserpio, 1975. La Formación Taquetrén en cañadón El Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 30 (2): 133-150. Buenos Aires

Page, R. y S. Page, 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 48 (1): 41-58. Buenos Aires.

Rapela, C. W., R. J. Pankhurst y S. M. Harrison, 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre dristict, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society or Edinburgh, Earth Sciencies,* 83: 291-304. Inglaterra.

Sillitoe, R. H., 1993. Epithermal Models: genetic types, geométrical controls and shallow feactures. In Mineral Deposits Modeling edited by R. V. Kirkham, W. D.Sinclair, R. I.Thorpe and J. M. Duke. *Geológical Association of Canada, Special Paper,* 40. Canada.

Salani, F. M. y C. A. Parica, 1990. Consideraciones sobre la edad y petrogénesis de las volcanitas del Complejo Pire Mahuida, provincia del Chubut. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 125-128. San Juan.

Tezon, R. y M. Sutamoff, 1954. Informe del Distrito Minero Los Manatiales, Gastre, Chubut. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Varela, M. E., 1994. Silicate-melt and fluid inclusions in rhyolitic dykes, Los Manantiales mining district, Argentina. *Europian Journal of Mineralogy,* 6: 837-854. Stuttgart.

Schalamuk, I. B., R. E. de Barrio, M. A. Zubia, A. Genini y H. Echeveste, 1999. Provincia auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188, Buenos Aires.



PROVINCIA AUROARGENTÍFERA DEL DESEADO, SANTA CRUZ

Isidoro B. Schalamuk[1,2], Raúl E. de Barrio[1], Mario A. Zubia[3], Adolfo Genini[3] y Horacio Echeveste[1,4]

INTRODUCCIÓN

El Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, es una de las regiones que más ha avanzado en los últimos años en el conocimiento de sus características geológicas y metalogénicas, especialmente en aquellos sectores donde se emplazan depósitos epitermales auríferos de baja sulfuración.

El descubrimiento a fin de la década del 70 (Genini, 1977 y 1990) y la posterior exploración y puesta en marcha en los 90 del yacimiento auroargentífero de Cerro Vanguardia, representa el ejemplo más conspicuo de un ya numeroso conjunto de áreas mineralizadas con metales preciosos, asociadas espacialmente por lo general al evento geológico más importante y extendido de la región: el volcanismo ácido jurásico del Grupo Bahía Laura. Además de Cerro Vanguardia, se pueden citar los prospectos de Manantial Espejo (con reservas medidas), La Josefina, (Schalamuk *et al.*, 1995, 1997), Martinetas, Microondas, Lejano, Bacon, Cerro Saavedra, entre otros, que se hallan en exploración avanzada (figura 1).

A pesar de estos avances, la información existente sobre los sectores mineralizados identificados es aún fragmentaria y en algunos casos de carácter preliminar. Esta situación es más notoria, si se consideran los aspectos geocronológicos relacionados con las rocas portadoras de los depósitos minerales, esencialmente la Formación Chon Aike, como así también con la edad de las mineralizaciones y los procesos de alteración hidrotermal asociados.

El Macizo o Nesocratón del Deseado (De Giusto *et al.*, 1980). constituye una amplia región morfoestructural localizada en la porción central de la provincia de Santa Cruz, ocupando un área del orden de los 60.000 km^2 Tiene como límite norte al río Deseado, al sur al río Chico, al este la costa atlántica y al oeste la denominada Dorsal del Río Mayo. Constituye una importante provincia auroargentífera con mineralización de tipo epitermal de baja sulfuración esencialmente vetiforme, con escasas brechas, stockworks y diseminaciones asociadas. El magmatismo jurásico, asociado a fenómenos extensionales, favoreció las concentraciones de Au y Ag y su depositación. Se trata del volcanismo vinculado al rifting que se originó con la apertura del océano Atlántico (Uliana *et al.*, 1985). El emplazamiento de las mineralizaciones está controlado por estructuras en parte de cizalla y en parte asociadas al desarrollo de calderas. En el área El Dorado Monserrat (Echavarría, 1997) y La Josefina (Fernández *et al.,* 1996) se infiere la presencia de calderas durante el Jurásico, con ignimbritas emplazadas dentro de las mismas, domos volcánicos dispuestos sobre las fracturas anulares y megabrechas asociadas a derrumbes de bordes. Polimet S.A. (com. pers.) reconoce también la presencia de estructuras jurásicas en caldera en sus prospectos Martinetas y Microondas. Sin embargo, en los depósitos más importantes (Cerro Vanguardia y Manantial Espejo) no se ha reconocido este tipo de estructuras, los cuerpos mineralizados se emplazan en espacios generados por esfuerzos cizallantes, aparentemente desvinculados de aparatos volcánicos centrales.

El relleno de las vetas se ha depositado, por lo común, en forma multiepisódica, en un ámbito dilatacional persistente.

[1] *Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

[2] *CONICET.*

[3] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Regional Patagonia.*

[4] *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA).*

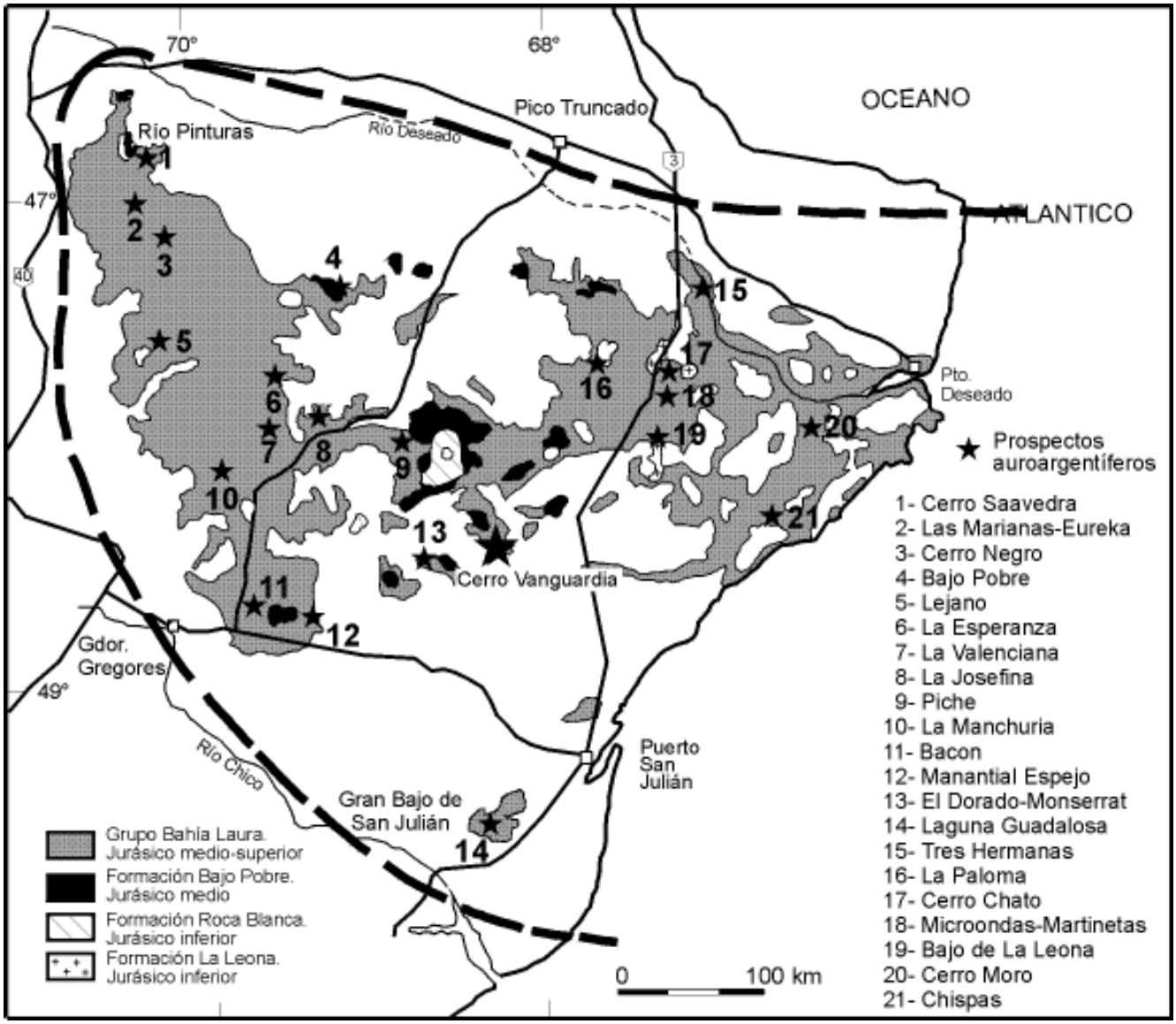


Figura 1. Mapa geológico del Macizo del Deseado con las unidades jurásicas y la distribución de los principales prospectos auroargentíferos.

La roca de caja de las mineralizaciones epitermales está constituida en forma minoritaria por sedimentitas pérmicas (Giacosa y Genini, 1995) y granitoides liásicos de la Formación La Leona (sector noreste del Macizo), niveles basáltico-andesíticos de la Formación Bajo Pobre y fundamentalmente por flujos ignimbríticos de la Formación Chon Aike.

Los contactos son netos, encontrándose la roca de caja afectada por diferentes tipos de alteración hidrotermal tales como silicificación, argilización (caolinita, illita y montmorillonita), sericitización y, en rocas básicas, propilitización.

Los focos calientes (Echavarría, 1997) que dieron lugar a las efusiones volcánicas son probablemente los que motorizaron los flujos hidrotermales circulantes a través de los sistemas de fallas y diaclasas regionales.

De acuerdo a los datos de inclusiones fluidas (Ver Anexo Ríos *et al.*), relaciones isotópicas y observaciones mineralógicas, las soluciones hidrotermales deben haber tenido, en gran parte, un origen meteórico, comenzando a circular próximo a los 300ºC, con salinidades bajas. Los rangos de fugacidad de O_2 y H_2S han sido establecidos para El Dorado Monserrat (Echavarria, 1997) en –33 a –34 y –0,30 y 0,65, respectivamente, mientras que el pH de las soluciones se ha estimado entre 5 y 6,5. Se considera que tanto el oro como la plata han sido transportados por complejos sulfurados, bajo la forma de $Au(HS)^-$ y $Ag(HS)^-$.

La ebullición de soluciones, proceso generalmente invocado como causa de precipitación de metales preciosos en estos sistemas, no ha podido ser constatada en muestras provenientes de la veta Osvaldo Diez de Cerro Vanguardia (Zubia *et al.*, esta publicación, en «Yacimiento Cerro Van-

guardia»). Sin embargo, Ríos *et al.* (ver anexo) reconocieron procesos de ebullición en varios prospectos auríferos del Macizo del Deseado, entre ellos Cerro Vanguardia, en muestras de veta Atila (Ríos, com.pers.). En este sector, si bien existen evidencias de estrangulamiento de las inclusiones, se observa una amplia distribución de proporciones de volumen de fases líquidas y gaseosas de las inclusiones bifásicas, que sería signo inequívoco de ebullición, la cual está asociada a las inclusiones de mayor temperatura de homogeneización

Si bien aún no se cuenta con información completa acerca de los diferentes eventos mineralizadores y fenómenos condicionantes de la depositación de los metales en los distintos depósitos y manifestaciones, las características generales permiten encasillarlos dentro de los epitermales de metales preciosos de "baja sulfuración", acuñado por Hedenquist (1987), o dentro del subtipo "adularia-sericita", de acuerdo a Hayba *et al.* (1985)

Cerro Vanguardia es el distrito más importante y mejor conocido en todo el Macizo del Deseado (Zubia *et al.*, 1994). La exploración, llevada a cabo por Cerro Vanguardia S.A., ha permitido reconocer un total de alrededor de 140 km de vetas, verticales a subverticales (la mayor de 11 km de longitud) alojadas en las ignimbritas ácidas de la Formación Chon Aike. La mayoría de los depósitos presenta *ore shoots* de Au/Ag hasta los 160 m de profundidad, con espesores de hasta 14 metros.

Las vetas de cuarzo muestran texturas bandeadas, masivas y brechosas. También hay texturas de reemplazo de calcita y baritina.

El rumbo general de los filones varía entre oestenoroeste-estesureste a este-oeste en el sector septentrional del distrito y noroeste-sureste en el sector austral.

Otro distrito con buenas perspectivas es Manantial Espejo. La veta principal, denominada María, presenta una dirección general este-oeste, con inclinación subvertical (manteada al sur en profundidad); se aloja en ignimbritas de la Formación Chon Aike mientras que otras estructuras vetiformes encajan en facies andesítico-basálticas de la Formación Bajo Pobre.

Hacia el sector nororiental aflora un extenso cuerpo silíceo con estructura laminada y parcialmente brechada, probable remanente de un sinter, expresión cuspidal de los sistemas hidrotermales de baja sulfuración. Contiene valores anómalos en Hg y Au.

En este distrito, al igual que en los prospectos Lejano y Bacon, los contenidos argentíferos (en relación a los auríferos) son por demás significativos. En la veta Marta, del último prospecto mencionado, existen muestras puntuales con registros próximos a 20 % en plata (Polimet S.A., com. pers.)

En el prospecto La Josefina se observa un sistema de vetas y venillas de rumbo general noroeste-sureste y nornoreste-sursuroeste que presentan altos contenidos puntuales de Au (hasta 93 g/t). Todos los depósitos se alojan en ignimbritas de la Formación Chon Aike. Además, hacia el sector nororiental del distrito, afloran cuerpos de depositación silícea (sinter) y de remplazo, los primeros con valores anómalos en oro.

Otras áreas de interés en el Macizo del Deseado son El Dorado-Monserrat, Gran Bajo de San Julián, Bajo Pobre, El Macanudo, La Manchuria, La Valenciana, Microondas-Martinetas, Las Marianas-cerro Negro (área del río Pinturas), cerro Piche, estancia Tres Hermanas, La Paloma, cerro Moro entre otras, (figura 1), donde las características metalogénicas, en algunos casos, aún son parcialmente conocidas.

GEOLOGÍA REGIONAL
RESEÑA ESTRATIGRÁFICA

Las rocas más antiguas aflorantes en la región corresponden a reducidos asomos dispersos de metamorfitas de bajo y mediano grado que pertenecen a la Formación La Modesta, asignadas al Precámbrico superior-Paleozoico inferior (Di Persia, 1962) o Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976, Pezzuchi, 1978). Las metamorfitas se encuentran intruidas esporádicamente por cuerpos graníticos del Paleozoico inferior a medio. Sobre estas se apoyan, en relación de discordancia, sedimentitas continentales correspondientes a las formaciones La Golondrina (Archangelsky, 1958), La Juanita (Arrondo, 1972) y El Tranquilo (Di Persia, 1965), que se emplazan en los sectores nororiental y central de la Provincia Geológica, y ocupan sistemas de grabens y hemigrabens (Uliana y Biddle, 1987). Como inicio de la apertura atlántica (desmembramiento del Gondwana) en el Jurásico inferior se intruyen cuerpos graníticos en el sector nororiental del Macizo (Varela *et al.*, 1991).

La tectónica traccional así instalada persiste durante todo el Jurásico y Cretácico. Genera primero eventos epiclásticos cuyos depósitos se asignan a la Formación Roca Blanca (Di Persia, 1956; De Giusto, 1956) y posteriormente el amplio campo volcánico de composición intermedia a básica denominado Formación Bajo Pobre del Jurásico medio (Lesta y Ferello, 1972). Estas rocas evolucionan, durante el Jurásico medio a superior, a un complejo volcánico-piroclástico-sedimentario de composición ácida a mesosilícica denominado Grupo Bahía Laura (Feruglio, 1949-50; Lesta y Ferello, 1972) o Complejo Chon Aike (Pankhurst *et al.*, 1993).

Durante el Cretácico se formaron pequeñas y medianas cuencas cerradas en las que se depositaron sedimentos continentales, tales como la Formación Bajo Grande (Di Persia, 1958), Formación Baqueró (Archangelsky, 1967) y Formación Sarmiento (Feruglio, 1949). De origen marino se destacan las acumulaciones de coquinas y areniscas coquinoides de la Formación Patagonia de edad Oligoceno superior (Zambrano y Urien, 1970).

En el Mioceno se depositaron sedimentos continentales que constituyen la Formación Santa Cruz, cubiertos por extensas coladas de basaltos mio-pliocenos. En discordancia se presentan niveles de gravas de la Formación La Avenida (Marin, 1982) y amplios mantos basálticos, también del Pleistoceno.

VOLCANISMO JURÁSICO Y LAS MINERALIZACIONES EPITERMALES

Características geoquímicas

La evolución geológica del Macizo del Deseado destaca como uno de los episodios más relevantes al volcanismo jurásico, que en gran parte se encuentra desmembrado debido a fallamientos en bloque, erosión y derrames de lavas basálticas modernas. Estos fenómenos enmascaran las formas originales del volcanismo mesozoico dificultando su interpretación.

El evento volcánico Jurásico, al que se considera vinculada la mineralización auroargentífera, se habría iniciado como producto de fusión parcial en zonas profundas de la corteza (de Barrio, 1993; Pankhurst y Rapela, 1995) originando derrames fisurales de rocas pertenecientes a la Formación Bajo Pobre. Posteriormente se genera el volcanismo ácido con los flujos ignimbríticos de la Formación Chon Aike que se intercalan con las depositaciones de tobas, tufitas y pelitas de la Formación La Matilde y, más tarde, se sucede el emplazamiento de escasos domos ácidos localizados en fracturas anulares de bordes de calderas, correspondientes a las manifestaciones volcánicas póstumas.

Los datos geoquímicos de las rocas volcánicas jurásicas provenientes de las contribuciones de Echavarria (1997), Tessone (1999), de trabajos de investigación que desarrolló el Instituto de Recursos Minerales de la UNLP, conjuntamente con geólogos de las Universidades de Trieste y de Padua y de geólogos de la Universidad Nacional de la Patagonia, en la región central del Macizo del Deseado permiten arribar a interesantes conclusiones respecto de las características petrogenéticas.

Los diagramas geoquímicos que aquí se presentan se han construido con 80 muestras provenientes de varias regiones del Macizo, estancia El Dorado, estancia Manantial Espejo, Bajo Grande, La Manchuria y Eas. El Fénix, La Valenciana, Flecha Negra y Las Lajas. En el diagrama TAS se ha incluido también los campos ocupados por las rocas provenientes de los trabajos de de Barrio (1993) para la zona del Río Pinturas, de Pankhurst *et al.* (1993) para el sector oriental (Río Deseado) y Pankhurst y Rapela (1995) de muestras de la Formación Bajo Pobre.

Los miembros ignimbríticos de la Formación Chon Aike, que constituyen el tipo litológico mas abundante del Macizo del Deseado, se acomodan mayoritariamente en el campo de las riolitas en el diagrama clasificatorio TAS (figura 2), aunque en su porción central, se han identificado coladas de ignimbritas de alto grado de composición dacítica (Echeveste *et al.*, 1999). Los contenidos en sílice de estas rocas varían entonces entre 66,8 y 78,7 % en peso.

Los cuerpos lávicos de esta Formación, también son mayoritariamente riolíticos, aunque en algunos casos, se ha comprobado la existencia de lavas (de aspecto riolítico) con contenido de sílice en torno al 67 % que las ubica en el campo de las dacitas (figura 2).

Respecto a las rocas que clásicamente se definen como pertenecientes a la Formación Bajo Pobre (posición subyacente a las rocas del Grupo Bahía Laura, en general pobre exposición de sus afloramientos, colores rojizos a verdosos oscuros de los mismos, y aspecto basáltico en muestra de mano, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos o anfíboles en una matriz vitrea gris oscura o negra), químicamente varían en el diagrama TAS entre basandesitas (muy escasas), andesitas (abundantes) y dacitas (escasas) con sílice entre 55,9 y 68,5 % (figura 2). De esta manera se puede apreciar la dificultad de separar a esta Formación, desde el punto de vista químico de la, en general, más ácida Formación Chon Aike cuando se trata de facies lávicas.

En la zona de la estancia La Josefina (Fernández *et al.*,1996, Echeveste *et al.*, 1998) y estancia La Valenciana se han identificado cuerpos subvolcánicos andesíticos y dacíticos con contenidos en sílice de 61,5 a 70,1 %, que fueron mapeados, según sus características de campo, como pertenecientes a la Formación Bajo Pobre y que químicamente constituyen un grupo transicional entre el Bajo Pobre típico (andesítico) y el Chon Aike riolítico.

En general se puede asegurar que son rocas calcoalcalinas, con moderado a alto contenido en potasio (Pankhurst y Rapela, 1995, Echeveste *et al.*, 1998), entre 5 y 9,7 % en peso, mayoritariamente peraluminosas y subalcalinas. Uliana *et al.* (1985) observan en rocas riolíticas de la zona de Puerto Deseado algunas con contenidos altos en potasio y bajos en sodio, y lo atribuyen a un reemplazo, no detectable al examen petrográfico, de plagioclasa sódica por feldespato potásico en condiciones de metamorfismo de enterramiento a baja temperatura, considerando que las relaciones K_2O/Na_2O superiores a 13 señalan un efecto metasomático. Sruoga (1989) también observa que el enriquecimiento en K_2O no es una característica primaria en estas rocas, y que se produce post-emplazamiento por alteración hidrotermal.

La distribución de elementos traza parece indicar una fuerte vinculación genética para todos los tipos litológicos, sugiriendo una fuente magmática común. El diagrama expandido normalizado a MORB muestra un enriquecimiento relativo en Rb y Ba y una anomalía negativa en Sr, más acentuada en los términos más ácidos, propia del fraccionamiento de la plagioclasa. También se observa una fuerte anomalía negativa en Ti.

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas intermedias de la Formación Bajo Pobre hasta las más ácidas de la Formación Chon Aike, parecen indicar un único tren evolutivo.

Edad del volcanismo

FORMACIÓN BAJO POBRE

La edad del volcanismo básico fue inicialmente estimada, en base a sus relaciones estratigráficas por Di Persia (1956) y De Giusto (1956), como Jurásico inferior (Liásico) para luego, finalmente, considerársela como Jurásico me-

dio bajo (Dogger inferior) de acuerdo a De Giusto *et al.* (1980) y Panza (1982, 1984).

Muy escasas son las dataciones realizadas en las rocas de la Formación Bajo Pobre. Una de las razones de estas situación se debe a que por lo general, esta unidad aparece en afloramientos muy meteorizados y disectados por procesos erosivos, con un avanzado grado de alteración.

En los últimos años, Pankhurst *et al.* (1993) y Pankhurst y Rapela (1995) presentan un completo estudio geocronológico del denominado por estos autores Complejo Chon Aike. Asumen una edad de 175 Ma para la Formación Bajo pobre, basándose esta estimación en la posición en secuencia de la unidad que se ubica por debajo de la Formación Chon Aike, de la cual obtuvieron edades Rb/Sr de 168 ± 2 Ma, para el área de Puerto Deseado. Sin embargo, Alric *et al.*, 1996 presentan nuevas dataciones de la Formación Bajo pobre, pero esta vez por método $^{40}Ar/^{39}Ar$. Muestrearon a la unidad en su localidad tipo (Bajo Pobre) y obtuvieron edades muy por debajo de los valores esperados. Las dataciones fueron realizadas en roca total (basaltos y andesitas) y en cristales de plagioclasas. Los valores obtenidos fueron 152,7 ± 1,2 Ma y 154,7 ± 0,7 millones de años.

Recientemente, Tessone *et al.* (1999) dieron a conocer una datación Rb/Sr roca total obtenida con una isocrona confeccionada con 4 muestras de rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre aflorantes en las estancias La Pilarica, El Puma y El Chara, sector central del Macizo. El valor obtenido, 173 ± 8 Ma, es congruente con las estimaciones de que el volcanismo basáltico de Bajo Pobre debió anteceder en el área a las riolitas de la Formación Chon Aike, las cuales en otra isocrona realizada con muestras de la misma zona registraron una edad de 148 ± 2 millones de años.

Por otra parte, en el área del prospecto Manantial Espejo, datos provenientes de perforaciones realizadas en un plan de exploración de la mineralización aurífera, consignan que luego de atravesar facies ignimbríticas riolíticas correspondientes a la Formación Chon Aike, fueron reconocidas facies andesíticas gris oscuras asignables a la Formación Bajo Pobre intercaladas con niveles riolíticos de Chon Aike (O. Núñez, com. verbal). Esto podría constituir una evidencia de que la vinculación entre ambas unidades podría deberse, por lo menos para algunos sectores, a una relación interdigitada y confirmar que mientras que en algunos sectores del Macizo se mantenía una actividad volcánica básica, en otros ya se había instalado el volcanismo ácido riolítico.

GRUPO BAHÍA LAURA

Hasta hace pocos años, no había estudios geocronológicos de detalle de las unidades volcanogénicas del Grupo Bahía Laura.

A partir de la década del 60, se realizan las primeras dataciones de los eventos volcánicos. La secuencia estratigráfica del Macizo estaba hasta entonces fundamentada esencialmente por las relaciones de campo entre las diferentes unidades geológicas y los contenidos paleontológicos de los distintos niveles sedimentarios intercalados.

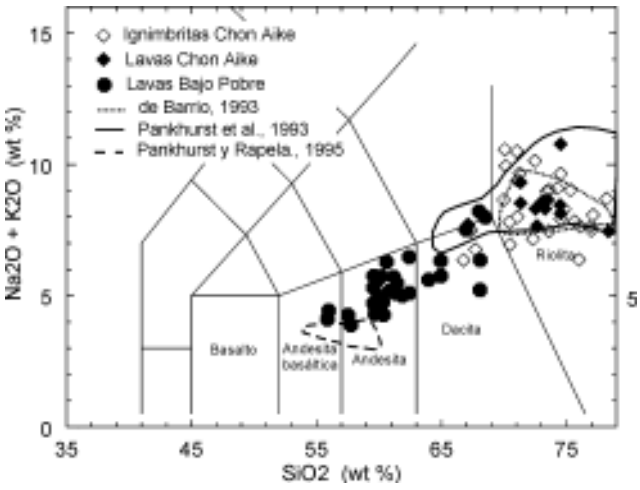


Figura 2. Diagrama clasificatorio TAS. Las muestras corresponden a afloramientos de Bajo Pobre y Chon Aike de las zonas de Manantial Espejo, La Josefina, La Valenciana, La Manchuria, Bajo Grande y Monserrat. Se han volcado solamente aquellos análisis con LOI<3 (80 muestras).

En general, los datos radimétricos obtenidos han sido dispersos, producto de diferentes metodologías y no han respondido a un programa regional de estudio específico que permitiera acotar, con límites precisos, los diversos episodios volcánicos. Una de las causas de esta situación es la gran extensión que presenta el volcanismo jurásico y por otro lado, la falta de controles y horizontes estratigráficos que permitan una buena correlación temporo-espacial de las rocas analizadas.

El primer fechado radimétrico del volcanismo ácido de la Formación Chon Aike corresponde a Cazeneuve (1965) quien dató una toba ignimbrítica por método K/Ar, roca total, obteniendo un valor de 160,7 + 15 Ma en el área de estancia Roca Blanca (sector central). Tiempo después, Baker *et al.* (1981) presentan la datación de una ignimbrita riolítica de la zona del arroyo Page, afluente del río Pinturas en el extremo noroccidental del Macizo, obteniendo un valor de 155 + 15 Ma, mientras que Spalletti *et al.* (1982), en el sector austral del Macizo, en el área del Gran Bajo de San Julián, dan a conocer los resultados de una serie de dataciones por método K/Ar, roca total, realizadas sobre tobas soldadas y lavas riolíticas, con datos fluctuantes entre 161 + 10 y 123 + 10 millones de años. Por su parte, Hechem y Homovc (1985), también por método K/Ar, dataron dos ignimbritas en la zona del Bajo Grande, con valores oscilantes entre 157 y 153 + 5 millones de años.

Recién hacia fines de la década del 80 se logran los primeros resultados provenientes de métodos Rb/Sr, pudiéndose señalar la datación efectuada por de Barrio (1989) quien obtuvo un valor de 161 + 5 Ma con una isocrona realizada sobre 9 nueve rocas ignimbríticas provenientes del área del río Pinturas y zona de influencia (sector noroccidental del Macizo del Deseado). En ese mismo trabajo, se menciona la datación de una toba soldada por método K/Ar sobre bio-

tita, que arrojó un valor de 123 + 5 Ma, considerado como edad mínima.

Con posterioridad, Pankhurst *et al.* (1993) realizan un estudio geocronológico comparativo entre sectores orientales del Macizo, en el sector de Puerto Deseado y la zona precordillerana de Sierra Colorada (Complejo El Quemado) hacia la región noroccidental de la provincia de Santa Cruz. Realizan una nueva datación Rb/Sr, recalculada con 2 s de error, cuya isocrona da un valor de 168 + 2 millones de años.

Por su parte, Alric *et al.* (1996) efectuaron una serie de dataciones por método $^{40}Ar/^{39}Ar$ en diversos sectores del Macizo del Deseado. Las mediciones fueron realizadas en cristales de sanidina de rocas ignimbríticas de la Formación Chon Aike de los sectores de Puerto Deseado (sector nororiental) y Puesto El Recreo (área noroccidental), obteniendo edades plateaux de 177,6 ± 0,7 y 151,5 ± 0,5 millones de años.

Arribas *et al.* (1996) dataron el volcanismo riolítico de la Formación Chon Aike en sectores centrales del Macizo del Deseado, en el área del prospecto La Josefina. Las muestras obtenidas fueron analizadas por método K/Ar sobre biotita. Fueron extraidas en diferentes facies de la unidad analizada: flujos ignimbríticos pumíceos, flujos ignimbríticos cristaloclásticos y flujos lávicos de domos riolíticos, estos últimos considerados como póstumos (Fernández *et al.*, 1996). Este conjunto de dataciones, que fluctúa entre 153,2 ± 3,6 y 148,8 ± 3,6, señalan un período de eruptividad de aproximadamente 4 Ma para el área estudiada. Se indican en la tabla 1.

Zubia *et al.* (esta publicación, en «Yacimiento Cerro Vanguardia») informan haber obtenido en una datación U/Pb sobre circón de ignimbritas chonaikenses, para el distrito Cerro Vanguardia, una edad de 171 ± 1 millones de años.

Otro análisis geocronológico por el mismo método pero con muestra procedente del distrito Manantial Espejo (SEGEMAR, inédito, com. pers.) arrojó una edad de 159,9 ± 0,5 millones de años.

Edad de las mineralizaciones epitermales

Desde un principio se vinculó temporalmente estos depósitos epitermales al volcanismo riolítico de la Formación Chon Aike, suponiéndose los pulsos mineralizantes asociados a los últimos estadios de ese evento. Pero hasta hace unos años, no se tenía certeza de esa relación temporal la cual ha quedado fechada fehacientemente en tiempos jurásicos (Arribas *et al.*, 1996). Estos autores efectuaron dataciones sobre algunas de las mineralizaciones epitermales. Las mismas estuvieron enfocadas a precisar la edad de los halos de alteración hidrotermal considerados asociados a los depósitos vetiformes cuarzo-auríferos. A tal efecto, se muestrearon testigos corona de perforaciones ejecutadas en las vetas Vanguardia y Osvaldo Diez, a profundidades oscilantes entre los 104 y 190 m, en donde se analizaron los materiales arcillosos illíticos.

Los valores obtenidos son disímiles en función de la granulometría de illita analizada (< 2 µm, 2-1 µm, 1-0,3 µm y < 0,3 µm). Los datos más confiables se han registrado en las fracciones más gruesas (2-1 µm) con valores oscilantes entre 151,0 ± 3,5 y 152,4 ± 3,6, mientras que para la fracción total < 2 µm, los guarismos son algo menores con edades oscilantes entre 142,3 ± 3,4 y 149,6 ± 3,5 Ma, hecho que indicaría la pérdida de argón radiogénico en los cristales más pequeños de illita o alguna contaminación en las fracciones menores (tabla 1).

Por su parte, Arribas *et al.* (1996) también dataron adularias parcialmente sericitizadas y/o caolinizadas en testigos corona de la veta Natalia (107 m de profundidad) en Cerro Vanguardia y en afloramientos superficiales de veta María del prospecto Manantial Espejo.

Los resultados son muy dispares, variando entre 142,6 ± 3,5 y 124,8 ± 3,0 Ma las de Manantial Espejo y alcanzando los 138,5 ± 3,3 Ma la de veta Natalia.

Esta disparidad de valores, algunos inferiores a los esperados, se interpreta como el resultado de una pérdida significativa de argón radiogénico durante los procesos de alteración.

Recientemente, Fernández *et al.* (1999) realizaron nuevas dataciones Rb/Sr en rocas lávicas e ignimbríticas de la Formación Chon Aike del área de La Josefina. Una isocrona construida con rocas de caja ignimbríticas alteradas hidrotermalmente registró una edad de 156 ± 2 millones de años.

CONSIDERACIONES FINALES

En resumen, los fechados del volcanismo ácido jurásico conocidos hasta el momento (K/Ar, Rb/Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$, U/Pb) muestran una significativa amplitud de edades absolutas de aproximadamente unos 50 Ma, la cual es indicativa de una extensa actividad volcánica. Las edades mínimas obtenidas están en torno a los 125 Ma mientras que las edades más antiguas varían de 168 a 177 millones de años. Este amplio rango de edades es coherente con el registrado en otros plateaux ignimbríticos del mundo y totalmente esperable, dada la extensión y complejidad litológica observada en el Macizo, donde se han identificado espesos conjuntos ignimbríticos, facies lávicas diacrónicas y niveles tobáceos intercalados.

Análisis detallados de áreas reducidas dentro de la morfoestructura, especialmente dirigidos a descifrar los mecanismos de depositación de las distintas litologías y sus interrelaciones temporales, tal como los efectuados por Hechem y Homovc (1985) y Fernández *et al.* (1996) probablemente conduzcan a una futura redefinición estratigráfica de esas unidades

Asimismo, a la luz de los datos presentados deberá ser revisada la propuesta de Pankhurst y Rapela (1995), sobre la migración meridional del volcanismo jurásico en Patagonia, especialmente en lo referido al Macizo del Deseado.

Con los actuales e insuficientes datos radimétricos, las relaciones de campo poco definidas y los rasgos geoquímicos no totalmente concluyentes, puede igualmente considerarse la simultaneidad de procesos eruptivos de los volca-

Nº de campo/ Laboratorio	unidad litológica, ubicación o yacimiento	K (% en peso)	$^{40}Ar_{rad}$ 0(10^{-8}ccSTP/g)	$^{40}Ar_{rad}$ å^{40}Ar	Edad ± 2s Ma
	BIOTITA				
29995-J3 (B1,S33-445)	toba de flujo pumícea (Formación Chon Aike). Prospecto La Josefina	7,29±0,15	4523±63	98,7	153,2±3,6
30995-J8 (B3,S33-433)	toba de flujo (Formación Chon Aike), Prospecto La Josefina	7,13±0,14	4370±62	98,7	151,5±3,6
31095-1 (B5,S33-427)	toba de flujo vitro-cristaloclástica (Formación Chon Aike). Prospecto La Josefina	6,89±0,14	4172±58	98,3	149,6±3,5
30995-J9 (B4,S33-432)	Domo vítreo riolítico (Formación Chon Aike) Prospecto La Josefina	6,94±0,14	4175±62	91,3	148,8±3,6
	ILLITA HIDROTERMAL				
DDH411 (I5,S33-437)	Cerro Vanguardia (<2µm). Halo argílico de veta Vanguardia. FormaciónChon Aike	5,91±0,12	3577±50	97,9	149,6±3,5
Id (I5-2-1) (S33-441)	Idem (2-1 µm)	5,09±0,10	3141±44	98,7	152,4±3,6
Id (I5-1-0,3) (S33-442)	Idem (1-0,3 µm)	5,59±0,11	3396±47	98,2	150,2±3,5
Id (Y5<0,3) (S33-443)	Idem (<0,3 µm)	6,75±0,14	4082±57	98,1	149,5±3,5
DDH513 (I6, S33-436)	Cerro Vanguardia (<2µm). Halo argílico de veta Osvaldo Diez. Formación Chon Aike	5,57±0,11	3286±47	95,7	146,0±3,4
Id (I6-2-1) (S33-435)	Idem (2-1 µm)	4,72±0,09	2886±41	96,5	151,0±3,5
Id (I6-1-0,3) (S33-434)	Idem (1-0,3 µm)	6,16±0,12	3634±52	96,1	146,0±3,4
Id (16<0,3) (S33-429)	Idem (<0,3 µm)	6,90±0,14	4049±57	97,1	145,3±3,4
DDH509 (I3-S33-431)	Cerro Vanguardia (<2µm). Halo argílico de veta Osvaldo Diez. Formación Chon Aike	5,16±0,10	2964±43	95,4	142,3±3,4
DDH509	Cerro Vanguardia (<2µm). Halo argílico de veta Osvaldo Diez. Formación Chon Aike	5,62±0,11	3252±47	95,4	143,3±3,4
	ADULARIA HIDROTERMAL				
DDH650 (A4,S33-428)	Cerro Vanguardia. Veta Natalia, cuarzo+adularia	9,56±0,19	5340±75	97,0	138,5±3,3
ME-A (A1,S33-428)	Manantial Espejo. Veta María. Afloramiento	6,08±0,12	3500±54	88,7	142,6±3,5
ME-1 (A2, S33-438)	Manantial Espejo. Veta María. Afloramiento	8,18±0,16	4423±65	92,7	134,2±3,2
ME-2 (A3, S33-439)	Manantial Espejo. Veta María Afloramiento	8,07±0,16	4045±59	93,2	124,8±3,0

Tabla 1. Edades radimétricas de rocas de la Formación Chon Aike en el área de La Josefina y de las mineralizaciones epitermales en diferentes sectores del Macizo del Deseado.

nismos de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (de acuerdo a su actual definición), en distintos sectores del Macizo del Deseado para un amplio intervalo del Jurásico.

Las edades absolutas obtenidas en illita de la roca de caja alterada de vetas del yacimiento Cerro Vanguardia, confirman una edad jurásica para las mineralizaciones epitermales auríferas, que estarían asociadas a episodios tardíos del finivolcanismo ácido, como sucede en muchos distritos epitermales auríferos del mundo.

Tal como se señaló anteriormente, la evolución geotectónica del Macizo del Deseado, presenta un amplio volcanismo jurásico, asociado a procesos extensionales, al que se vinculan depósitos y manifestaciones de metales preciosos, de mineralogía simple y baja sulfuración, dispuestos esencialmente en vetas. El conjunto de características geológicas y metalogénicas permiten considerar al territorio del Deseado como una Provincia Auroargentífera Mesozoica perfectamente individualizable.

ANEXO

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS DE DEPÓSITOS EPITERMALES DEL MACIZO DEL DESEADO

Francisco Javier Ríos[1], Kazuo Fuzikawa[1] y James Viera Alves[1]

Fueron desarrollados estudios de inclusiones fluidas (IF) en los distritos de Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, La Josefina, Dorado Monserrat, La Manchuria, Bajo Pobre, Laguna Guadalosa, La Valenciana y El Macanudo.

Los resultados de los estudios indican que, en estos sectores, se registraron sucesivas precipitaciones de sílice a partir de fluidos acuo-salinos que mostraron temperaturas progresivamente decrecientes y salinidad constante (generalmente inferior, equivalente a 6% en peso de NaCl). Estos pulsos formaron las texturas bandeadas características de los cuerpos vetiformes del Macizo del Deseado.

Las paleotemperaturas obtenidas para estas soluciones varían entre <100 y 320°C. Fueron interpretadas como indicadoras de los niveles profundidad en que se formaron los sistemas de vetas de cada sector estudiado. Las mayores profundidades deben corresponder a las mayores temperaturas (240 - 320°C, tabla 1), obtenidas en el cuarzo de los filones de Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, La Josefina, La Manchuria y Dorado Monserrat. Las IF primárias estudiadas en estos cristales son predominantemente bifásicas y fueron formadas por fluidos acuosos en ebullición en los cuales no había fases carbónicas.

Profundidades intermedias, casi superficiales, deben corresponder a las vetas del distrito Bajo Pobre, donde las temperaturas de las IF bifásicas son menores (oscilan entre 150 y 200°C). Las menores temperaturas (<100°C, IF monofásicas) fueron obtenidas en los cuerpos vetiformes de Laguna Guadalosa y La Valenciana. Temperaturas aún inferiores formaron *silica sinters* en ambientes lagunares, tal como fue determinado en los sectores de la Josefina y El Macanudo.

Estudios de paleotemperaturas desarrollados en muestras de testigos de sondeo indicaron que el gradiente termal de los fluidos acuo-salinos aumenta en profundidad, a razón de aproximadamente 50°C cada 100-150 metros.

Durante la etapa tardía de sulfuración se formó la esfalerita, a partir de fluidos acuosos de media / alta salinidad y temperaturas próximas a 200°C (datos obtenidos en Manantial Espejo). En estas soluciones estaban presentes los iones Ca^{++}, Na^{+} y, tal vez, Mg^{++}. En ambientes epitermales de baja sulfuración, fluidos de alta salinidad (10-15% en peso de NaCl) son característicos de depósitos donde el ion Ag predomina sobre el Au, en proporciones Ag/Au>100, con valores económicos de Zn y Pb (O'Neil y Silberman, 1974; Hedenquist y Lowenstern, 1994). Estos fluidos serian similares a los que precipitaron la esfalerita de la Veta Maria (Manantial Espejo). La suposición es reforzada por los resultados de análisis químicos en este sector, los cuales reflejan una inversión en el estilo de mineralización, el cual pasa de Au>Ag en las etapas precoces, para Ag>Au en las etapas tardias. Debe remarcarse también que algunos diagramas de concentración y solubilidad propuestos por Henley (1985) muestran que la solubilidad de Au aumenta con el incremento de salinidad y la disminución de la temperatura. Por lo tanto, no seria de esperar precipitación de oro durante la etapa de formación de la esfalerita. El origen de las altas salinidades relacionadas a la las mineralizaciones de Ag podría estar vinculada a la interacción de soluciones epitermales con agua de mar (Henley, 1985).

La baritina y la calcita fueron precipitadas por fluidos acuosos tardíos de baja salinidad y temperaturas, en general, inferiores a 100°C.

De acuerdo con los resultados de análisis químicos en muestras de testigos de perforación de la Veta Maria (Ma-

[1] *CDTN (Centro de Desenvolvimiento de Tecnologia Nuclear, Belo Horizonte, Brasil).*

Distrito	Th (°C)	Moda Principal (°C)	$\delta^{18}O_{CUARZO}$	$\delta^{18}O_{H2O}$(*) (calculado)
Cerro	210-250	285-290	+11,3	+3,5
Vanguardia	250-320	+10,6	+2,8	
		+9,3	+1,5	
		+12,8	+5,0	
La Josefina	200-280	240-275	+14,7	+6,35
			+12,8	+4,4
			+13,9	+5,5
Manantial	200-240	240-270	+15,7	+1,7
Espejo	275-320		+12,7	+2,8
			+10,5	+0,6
			+1,8	-6,4
La	130-170			
Manchuria	240-280			
Doradot	220-280	225-240		
Monserrat				
Bajo Pobre	150-225	180-200	+14,8	+2,0
			+11,5	-1,3
			+9,3	-3,5

Tabla 1. Temperaturas de homogeneización (Th) obtenidas en inclusiones fluidas de los distritos estudiados en el Macizo del Deseado. Fueron anexados los valores de los análisis isotópicos obtenidos en cuarzo y los respectivos cálculos de los valores isotópicos de fluidos, de acuerdo con la ecuación de Friedman y O'Neil, 1977 ($d_{H2O} = d_{CUARZO} - A(10^6\ T^{-2}) + B$, donde A = 3,38 y B = 2,90).

MODELO ADULARIA SERICITA, BAJA SULFURACIÓN Heald *et al.* (1987); Marcoux (1995); Hedenquist *et al.* (1997)	MACIZO DEL DESEADO
Presencia de cuarzo, calcedonia y adularia	Idem
Presencia subordinada de sulfuros	Idem
Mineralizacion de oro, plata (electrum)	Mineralización de oro, electrum, tetraedrita
Presencia de vetas, filones, brechas	Idem
Presencia de *stockworks*	Idem
Baja salinidad de los fluidos acuosos relacionados a la precipitación de Au	Idem
Temperatura de fluidos mineralizadores entre 190 y 250°C	Temperaturas entre 200 y 300°C para los fluidos probablemente mineralizadores
Ebullición del fluido mineralizador	Idem
Encajante riolítica	Encajante riolítica
Rodocrosita	Carbonatos silicificados

Tabla 2. Comparación entre las características de depósitos epitermales del tipo Adularia-Sericita/ Baja Sulfuración y las correspondientes a los distritos estudiados en el Macizo del Deseado.

nantial Espejo), los mayores tenores de Au coinciden con la presencia de niveles sulfurosos, que aparecen intercalados en el cuarzo estudiado por IF. La etapa de precipitación de Au estaría, de ese modo, vinculada con la formación de los primeros sulfuros. De acuerdo a observaciones de Dong y Morrison (1995), corroboradas por Ametrano y Echeveste (1996), la formación de minerales auríferos también se relacionaría con la precipitación de la adulária rómbica. Fue verificado que esta última aparece como inclusión en los cristales de cuarzo estudiados en La Josefina y Manantial Espejo. Por lo tanto, entre los fluidos estudiados, aquellos que precipitaron este mineral (acuosos, de baja salinidad y sin CO_2) serían los que mas se aproximarían a las soluciones que transportaron el oro en estos distritos.

Entre los factores que pueden haber contribuido con la precipitación de oro deben destacarse la temperatura y la ebullición del fluido. Los sectores donde se encontraron las mejores evidencias de ebullición (Cerro Vanguardia, La Josefina y Manantial Espejo) coincidentemente son los que presentan las mayores concentraciones de oro. La salinidad de las soluciones no influenció el proceso de precipitación de Au porque, durante el mismo, permaneció constante. No fue determinado el papel que habrían desempeñado otros factores tales como cambios en el pH y en las concentraciones de H_2S.

Los resultados de estudios isotópicos de $\delta^{18}O$ indican que, aunque no existen determinaciones de δD, los valores de $\delta^{18}O_{H2O}$ de Cerro Vanguardia y La Josefina, cuando comparados con los resultados isotópicos obtenidos en los otros distritos, parecen estar mas alejados de la línea de aguas meteóricas del diagrama δD x $\delta^{18}O$. Si estos datos son utilizados para establecer una tendencia, se podría suponer que las vetas de Cerro Vanguardia y algunas de La Josefina estuvieron, en algún período geológico no determinado, a profundidades mayores (Ohmoto, 1986).

Los cálculos de las $\delta^{18}O_{H2O}$ fueron elaborados utilizando las temperaturas de homogeneización de IF primarias para cada sector estudiado. En todos los depósitos estudiados isotópicamente, los cuarzos mas jovenes presentan los mayores valores de $\delta^{18}O_{CUARZO}$. Esto, probablemente, se debe a una mayor participación de fluidos meteóricos.

Por otra parte, fueron estudiados por isótopos de S los pares minerales esfalerita y galena de cerro Vanguardia. Las temperaturas obtenidas por termometria isotópica son 140, 180 y 250°C. Los dos primeros valores son coincidentes con las temperaturas de homogeneización obtenidas en inclusiones fluidas de las esfaleritas de Manantial Espejo.

El tipo de mineralización, constituido por electrum + oro + tetraedrita (Etcheverry *et al.*, 1997), sumado a las texturas, salinidades y temperaturas características de los fluidos, la presencia de adularia hidrotermal, la poca abundancia de sulfuros y evidencias de ebullición de fluidos,



Figura 1. Perfil geológico esquemático propuesto por Hedenquist *et al*. (1997) donde se muestra la posición espacial que ocupan los depósitos epitermales de Alta y Baja sulfuración. Entre las isotermas de este último tipo fueron intercalados los resultados de paleotemperaturas obtenidos en los distritos estudiados. Referencias (1) Cerro Vanguardia; (2) La Josefina; (3) Manantial Espejo; (4) La Manchuria; (5) Dorado Monserrat; (6) Bajo Pobre; (7) Laguna Guadalosa y La Valenciana (posición probable); (8) El Macanudo - Los Leones.

permiten incluir los distritos estudiados en al Macizo del Deseado dentro de los depósitos epitermales de Baja Sulfuración (Hedenquist y Lowenstern, 1994; Hedenquist *et al.*, 1997) y Adularia-Sericita (Heald *et al.*, 1987; Marcoux, 1995; entre otros; tabla 2). Estos yacimientos están generalmente ubicados en zonas marginales de centros volcánicos, son vetiformes, se formaron dentro de un limitado rango de pH (casi neutro) bajo presiones hidrostáticas y pueden estar asociados a manifestaciones geotermales (Hedenquist *et al.*, 1997, figura 1).

Debe destacarse que hay una divergencia entre el modelo de Baja Sulfuración/Adularia Sericita y los fluidos estudiados en el Macizo del Deseado. Hedenquist y Lowenstern (1994) afirman que en estos fluidos están presentes gases, generalmente CO_2 y H_2S, en cantidades mayores a 4% en peso. Sin embargo, la presencia de estas fases gaseosas no fue confirmada durante las determinaciones microtermometricas y de micro-Raman. No obstante esto, los estudios de aplastamiento (*crushing*), en cristales de cuarzo sumergidos en glicerina, indicaron liberación baja de gases. Las determinaciones de micro-Raman indicaron que estos compuestos moleculares están relacionados a inclusiones intercristalinas tardías, localizadas entre cristales contiguos de cuarzo. Estas inclusiones están formadas por una fase gaseosa predominante que contiene, probablemente, hidrocarburos y una fase acuosa raramente presente. Estos fluidos migraron y fueron aprisionados en forma posterior a las etapas de precipitación de oro y sulfuros (incluyendo esfalerita). Los sectores donde fueron encontrados son El Macanudo, Dorado Monserrat, Manantial Espejo y Laguna Guadalosa.

BIBLIOGRAFÍA

Alric, V., M. Haller, G. Feraud, H. Bertrand y M. Zubia, 1996. Cronología $^{40}Ar/^{39}Ar$ del vulcanismo jurásico de la Patagonia Extraandina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 243-251.

Ametrano, S. y H. Echeveste, 1996. La adularia del distrito aurífero de Manantial Espejo, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Su interpretación metalogenética. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Publicación* 5: 49-54. La Plata.

Archangelsky, S., 1958. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). *Acta Geológica Lilloana,* 2: 5-136. Tucumán.

Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico inferior de Santa Cruz. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie) 5, Paleontología,* 32. La Plata.

Arribas, Jr. A., I. B. Schalamuk, R. E. de Barrio, R. R. Fernández y T. Itaya, 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *39º Congresso Brasileiro de Geologia, IGCP N°342 "Age and isotopes of South American Ores", Actas,* 7: 254-257.

Arrondo, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de la Estancia La Juanita y alrededores. Provincia de Santa Cruz. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Paleontología,* 7: 1-194.

Baker, P. E., W. J. Rea, J. Skarmeta, R. Caminos y D. C. Rex, 1981. Igneous History of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46º S. *Philosophical Translation Royal Society London,* A 303: 105-149.

Cazeuneve, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia), por el método Potasio-Argón. *Ameghiniana*, 4 (5): 156-158. Buenos Aires.

de Barrio, R. E., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. *Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP*, inédito.

de Barrio, R. E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 189-198.

De Giusto, J. M., 1956. Informe geológico zona Roca Blanca-Baqueró. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* 38 p., inédito.

De Giusto, J. M., C. Di Persia y E. Pezzi, 1980. Nesocratón del Deseado. *Academia Nacional de Ciencias, Geología Regional Argentina,* 2: 1389-1430. Córdoba.

Di Persia, C. A., 1956. Ibidem 3a campaña. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* 56 p., inédito.

Di Persia, C. A., 1958. Ibidem 5ª campaña. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* inédito.

Di Persia, C. A., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Provincia de Santa Cruz). *Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, Anales,* 2: 65-68.

Dong, G. y G. W. Morrison, 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita,* 30:11-19.

Echavarría, L. E., 1997. Estudio geológico-minero del depósito El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz. *Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo U.N.L.P.,* inédito, 310 p.

Echeveste, H., R. Fernández, G. Bellieni, E. Piccirillo y A. Blesa, 1998. Características petrográficas y geoquímicas del vulcanismo jurasico en el área La Josefina. sector central del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Resumen, Actas,* 2: 180.

Echeveste, H., R. Fernández, E. Llambías, M. Tessone, I. Schalamuk, G. Bellieni, E. Piccirillo y A. De Min, 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike. Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. *14º Congreso Geológico Argentino.* Salta. En Prensa.

Etcheverry, R., H. Echeveste, I. Schalamuk y S. Ametrano, 1997. Manantial Espejo: A Jurassic epithermal gold mineralization, Santa Cruz, Argentine. In: *Mineral Deposits, Papunen (ed), Balkema, Roterdam.* p.177-180.

Fernández, R. R., H. Echeveste, I. Echavarría e I. Schalamuk, 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área de La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 41-54.

Fernández, R. R., H. J. Echeveste, C. G. Tassinari e I. B. Schalamuk, 1999. Rb-Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz province. Argentina. *2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica.* Villa Carlos Paz, Córdoba. En prensa.

Feruglio, E., 1949-50. Descripción geológica de la Patagonia, 3 tomos. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales.* Buenos Aires.

Genini, A. D., 1977. Informe preliminar Mosaico 4969-II-B3, Proyecto 19 NE, Area Cerro Vanguardia, Provincia de Santa Cruz. *Plan Patagonia-Comahue, Secretaría de Minería,* inédito

Genini, A. D., 1990. Cerro Vanguardia. Provincia de Santa Cruz. Nuevo prospecto auroargentífero. *3º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas,* 3.

Giacosa, R. y A. D. Genini, 1995. Cerro Chato: Un nuevo prospecto epitermal vetiforme con oro-plata en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica. Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica. Secretaría de Minería de la Nación-Universidad Nacional de San Juan. San Juan. República Argentina.* 431-434.

Hayba, D. O., P. M. Bethke, P. Heald y N. K. Foley, 1985. The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. En B.R.Berger y P.M. Bethke editores, Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. *Society Economic Geologists, Rev. Economic Geology* 2: 129-168.

Heald, P., N. K. Foley y D. O. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite type. *Economic Geology,* 82:1-26.

Hechem, J. y J. Homovc, 1985. Modelo de facies volcaniclástico y consideraciones estratigráficas para la Formación Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura, Jurásico superior-Cretácico inferior, provincia de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, inédito.

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En M. K. Horn editor, Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. *American Association of Petroleum Geologists:* 513-524.

Hedenquist, J. W. y Lowenstern, 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370:519-527.

Hedenquist, J. W., E. Izawa, A. Jr Arribas y N. C. White, 1997. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploraton. *The Society of Resource Geology, Japan, Special Publication,* 1.

Henley, R. W., 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. In: Geology and geochemistry of epithermnal systems. Berger, B.R. y Bethke, P.M. (Eds.). *Reviews in Economic Geology,* 2: 1-21.

Lesta, P. y R. Ferello, 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Geología Regional Argentina (Ed. Leanza). *Academia Nacional de Ciencias,* 601-653. Córdoba.

Marcoux, E., 1995. Gold and volcanoes: epithermal gold deposits, a review. C. R. *Acad. Sci. Paris,* 321, serie IIa, p.723-735.

Marín, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. *Servicio Geológico Nacional,* 17 p, inédito.

Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Stable Isotopes. Valley, Taylor y O'Neil (Eds). *Miner. Soc. of America,* p. 491-556.

O'Neil y M. L. Silberman, 1974. Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits. *Economic Geology,* 69: 902-909.

Pankhurst, R. J., P. Sruoga y C. W. Rapela, 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 171-178.

Pankhurst, R. J. y C. W. Rapela, 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science, Letters,* 134: 23-36.

Panza, J. L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e "Gobernador Moyano" y 54e "Cerro Vanguardia". *Servicio Geológico Nacional,* 197 p., inédito.

Panza, J. L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f "Bajo de la Leona" y 54g "Bahía Laura", provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional,* 197 p., inédito.

Pezzuchi, H., 1978. Estudio geológico de la zona de estancia Dos Hermanos-estancia 25 de marzo y adyacencias. Departamento Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral N° 365. *Facultad de Ciencias Naturales y Museo,* inédito.

Schalamuk, I., R. R. Fernández y R. Etcheverry, 1995. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. Mineral Deposits, J. Pasava, B. Kribek, H. Zak (Eds.). *ProceedingsThird Biennal SGA Meeting.*

Schalamuk, I. B., M. A. Zubia, A. Genini y R. R. Fernández, 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Rewiew. (Ed. Elsevier)* 12 (3): 173-186.

Spalletti, L., A. M. Iñíguez Rodríguez y M. Mazzoni, 1982. Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 37: 483-485.

Sruoga, P., 1989. Estudio petrológico del Plateau ignimbrítico jurásico a los 47° 30' lat. S. Tesis doctoral (inédito). *Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP).*

Tessone, M., 1999. Datos geoquímicos de muestras de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike, área de La Manchuria, provincia de Santa Cruz. *Instituto de Recursos Minerales,* inédito.

Tessone, M., M. A. del Blanco, M. Macambira y A. Rolando, 1999. New radimetric ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the central zone of the Deseado Massif, Argentina. *2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica.* Villa Carlos Paz, Córdoba. En prensa.

Uliana, M. A., K. T. Biddle, D. W. Phelps y D. A. Gust, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (3-4) 231 - 253.

Uliana, M. A. y K. T. Biddle, 1987. Permian to late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonics events, magmatic activity and depositional trends. En G.D. Mckenzie (ed.) Gondwana Six: structure tectonics and geophysics. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph,* 40: 271-286.

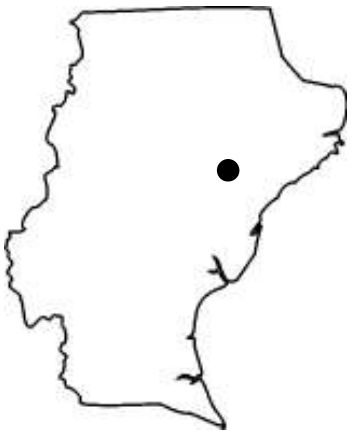
Varela, R., H. Pezzuchi, A. Genini y M. Zubia, 1991. Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46 (3-4): 257-262.

Viera, R. y H. Pezzuchi, 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Nota breve, Asociación Geológica Argentina, Revista,* 31 (4): 281-283.

Zambrano, J. y C. Urien, 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research,* 75 (8): 1363-1396.

Zubia, M. A., A. D. Genini y M. Godeas, 1994. Hoja Geológica 4969-II "Tres Cerros", Minería, Provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Minería de la Nación. Boletín,* 213. Buenos Aires.

Zubia, M. A., A. D. Genini e I. B. Schalamuk , 1999, Yacimiento Cerro Vanguardia, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1189-1202, Buenos Aires.



YACIMIENTO CERRO VANGUARDIA, SANTA CRUZ

Mario A. Zubia[1], Adolfo D. Genini[1] e Isidoro B. Schalamuk[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento se encuentra ubicado a unos 110 km., en línea recta, al noroeste de Puerto de San Julián. Un punto aproximadamente centrado en el área de campamento y planta tiene como coordenadas 48º23'28" L.S. y 68º15'51" L.O. El campamento minero se halla en las inmediaciones del que antiguamente fuera el casco de la estancia Cerro Vanguardia y a 4 km al noreste del cerro que da nombre al área.

La altura promedio del área es del orden de 200 m s.n.m., con un máximo de 359 m s.n.m. en el cerro Vanguardia. El relieve es suave y ondulado. El avenamiento local se encauza por cortos arroyos de carácter efímero con escurrimiento hacia numerosas pequeñas cuencas centrípetas.

Un camino enripiado, perfectamente mantenido, de 42 km, une el yacimiento con la Ruta Nacional 3 (35 km al sur del paraje Tres Cerros), constituyéndose en la principal vía de acceso.

Leyes, reservas y producción

El yacimiento se halla en producción desde mediados del año 1998.

Sus reservas minables son del órden de 3,5 millones de onzas de oro (y plata equivalente, con razón de conversión 1:60), contenidas en 9.000.000 t de mineral, con ley promedio de 10 g/t Au y 113 g/t Ag (Cornuth, 1998). El estudio de factibilidad del proyecto consideró, para una ley de corte de 2 g/t Au, recursos geológicos del órden de 13.000.000 t de mineral con contenido medio de 8,9 g/t Au y 110 g/t Ag (Riveros, 1996), es decir, aproximadamente 4,5 millones de onzas de oro. Reservas adicionales (en exploración) podrían sumarse a las precitadas e incrementar la vida útil de la mina que ha sido estimada en 15 años.

Se prevee producir aproximadamente 6 t de oro y 62 t de plata por año.

El resultado del ploteo de estos datos sobre un gráfico leyes/tonelajes (figura 1) ubica al yacimiento dentro de los denominados de clase mundial siendo uno de los pocos del país que pueden ser incluídos en ella.

Sistema de explotación y tratamiento

La explotación se realiza por rajos a cielo abierto. Los rajos, proyectados en un mínimo de 17, cinco de los cuales ya han sido abiertos, alcanzarán profundidades variables entre 40 y 120 m; la relación estéril/mena promedio será de 15:1.

La planta de tratamiento del mineral, ubicada en el yacimiento, está procesando un promedio de 1.800 t/día (657.000 t/año) aunque la concesionaria espera llevar al máximo su capacidad hasta alcanzar un ritmo de 2.000-2.500 t por día.

El agua industrial necesaria para la operación (2.600 m^3/día) se obtiene por medio de una batería de pozos ubicada a 6 km del complejo minero y el agua potable a partir de vertientes situadas a 12 km del mismo.

La energía es provista por generadores, a gas, de 14,6 MW, alimentados por un gasoducto de 44 km de extensión, construído al efecto.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Regional Patagonia.*

[2] *CONICET. Universidad Nacional de La Plata, INREMI.*

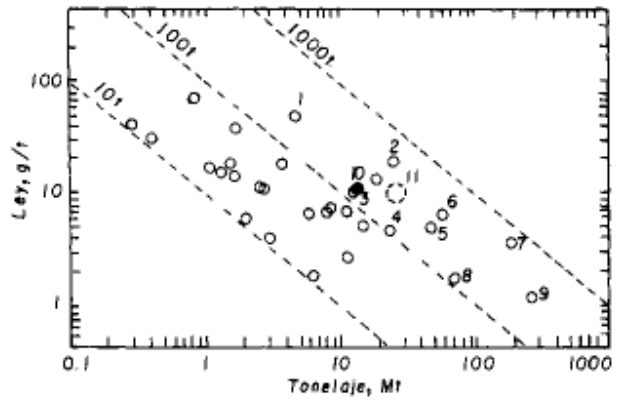


Figura 1. Diagrama ley-tonelaje yacimiento Cerro Vanguardia y su relación con los principales depósitos mundiales.

Aproximadamente 300 personas constituyen la planta operativa (gerencias, administración, mina y planta), realizando turnos rotativos semanales.

La extracción metalúrgica de los metales se realiza por el método de cianuración convencional y lixiviación con carbón activado. El cianuro de sodio utilizado es recuperado en un 80% en planta de lavado y reinsertado al proceso, y el carbón regenerado en horno a gas, rotativo y de fuego indirecto.

La recuperación final de oro y plata se hace por elución seguida de fundición del material precipitado. El producto final consiste en metal doré (10% de oro y 90% de plata) y se exporta a Sud Africa para su refinado.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El descubrimiento del yacimiento tuvo lugar en septiembre de 1977. Se produjo como consecuencia de las tareas sistemáticas de prospección geológica y geoquímica regional que desarrollaba en ese entonces la Secretaría de Minería de la Nación a través de su Plan Patagonia-Comahue Geológico-Minero. Dicho programa se desarrolló en el marco del Decreto Ley Nº 20379/73 el cual implicaba la reserva minera de la región austral del país.

Genini (1977), informó por primera vez la existencia de un sector del territorio santacruceño donde se constataba presencia de vetas portadoras de sulfuros y minerales oxidados de manganeso en proximidades de la estancia Laguna Blanca, y de vetas cuarcíferas sin sulfuros conspícuos desarrolladas en una amplia comarca al norte de ella. Los primeros muestreos litoquímicos efectuados por el mismo autor a modo orientativo sobre las distintas estructuras mostraron la existencia y persistencia de anomalías auroargentíferas.

Trabajos posteriores (Butrón, 1979; Godeas *et al.*, 1980; Curcio y Genini, 1980, en Genini, 1985) fueron delineando los sectores más promisorios del yacimiento.

Entre 1980 y 1984, Genini y Grizinik (en Genini, 1985) realizan el levantamiento a escala 1:5.000 de las vetas Atila, Osvaldo Diez, El Lazo, Concepción y otras, y muestreo litoquímico de las mismas por esquirleo contínuo según trazas perpendiculares al rumbo, con intervalos de 10 metros.

Genini (1985) realiza la extracción de una muestra compuesta (500 kg, tomados a razón de 20 kg por punto de voladura sobre veta, con espaciado regular de 20 m entre ellos) sobre la veta Osvaldo Diez, para caracterizar la mena. IDEMSA (1986), determina sobre ella un contenido de 10,8 g/t Au y 110 g/t Ag, tenores que coinciden aproximadamente con la ley media actual del yacimiento.

Trabajos posteriores desarrollados en 1987 y parte de 1988 por la SEM en el área, incluyeron relevamiento geológico y restitución topográfica de la porción sur del yacimiento a escala 1:15.000, relevamiento de vetas a escala 1:1.000, apertura, mapeo y desmuestre de 36 trincheras cortavetas y 257 destapes y 3.000 m de perfilaje geofísico (métodos P.I. y Turam).

En el año 1987 comienzan a operar en el área geólogos y técnicos de la entonces Dirección de Fomento Minero (Dirección Provincial de Minería) luego transformada en la empresa Fomicruz S.E. Esta completa el trabajo iniciado por la SEM, en particular con el mapeo a escala 1:1.000 y muestreo de las estructuras aflorantes en la porción norte del yacimiento (al norte de la veta O. Diez). Estas tareas demandan los años 1988, 1989 y parte de 1990.

A fines de éste último año, luego de adjudicación vía concurso público, comienza su labor en el área Minera Mincorp S.A.

Esta empresa en sucesivas etapas realiza la exploración necesaria para llegar a factibilizar el proyecto. Entre el sinnúmero de tareas por ella efectuada merecen destacarse el mapeo geológico y muestreos geoquímicos sobre 67 vetas identificadas (142 km de longitud total), la construcción de 1.896 trincheras cortavetas (26,3 km), la perforación a diamantina de 1.072 pozos (89 km) para delinear los sectores mineralizados, la construcción de 3 rampas y 2 megatrincheras experimentales con el propósito de efectuar muestreos metalúrgicos volumétricos y análisis geotécnico y la realización del estudio de impacto ambiental (de acuerdo a Ley 24585). Este último fue el primer E.I.A. aprobado en la República Argentina.

Dichas tareas se llevaron a cabo durante los años 1991 a 1996 habiéndose erogado aproximadamente $ 40.000.0000 en carácter de preinversión en el yacimiento.

La construcción de las instalaciones necesarias para comenzar la explotación demandó un lapso cercano a los 18 meses (1997-1998) y una inversión total próxima a los $ 230.000.000.

Breve historia de la propiedad minera

Como se expresara anteriormente, la cobertura legal original del depósito recaía en la SEM, de acuerdo a lo dispuesto por legislación vigente en esa época. Esta situación

se mantuvo hasta el 31/12/1985, fecha en la que se extingue, de acuerdo al Decreto Ley citado previamente, la reserva minera nacional. A sugerencia de la SEM, el ejecutivo provincial decreta (Decreto Provincial 663/86, del 21/05/86) la inclusión del yacimiento en un Area de Reserva Minera Provincial. Un hecho si se quiere anecdótico, pero que los autores consideran debe remarcarse, es que transcurrió un lapso (aproximadamente cinco meses) en el que no existió ningún tipo de derecho minero sobre el área.

En noviembre de 1988, por ley provincial 2057, se crea la empresa Fomicruz S.E., y se le transfieren por el mismo acto los derechos mineros sobre la reserva provincial.

A fines de 1990, Fomicruz S.E., en Concurso Público Nacional e Internacional, con el objeto de realizar la exploración con opción a explotación de los minerales existentes, ofrece el yacimiento, dividido en cuatro sectores. Dos de ellos son tomados, como consecuencia de éste acto, por la empresa Minera Mincorp S.A., mientras que los dos restantes no reciben oferta. En ocasiones posteriores (años 1992 y 1993) los sectores vacantes vuelven a ser ofrecidos en concurso público y son sucesivamente adjudicados a la misma empresa por lo que ella pasa a ser la única operadora de todo el yacimiento por un lapso, ampliable, de 25 años.

Por acuerdo interempresario Mincorp y Fomicruz se fusionan primero en unión transitoria de empresas (MinCruz UTE) y coinciden en formar posteriormente (1998) la empresa Cerro Vanguardia S.A. cuyo paquete accionario es retenido en un 46,25% por el grupo internacional Minorco, 46,25% por el grupo nacional Pérez Companc y el 7,5% restante por Fomicruz S.E.

Cerro Vanguardia S.A. opera actualmente el yacimiento mientras que desde el punto de vista legal, la titularidad de los derechos mineros de la totalidad de las más de 100 minas declaradas en el área cubierta por la antigua Reserva Minera Provincial, corresponde a Fomicruz S.E.

GEOLOGÍA REGIONAL

Se remite al lector a la completa síntesis geológica realizada por Panza (1994) y al Capítulo sobre las características geológicas y metalogénicas del Macizo del Deseado (página 1177).

GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

Litología

Ubicado en posición aproximadamente central en la morfoestructura Macizo del Deseado, el yacimiento y sus manifestaciones laterales se extienden en una superficie de algo más de 500 kilómetros cuadrados.

En ella afloran sólo algunas de las unidades descriptas para la región, las cuales marcan el desarrollo de eventos geológicos importantes en tiempos jurásicos y cuartarios y, en menor medida, durante el Terciario superior.

Formación Roca Blanca: Se atribuyen a esta unidad, con reserva, dos pequeños afloramientos (Zubia *et al.*, 1994). Uno de ellos yace a poco más de 500-1.000 m al sureste del casco de la estancia Laguna Blanca y está constituido por tobas blanquecinas con laminación grosera. El otro, constituido por tobas de color crema-amarillento, con espesor inferior a 2 m, infrayace a basaltos de la Formación Bajo Pobre y se ubica unos 2,5 km en línea recta, al noreste del casco de la misma estancia.

Formación Bajo Pobre: Basaltos con alguna intercalación andesítica han sido asignados a ésta unidad (Genini, 1988; Zubia *et al.*, 1994). Los afloramientos son de reducidas dimensiones y se hallan limitados al sector sur y suroeste del denominado lineamiento Bajo Moro. Conforman suaves lomadas redondeadas de coloraciones gris oscuras (basaltos) a gris verdosas (andesitas). Ambos tipos litológicos presentan texturas porfíricas. Los fenocristales son plagioclásicos y anfibólicos sumándose algunos de clinopiroxeno en los basaltos. Las mesostasis poseen texturas pilotáxicas con microlitos de plagioclasas; algunas muestras de basalto, por sectores, presentan cierta fluidalidad. Fenocristales y pasta muestran alteración moderada con pasaje parcial a sericita de las plagioclasas y a clorita, epidoto y calcita de los máficos; son frecuentes las inclusiones de apatito.

En las andesitas es común la presencia de geodas de cuarzo con cristales de longitud varias veces centimétrica, relleno calcítico de venillas y pequeños filoncillos de cuarzo cristalino de grano fino y/o calcedonia que a veces muestran texturas bandeadas.

En el área mapeada; el contacto de esta unidad con la suprayacente se encuentra invariablemente cubierto por detritos modernos y/o regolito; sin embargo, a unos 10 km al oeste de la misma, en la huella de acceso a la estancia Monserrat, puede observarse claramente la relación de infrayacencia de rocas basálticas (sin base expuesta) pertenecientes a la formación con respecto a las de la unidad que se describe a continuación.

Formación Chon Aike: Es la unidad de mayor expresión superficial en la comarca y la única huésped de todas las vetas exploradas, al menos hasta la profundidad investigada al presente. En la región sus afloramientos están constituídos por una monótona sucesión de piroclastitas primarias (ignimbritas y tobas de caída) de composición predominantemente riolítica; términos dacíticos y riodacíticos, también presentes, son muy minoritarios.

Las ignimbritas se disponen en bancos subhorizontales a poco inclinados (15º máximo) que individualmente poseen un máximo de 3 m de espesor y que por apilamiento, observable en muy escasos cortes naturales, pueden alcanzar espesores aflorantes de conjunto, de hasta 40 metros. Constituyen lomadas redondeadas de suave pendiente y coloraciones que gradan de pardo rojizo a pardo amarillento y crema. Paredones abruptos son excepcionales y cuando se presentan suelen mostrar ignimbritas fuertemente soldadas, macizas, con conspícua seudofluidalidad y hasta

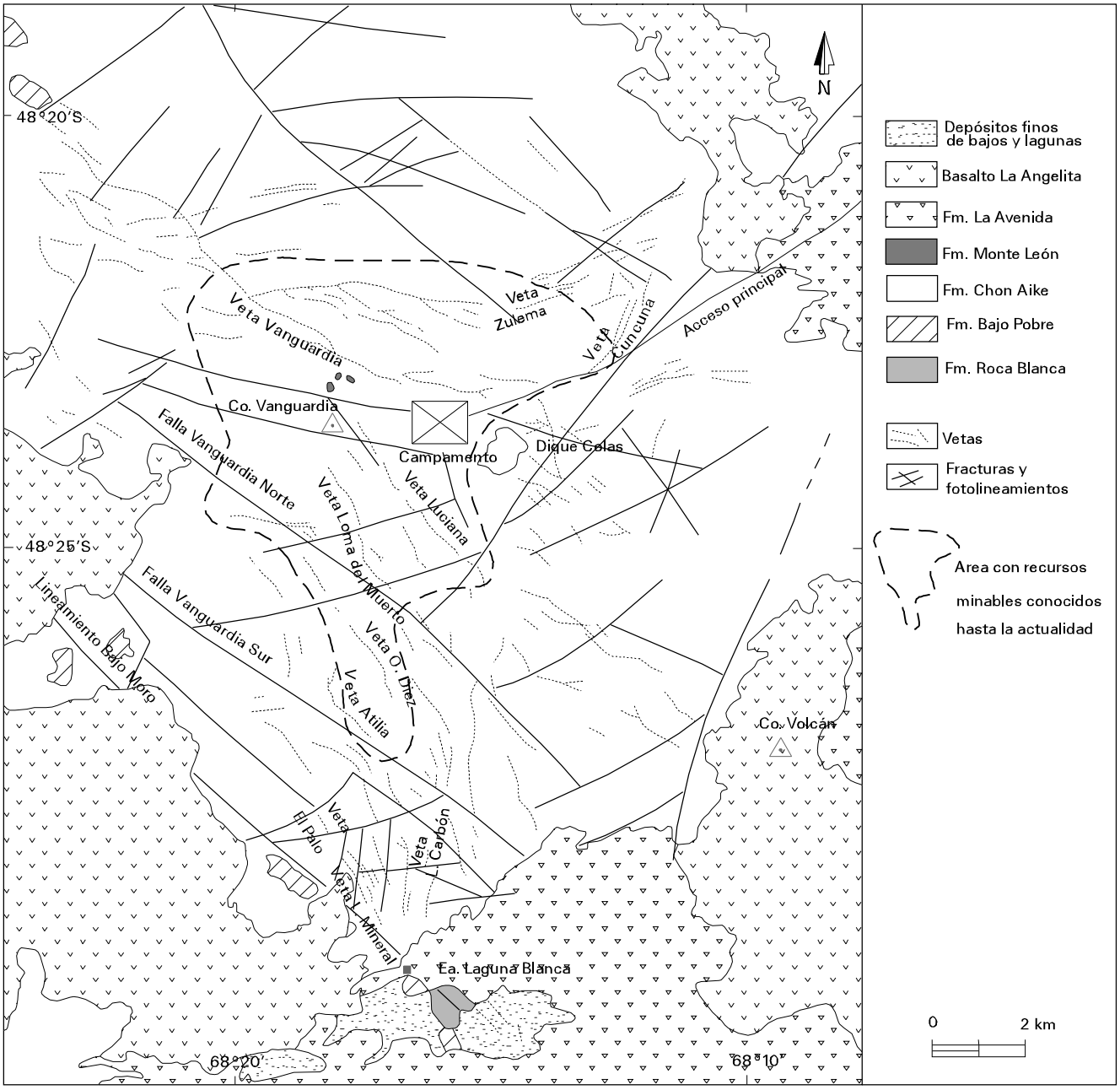


Figura 2. Geología del yacimiento Cerro Vanguardia (tomado de Cornuth, 1998).

disyunción columnar. Seudofluidalidad, lajosidad grosera e irregular y escamado subesferoidal son rasgos de frecuente presencia en estas rocas.

Presentan aspecto porfírico, con fenocristales subhedrales de cuarzo predominantes y de feldespatos alcalinos, plagioclasas y biotita subordinados.

Al microscopio, el cuarzo presenta limpidez, aunque son comunes bordes difusos y bahías de corrosión. Feldespatos y plagioclasas (ácidas a intermedias) muestran suave alteración a arcillas y sericita. Los cristales de biotita suelen presentar suave flexuración, frecuente desferrización y reemplazo limonítico, y a veces, alteración arcillosa.

Los litoclastos, de colores blanco a gris, son de composición tobácea, subangulosos, alargados y su reconocimiento es difícil debido a la casi completa desvitrificación; sus tamaños alcanzan los 10 mm y pueden representar hasta el 5% de la masa ignimbrítica.

Las trizas vítreas (vitroclastos), son por lo general alargadas, moderadamente aglutinadas, presentan un marcado proceso de desvitrificación que genera agregados microgranosos de cuarzo y feldespato y eventualmente arcilla cristalizada; son habituales las texturas eutaxíticas y esferulíticas.

Las tobas de caída se presentan en afloramientos de formas redondeadas y de baja expresión topográfica desco-

nectados entre sí y ubicados preferentemente al noreste del área mapeada. Constituyen bancos con estratificación grosera y sin estructuración interna, de espesor variable entre 0,50 y 1,50 m, de coloración blanco grisácea a crema. Las tobas son masivas y en general de bajo grado de consolidación. Muestran texturas afaníticas y porfíricas.

En el último caso los fenocristales de cuarzo son anhedrales y límpidos; los feldespatos alcalinos, también anhedrales, muy frecuentemente aparecen alterados a arcillas; las plagioclasas son ácidas a intermedias y en general subhedrales y moderadamente alteradas; la biotita es escasa y circón y mineral opaco son los accesorios más comunes.

Los cristaloclastos representan entre 10 y 20% de la roca y poseen tamaños no mayores a un milímetro. Las trizas vítreas, fragmentos pumíceos y escasos cristaloclastos tobáceos se hallan incluídos en una base de material microclistalino cuarzo-feldespático producto de desvitrificación.

De acuerdo a la clasificación propuesta por Teruggi *et al.* (1978), la mayoría de ellas pueden identificarse como tobas en sentido estricto; menos comunes son las tobas cristalinas y netamente subordinadas las tobas líticas.

Ignimbritas y tobas no han sido distinguidas a los efectos del mapeo.

Se ha realizado una caracterización química en base a cuatro muestras representativas de la unidad. Los análisis de elementos mayoritarios han sido efectuados mediante fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Geoquímica de la U.N.P.S.J.B. El ploteo de los resultados se realizó sobre diagramas binarios y ternarios, de uso corriente, establecidos por Irvine y Baragar (l971), Shand (1927) y Le Maitre (1982 y 1984). De acuerdo a los mismos las rocas analizadas pueden clasificarse como riolitas de alta sílice ($Si O_2 > 76\%$), subalcalinas, derivadas de magmas pertenecientes a la serie calcoalcalina, de carácter peraluminoso y de potasicidad elevada. Los resultados concuerdan con los obtenidos por de Barrio (1989), sobre otros sectores del Macizo del Deseado.

La unidad, como se expresara previamente, sobreyace en el área a la Formación Bajo Pobre e infrayace, discordancia erosiva de por medio, a la Formación Monte León. Su desarrollo ha sido establecido (De Barrio, 1993) en el lapso Bajociano (Dogger)-Kimmeridgiano (Malm).

Monte León: En el área del yacimiento sus afloramientos son los únicos representantes de un ciclo sedimentario marino descripto para la región por Panza (1994). Afloran como relictos aislados en el faldeo norte del Cerro Vanguardia. Poseen pocos metros de longitud y reducidas potencias (1-2 m.) y se disponen discordantemente sobre las piroclastitas de la Formación Chon Aike. Están compuestos por sedimentitas coquinoides, arenosas, de color gris amarillento a crema, portadoras de moldes de turritellínidos, ostreínidos y briozoos. Su edad ha sido establecida en oligocena superior.

La Avenida (Marín, 1982; Panza, 1982): Los depósitos psefíticos, con interdigitaciones psamíticas, sueltos o parcialmente cementados por material calcáreo, que constituyen ésta unidad, cierran al sur y a oriente el distrito minero. Su espesor no supera los tres metros y apoyan discordantemente, en el área, sobre la Formación Chon Aike, siendo cubiertos por la unidad que se describe a continuación. Se les asigna edad pliocena inferior (Panza, 1994).

Basalto La Angelita: Se incluyen aquí afloramientos mesetiformes de basaltos olivínicos macizos o alveolares que limitan el distrito por el suroeste, sureste y noreste. Los bordes de las mesadas muestran un espesor promedio de tres metros. Su perfil indica la presencia de varias coladas superpuestas, difíciles de diferenciar dado el enmascaramiento producido por derrumbes y deslizamientos de ladera. Los centros emisores de los flujos basálticos se hallan fuera del área mapeada, con la excepción del Cerro Volcán (o volcán Auvernia), el cual aún muestra la clásica edificación cono-volcánica aunque parcialmente derrumbada. Panza (1994) atribuye edad pliocena superior a estas lavas en base a fechado radimétrico. Tanto ésta unidad como la descripta precedentemente cubren localmente las prolongaciones de estructuras filonianas alojantes de mineralización.

Depósitos no consolidados: Suelos regolíticos, de 0,20 a 2 m de espesor cubren gran parte de las litologías antes descriptas. Sedimentos lagunares se asocian a los numerosos y pequeños bajos sin salida que se desarrollan en el área.

Estructura

Panza (1982) caracteriza la estructura de la comarca como del tipo de bloques limitados por fracturas. Estas fracturas tienen, casi de corriente, expresión topográfica negativa, yuxtaponen litologías ignimbríticas o lávicas similares, de comportamiento frágil y actitud subhorizontal. La identificación de sus planos en terreno resulta por tanto muy compleja y hasta imposible, a no ser que medie la presencia (excepcional) de cortos afloramientos alargados, silicificados, a veces brechados, que sobresalen levemente de la cobertura regolítica y sugieren su presencia. Los espejos de fricción están ausentes casi por completo.Sin embargo, en imágenes satelitales y en fotografías aéreas se destacan numerosos lineamientos que indudablemente muestran un importante desarrollo de la fracturación, aunque se mantiene, por lo general, la ambigüedad de definición en el establecimiento de tipo, dirección y sentido de los movimientos actuantes y la secuencia temporal de los mismos. En base al análisis estadístico de los fotolineamientos y de datos complementarios recogidos sobre el terreno, Panza (1982) establece la presencia en ésta región central del macizo de, al menos, dos sistemas de fracturación sustantivos a los que denomina El Tranquilo y Bajo Grande e indica la prelación del primero con respecto al segundo.

En un análisis similar al descripto, pero cincunscripto al sector sur del campo filoniano, puede observarse (figura 3) una distribución de la fracturación de acuerdo a cuatro direcciones preferenciales que tendrían aceptable correspon-

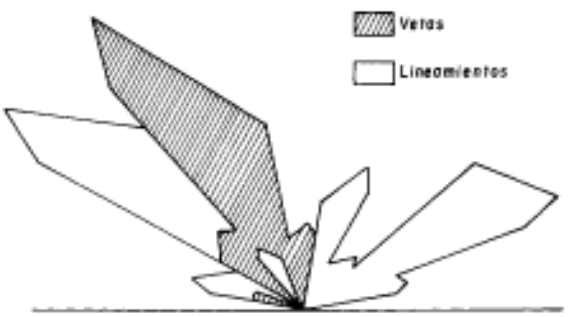


Figura 3. Diagrama de direcciones de lineamientos y vetas del sector sur del yacimiento Cerro Vanguardia.

dencia con los datos elaborados por Panza (1982) para la definición de los dos sistemas mencionados arriba. Sin embargo no existe otro argumento tangible para respaldar la atribución de cada grupo de fracturas a uno u otro sistema.

Al respecto sólo merecen destacarse dos hechos: a) Las vetas desarrolladas al sur del cerro Vanguardia arrumban preferencialmente con valores dispersos en el intervalo N10º-40ºO con máximo en N35ºO; b) Las fracturas designadas por Panza (1994) como lineamiento Bajo Moro, Vanguardia sur y norte, la paralela ubicada en el extremo norte del campo filoniano y otras menores de similar orientación (sistema Bajo Grande?), son de significativa importancia en la generación de espacios para albergar el campo filoniano.

Estas últimas fracturas (orientación de conjunto con máximo según N55ºO) limitan bloques de igual disposición paralela, en el interior de cada uno de los cuales, en especial los ubicados al sur del cerro Vanguardia, aparecen conjuntos vetiformes con arreglo escalonado. Las vetas, al menos en ese sector, muestran caracteres dilatacionales tales como (figura 4) lazos sigmoides, curvas, estructuras en "Y" y plumosas (colas de caballo) fuertemente sugerentes de que las estructuras alojantes de la mineralización fueron generadas en movimientos, posiblemente centimétricos, en los cuales la componente de desplazamiento horizontal levógiro fue importante. Con posterioridad a la fracturación inicial, el movimiento extensional sostenido de sentido perpendicular a los planos de aquella debe haber primado, ya que es notorio el crecimiento cristalino en esa dirección, en el interior de las vetas, con pocos y discontínuos registros de desplazamiento lateral durante la evolución subsiguiente.

Si bien Panza (1982) implícitamente atribuye la creación de espacios, posteriormente ocupados por la mineralización, a la implantación del sistema El Tranquilo, los autores opinan que los movimientos de desplazamiento (fundamentalmente horizontales) entre los diferentes bloques de dirección noroeste, pueden haber transmitido por la acción de cuplas o cizalla simple, a toda el área, los esfuerzos necesarios para producir la fracturación aludida. No debe descartarse, sin embargo, que los planos de fractura ahora

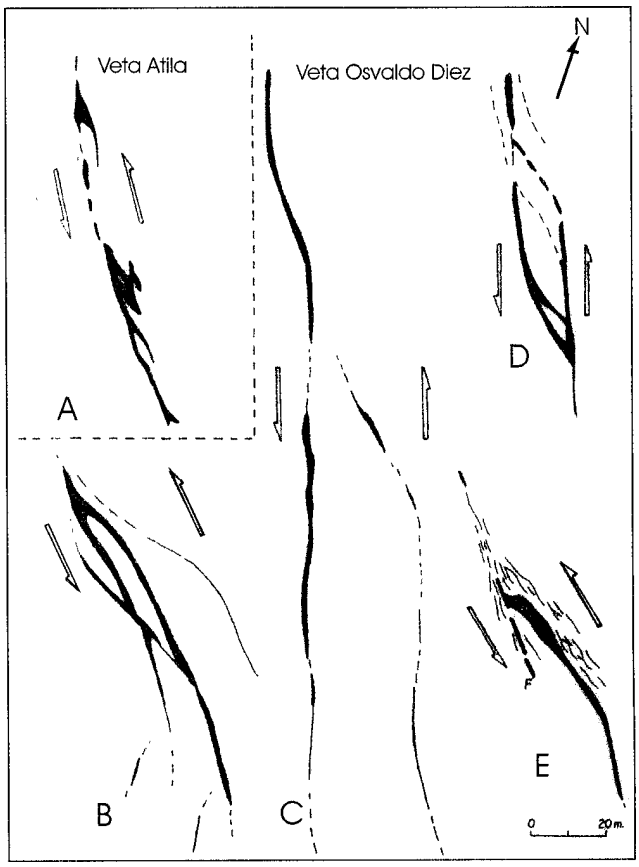


Figura 4. Típicos arreglos estructurales de las vetas Osvaldo Diez y Atila. a) bifurcaciones en «y»; b) «cola de caballo»; c) curvas y bifurcaciones en y; d) lazo sigmoide; e) venillas entrelazadas.

mineralizados se hayan generado aprovechando líneas de debilidad supracortical de direccionamiento similar (dirección principal del sistema El Tranquilo?) previamente instaladas.

Al norte del cerro Vanguardia, un área con menor grado de reconocimiento por parte de los autores, las estructuras alojantes de la mineralización pierden el diseño escalonado trocándose por otro en forma de X aplastada, con extremos abiertos en sentido noroeste y sureste respectivamente (veta Vanguardia y colaterales), a modo de dos grandes colas de caballo enfrentadas y confluyentes. Al mismo tiempo, en ese sector, sobre los bloques estructurales orientados noroeste se desdibujan un tanto los límites rectos y paralelos tan bien definidos al sur. Estos hechos, sumados a la notoria variación en rumbo (cuatro direcciones preferenciales centradas en N55ºO, este-oeste, N20ºE y N60ºE) e inclinación de las vetas (numerosas direcciones con tendencia sur-suroeste vinculadas a los dos primeros rumbos consignados previamente), inducen a entrever un cambio en la estructuración del yacimiento entre sus sectores sur y norte y a especular que la generación de los planos de cizalla para el sector norte pueda haber sido condicionada por desplazamientos convergentes o divergentes de bloques con relación a la fracturación de dirección N55ºO. Rotación de

bloques menores no obvios actualmente o la presencia de pilares, tal como fueran definidos por Panza (1994) para el área del cerro Vanguardia y otras, pueden haber jugado papel preponderante en ese sentido.

Signos de fracturación posmineral afectan con frecuencia a las vetas. Los desplazamientos respectivos son mínimos (centímetros a 1-2 m.) y no han sido investigados a nuestro nivel de observaciones.

De Giusto (1958) define en el área una estructura anticlinal con eje de rumbo noroeste-sureste extendida unos 20 km en esa dirección, con alas inclinadas 10-15º y afectando a las litologías jurásicas descriptas. Panza (1982) desestima esa opinión considerando que no existe una verdadera estructura de plegamiento sino que se trata de abovedamiento de la cobertura sedimentario-volcánica jurásica, producido por ajuste diferencial de bloques basculados ante los esfuerzos tangenciales de cizalla que, en conjunto, dan la impresión de una estructura anticlinal. Nuestras observaciones no avalan la suposición de una estructuración centralizada (de plegamiento) para el entorno del cerro Vanguardia, ya que si bien los rasgos de subpericlinalidad de muchas de las capas con respecto al mismo son frecuentes, existen localmente otras con inclinaciones encontradas y hasta casi caóticas con respecto a aquellas que sugerirían antes actitudes originales deposicionales, quizás con leves basculamientos, que de vinculación a un supuesto plegamiento.

Zubia *et al.* (1994) señalan también la aparición, en imágenes satelitales, de dos rasgos circulares (fantasmas) parcialmente superpuestos que, englobando entre ambos al yacimiento, carecen de cualquier más o menos obvia expresión geológica superficial. Dos aspectos aparentemente menores del yacimiento, parecen converger hacia la concreta existencia de esas supuestas estructuraciones arqueadas. El primero de ellos es el mencionado cambio de actitud estructural entre los sectores norte y sur del yacimiento el que coincidiría muy estrechamente con el área de yuxtaposición de los referidos rasgos circulares. El segundo es el diseño algo cóncavo al nornoroeste que presentan las trazas de fracturación con dispersión en el intervalo N50º-70ºE que sugiere cierto paralelismo con los límites arqueados precitados.

Morfología y textura de los cuerpos mineralizados

La mineralización se halla alojada exclusivamente en estructuras vetiformes macizas y en venillas entrelazadas, alojadas en la misma estructura, que suelen acompañar a las primeras en su desarrollo, a veces saltuaria y lateralmente a las vetas propiamente dichas y otras veces uniendo cortas discontinuidades entre ellas constituyendo estrechas zonas alargadas. Vetas y venillas entrelazadas interceptan en forma totalmente secante a los bancos piroclásticos chonaikenses. Individualmente, cada una de las estructuras planares mineralizadas reconocidas, poseen corridas variables entre 500 y 14.000 m; el último valor corresponde a la veta Vanguardia. Las potencias oscilan entre unas pocas decenas de centímetros y 14 m con un promedio seguramente superior a 4 m para los sectores explotables. Rumbos e inclinaciones de las vetas han sido considerados previamente al igual que otros caracteres morfológicos derivados de su estructuración.

Cada uno de los cuerpos mineralizados constituye un alineamiento de lomadas o suaves resaltos que destacan en el paisaje entornante.

Si bien todas las vetas y vetillas que constituyen el yacimiento poseen contenidos anómalos en metales preciosos solo sectores bien definidos de aquellas poseen leyes y tonelajes que pueden considerarse como explotables. Las dimensiones de estos sectores (bonanzas) varían entre 200 a 700 m y hasta 1.200 m en sentido longitudinal y entre 40 m (Veta Vanguardia) a 120 m (Veta Luciana) y hasta 160 m (Veta O. Diez) en sentido de su profundización, de acuerdo a datos suministrados por Cerro Vanguardia S.A. a los autores.

Desde el punto de vista textural, las vetas del yacimiento se caracterizan por las denominadas texturas de relleno. Las texturas de reemplazo están presentes aunque siempre subordinadamente; en el sector de vetas de laguna Mineral y del Carbón son algo más notorias.

Las texturas más conspicuas son las desarrolladas sobre cuarzo y otras variedades de sílice. Se reconocen en todo el yacimiento texturas macizas, de grano fino muchas veces de aspecto sacaroidal y con presencia de pequeñas oquedades. Son habituales las texturas en peine, drusas, cocardas, bandeamiento crustiforme y coloforme. Igual sucede con las texturas brechosas con clastos angulosos a subredondeados de roca de caja, de cuarzo de generación previa e incluso de ópalo, en cemento cuarzo-calcedónico, opalino o limonítico jasperoidal. Son frecuentes también las formaciones seudomórficas de cuarzo de grano fino o calcedonia, según calcita y/o baritina (plaquetas de 0,1 a 7 cm de lado) en disposiciones laminares paralelas o intersectantes; en éste último caso generalmente se presentan entre las láminas espacios poliédricos abiertos recubiertos por crecimiento geodiforme de cuarzo cristalino muy fino.

Romboedros de carbonato con paredes de jaspe limonítico y relleno de óxidos de hierro y manganeso son comunes en las vetas próximas a las lagunas Mineral y del Carbón. En las mismas vetas también se observan cubos de pirita y arsenopirita reemplazados por goethita y hematita y texturas relícticas que involucran a siderita, rodocrosita, manganocalcita y calcita y a los óxidos que los reemplazan.

Si bien las texturas en cuarzo son usuales para todo el yacimiento, es común la ausencia de una o más de ellas en el mismo corte. Por lo general estas texturas se arreglan zonalmente dentro de la misma veta y se las puede seguir, con pocas variaciones, a lo largo de grandes tramos de la corrida; otras veces, sin embargo, la posición relativa de las distintas texturas varía en pocos metros, incluso apareciendo o desapareciendo una o más de ellas.

Aparentemente las variantes texturales no guardan relación directa con el contenido relativo de metales nobles

observándose solo una leve tendencia incremental en la zona de texturas bandeadas.

Alteración hidrotermal

Para la definición de la misma sólo se ha tenido en cuenta la observación sobre trincheras y destapes y análisis petrográfico y de difractometría de rayos X sobre muestras de estos lugares ya que no se tuvo oportuno acceso a testigos de perforación. Las relaciones espaciales entre las fases de alteración y las de estas con la veta y la roca de caja quedan referidas por tanto a un estrecho perfil (2-3 m) a ambos lados de la veta. Se ha podido constatar, por otro lado, que la intensidad de la alteración disminuye progresivamente en el sentido del alejamiento del contacto veta-roca huésped. En casos extremos (Veta Luciana) se ha observado blanqueo de alteración a más de 20 m del referido contacto. La alteración argílica pocas veces es conspícua en afloramientos ya que la cobertura regolítica la suele enmascarar por completo.

La observación de campo permite diferenciar dos fases de alteración sustantivas, silicificación y argilización moderadas, dispuestas según un patrón de repetidas superposiciones que refleja el carácter multiepisódico del fenómeno hidrotermal en el área.

En base a la mineralogía dominante puede establecerse que la silicificación se presenta, por lo general, en la parte más interna de los arreglos de alteración desarrollados sobre cada veta, es decir en la veta misma y en su caja más inmediata. La argilización en general ocupa los sectores externos. Es común, aunque no frecuente, que uno u otro tipo de alteración falten o sean irrelevantes, por sectores, a lo largo de la corrida de una veta.

La silicificación está representada por la aparición de cuarzo, calcedonia y ópalo en la roca de caja, bajo la forma de microvenillas de 1 a 5 mm de espesor, de parches o franjas de reemplazo donde es común la sustitución de la mátrix por agregados de cuarzo granular fino a muy fino, de drusas que tapizan oquedades y de reemplazo selectivo de distintas especies minerales. Estos últimos reemplazos, se producen con frecuencia dentro mismo de las vetas generando principalmente las texturas lamelares descriptas precedentemente.

La argilización está representada por minerales arcillosos de colores blanco, amarillo, crema y rosa que se presentan tanto en la veta como en el encajante. En la veta se disponen como relleno de venillas y/o cavidades dentro del cuarzo, mientras que en los hastiales sustituyen en distinto grado, masivamente o por venillas, a fenocristales de feldespato y máficos. En la mátrix de las piroclastitas las arcillas se asocian con cuarzo microgranular y también suele observárselas sustituyendo totalmente las fiammes ignimbríticas.

Difractogramas de rayos X realizados sobre muestras pertenecientes a las vetas Osvaldo Diez y Atila indican una asociación de minerales arcillosos muy dominante representada por caolinita e illita. A ella, en algunas trincheras y muy subordinadamente se asocian esmectitas, calcita y evidencias de interestratificados illita/esmectita no regulares.

La coexistencia y dominancia de estas especies arcillo-micáceas indica la alteración por hidrólisis de los elementos alcalinos y alcalino térreos de los feldespatos y máficos de la roca de caja y probablemente de adularia en la veta en reacciones que han sido explicitadas por Hemley *et al.* (1964), Meyer y Hemley (1967) y Rose y Burt (1979), entre otros.

Cerro Vanguardia S.A. informa (com. pers.) que en profundidad la alteración propilítica se torna importante, con dominio de illita y aparición de pirita diseminada.

Mineralogía

La mena, analizada calcográficamente en muestras de afloramientos por Malvicini (en Genini, 1985) y Donnari (1987) y por microscopía electrónica (IDEMSA, 1986), se caracteriza por una mineralogía muy simple aunque no se descartan posibles cambios mineralógicos en profundidad.

Los minerales hipogénicos importantes desde el punto de vista económico son oro nativo, electrum, plata nativa y argentita. Huytembogardtita, freibergita, pirargirita y petzita, también determinados, son muy minoritarios. La empresa Cerro Vanguardia S. A. ha identificado sulfosales de plata en profundidad en profundidad (J. Valvano, com. pers.).

Oro nativo: Se presenta libre, asociado a cuarzo o a limonitas, en forma de chispas y granos anhedrales a subhedrales. Como pequeñas laminillas también se lo ha identificado esporádicamente incluído en galena y esfalerita. El tamaño más frecuente se halla en el intervalo 5 a 20 µ aunque tamaños menores no son raros. De igual forma se han observado granos de tamaño mayor, alcanzando algunos los 250 µ y eventualmente hasta 350 micrones. Frecuentemente se los encuentra zonados, con coloración amarilla más intensa que corresponde a un mayor grado de pureza, en los bordes del grano, posible consecuencia de la remobilización de plata por procesos secundarios. Es probable que muchos hilos, chispas y láminas que aparecen relacionados con limonitas sean producto de aglutinamiento de partículas liberadas en zona de oxidación. Existen unos pocos lugares en el yacimiento en los cuales el oro es francamente visible a lupa y solo dos o tres donde se lo observa a simple vista. Sobre una muestra de la Veta Luciana, se estableció, por análisis con microsonda, una composición química de 98,40% Au, 0,75% Ag y 0,52% Bi para el mineral.

Electrum: Su presencia en cortes pulidos es frecuente aunque sus granos son de reducido tamaño (2 a 7 µ en promedio y hasta 100 como máximo). Se lo encuentra diseminado en cuarzo y en menor proporción ligado a cristales de argentita y a limonitas. La aleación está constituida por 51% Ag y 49% Au, para muestras de la veta Osvaldo Diez; sobre la veta Luciana, se estableció una composición similar (Au: 49,60%; Ag: 48,85%; Bi: 0,30%; Cu: 0,01%; As, Sb y Hg: vestigios).

Plata nativa: Es frecuente. Se presenta libre y diseminada como chispas en cuarzo; también asociada a limonitas y eventualmente a argentita. Los granos son de tamaños

pequeños variables entre 3 y 12 µ aunque algunos alcanzan los 30 micrones.

Argentita: Es el más abundante de los minerales de mena; se presenta libre, asociada al cuarzo y limonitas y con menor frecuencia asociada a electrum, plata nativa y esfalerita muy fina. El tamaño de sus granos es generalmente mayor al de las restantes especies nobles y variable en el intervalo de 30 a 200 micrones.

Huytembogardita: Especie mineral determinada por microsonda electrónica. Muy escasa y en individuos pequeños de 10-20 µ asociados a oro nativo y en esfalerita.

Pirargirita y Freibergita: Raros e incluídos dentro de galena.

Petzita: Muy raro y en individuos muy pequeños incluídos en galena y esfalerita acompañado de laminillas de oro.

Los contenidos auríferos se mantienen invariables con la profundidad dentro de las bonanzas, mientras que los argentíferos por lo general se incrementan (Cerro Vanguardia S.A., com. pers.).

Otros minerales hipogénicos de ganga identificados en el yacimiento son: pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, calcopirita, tetraedrita-tenantita, monacita, rodocrosita, siderita, manganocalcita, calcita, baritina, adularia, ópalo, calcedonia, amatista y cuarzo (Genini, 1988).

Los minerales metalíferos de ganga se observan en superficie en proporción casi insignificante. La pirita es dominante entre ellos pero su presencia solo se hace muy conspícua en el extremo norte de la Veta Laguna del Carbón, donde se presenta maciza, asociada a arsenopirita. Probablemente parte de la pirita del yacimiento incluya oro en su composición ya que es frecuente la aparición de laminillas auríferas en los bordes de las celdillas de lixiviación del mineral. La galena y la esfalerita solo son reconocibles megascópicamente en la Veta El Palo y en una pequeña vetilla de la margen norte de la laguna del Carbón. Estos, los restantes minerales metalíferos (excepto monacita) y la rodocrosita, la siderita, la manganocalcita y la calcita, han sido identificados al microscopio en muestras del grupo de vetas Laguna Mineral. Se ha observado monacita, de igual forma, en muestras de la Veta Osvaldo Diez.

La sílice constituye la ganga ampliamente dominante en las estructuras mineralizadas de todo el yacimiento (aproximadamente el 98% del volúmen de las vetas).

La cristalinidad de sus individuos varía de fina a muy gruesa (variedad calcedonia hasta prismas euhedrales de 8-10 cm de largo). Se han identificado al menos tres pulsos diferentes de depositación de éste mineral, pero no se ha definido si uno o más de los mismos tiene vinculación directa con la mineralización económica.

Se determinó adularia esporádica por difractometría de rayos X sobre muestras de veta, intercrecida con cuarzo, en granos de muy pequeñas dimensiones. Como excepción ha sido determinada megascópicamente, rellenando fracturas de espesor milimétrico, con buena cristalinidad (Cerro Vanguardia S.A. com. pers.).

Al microscopio se identificó baritina en muestras pertenecientes a la veta Osvaldo Diez. Es muy notoria en todo el campo filoniano la presencia de cristales tabulares de cuarzo, producto del reemplazo seudomórfico por este mineral según otro en plaquetas. Los minerales reemplazados podrían corresponder a calcita y/o baritina.

Son frecuentes ópalo, caolín y caolín opalizado, de colores blanco, crema, castaño y rojo. Se disponen en venillas y nidos o tapizando oquedades en cuarzo y son muy notorios en sectores de la Veta Atila (Genini, 1988).

Se ha señalado amatista en cocardas en individuos de buena cristalinidad, en el extremo noroeste de la Veta Osvaldo Diez (Genini, 1988).

Los minerales supergénicos determinados en las vetas son: limonita, con texturas botroidales y hábito acicular a fibroso radiado, constituídas por goethita, hematita y jaspe limonítico, con presencia franca en forma de sombreros de hierro en las vetas Laguna del Carbón y La Escondida y constante aunque débil en todas las restantes; óxidos de manganeso (criptomelano, coronadita, pirolusita, litioforita) son muy notables en los afloramientos del grupo de vetas Laguna Mineral (Godeas, *et al.*, 1980) y muy esporádicos en el resto del sistema; alunita y yeso, en muy escasa cantidad, aparecen también en el último grupo de vetas citado.

Probablemente parte del caolín y escasa calcedonia y calcita hayan sido producidos y depositados en el ciclo exógeno.

Algunos fenómenos de oxidación han sido observados hasta 100 m por debajo del afloramiento (Cerro Vanguardia S.A. com. pers.).

Inclusiones fluidas

Se analizaron en la Universidad Nacional del Sur siete muestras pertenecientes al filón Osvaldo Diez, realizándose 116 mediciones de temperaturas. La gran mayoría de las inclusiones son primarias y bifásicas; las monofásicas y trifásicas son escasas. Se hallan alojadas en cavidades irregulares (inmaduras) lo que implicaría que no han sufrido procesos de disolución y reprecipitación. A veces son claras en ellas formas estranguladas (*necking*). Sus tamaños varían entre pequeñas (> 2 µ) a muy grandes (70 µ).

En las inclusiones bifásicas el volúmen de liquido es bastante constante en torno al 80% de la inclusión.

El rango de temperaturas de homogenización se ubicó entre los 210ºC y 380ºC. El 75% de ellas se ubica por debajo de los 260ºC con un máximo en el intervalo 250ºC-260ºC (27%).

La salinidad del líquido, determinada en base a temperaturas de fusión de hielo, arrojó valores entre 1,5 y 3% de NaCl equivalente y presencia de claros rasgos de ebullición en diferentes vetas del yacimiento (Ríos *et al*., esta publicación).

Estudios isotópicos-geocronología

Una muestra extraída en las ignimbritas de la Formación Chon Aike en las vecindades de la veta Luciana, ha

Cerro Vanguardia # 1	Concentración Medida					Relaciones atómicas corregidas							Edad		
Fracción	Peso (mg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb total (pg)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Z 1 Abr. de grandes crist. prism.	0,060	178	5,0	19	976	0,1847	0,02674	14	0,1826	8	0,04953	22	170	170	173
Z 2 Abr. de crist. prism.	0,059	194	5,5	19	1.026	0,1831	0,02694	6	0,1840	4	0,04952	10	171	171	173

Tabla 1. Geocronología U-Pb sobre circón de muestra del yacimiento Cerro Vanguardia.

sido datada por el SEGEMAR en el Department of Earth Sciences de la University of Newfoundland, Canadá, por el método U-Pb, sobre concentrado de circón. Ella arrojó una edad de 171 ± 1 millones de años. El valor obtenido (tabla 1), se ubica sobre el límite inferior del intervalo de edades radimétricas informadas al presente (123-168 ± 2), para la unidad (Pankhurst *et al.*, 1993) y por tanto marca que en la geología de éste sector está representado uno de los primeros eventos efusivos riolíticos chonaikenses del Macizo del Deseado. De acuerdo a la escala de tiempos geológicos establecida por Gradstein y Ogg (1986) su desarrollo habría tenido lugar, entonces, en el Bajociano superior. Debe remarcarse que la edad obtenida resulta discordante con la supuesta migración temporal noreste-suroeste del vulcanismo jurásico deseadense propuesta por Pankhurst *et al.* (1993).

Arribas *et al.* (1996) informan la obtención de algunas edades radimétricas por el método K/Ar, en el ámbito del yacimiento Cerro Vanguardia. Muestras de illita del halo de alteración de las vetas, extraídas de testigos de sondeo, suministraron edades variables, en función de la granulometría del mineral, entre 142,3 ± 3,5 Ma y 152,4 ± 3,6 millones de años. Sugieren una posible pérdida de argón radiogénico en los cristales más pequeños de illita que son los que arrojan las edades más modernas.

Los mismos autores presentan otra datación (en Schalamuk *et al.*, 1997) realizada sobre adularia parcialmente sericitizada y/o caolinizada, extraída de la Veta Natalia, que señala una edad de 138,5 ± 3,3 millones de años. Interpretan el valor como influído por una significativa pérdida de argón radiogénico durante los procesos de alteración.

En principio las edades obtenidas a partir de la roca huésped y de minerales asociados a la mineralización parecerían sugerir un prolongado hiatus entre el paroxismo volcánico en la zona y la depositación de las menas e inducen a pensar que volcanismo e hidrotermalismo mineralizante forman parte de procesos o eventos diferentes. Sin embargo, hasta tanto se realicen nuevas investigaciones geocronológicas en el área que confirmen o modifiquen los datos expuestos previamente, en especial los referidos a la edad de la mineralización, se cree prudente continuar considerando al flujo de soluciones hidrotermales como fenómeno póstumo del volcanismo explosivo jurásico.

Otro análisis isotópico en muestras del yacimiento corresponde al efectuado sobre galena de la Veta Osvaldo Diez. Las relaciones de los distintos isótopos de Pb, sugieren una probable fuente radiogénica cortical para los mismos (Schalamuk *et al.*, 1997).

También K. Fuzikawa y J. Ríos (com. pers.) analizaron isótopos de oxígeno, en un conjunto de muestras pertenecientes a varias vetas, sobre cuarzo de las generaciones más jóvenes. Registraron valores de $\delta^{18}O$ oscilantes entre +9,3 y +12,8. De acuerdo a los citados investigadores, los valores obtenidos asociados a la baja salinidad de las soluciones, aunque correspondan a datos puntuales indicarían que los fluídos originales debieron tener un aporte de aguas meteóricas.

MODELO GENÉTICO

Si bien muchos de los parámetros necesarios para definir el modelo metalogénico conceptual (procesos físico-químicos y termodinámicos generatrices) aún no han sido investigados con la profundidad necesaria (vgr.: origen de los metales y del agua de las soluciones mineralizadoras; régimen hidráulico de las soluciones; temporalidad relativa y absoluta de los distintos eventos mineralizadores; fenómenos condicionantes de la depositación de los metales; relación genética del depósito con el volcanismo jurásico; etc.), todas las características enunciadas para el depósito permiten incluirlo dentro del modelo empírico de "Vetas Epitermales de Metales Preciosos", de Buchanan (1981), subtipo "adularia-sericita" de acuerdo a la definición del mismo realizada por Hayba *et al.* (1985). El término "baja sulfuración" (*low sulfidation*), acuñado por Hedenquist (1987) fue propuesto por Cabello (1991) para el yacimiento y resulta totalmente aplicable de acuerdo al conocimiento actual. El yacimiento puede ser incluído también en uno de los subtipos propuestos por Sillitoe (1993) adjudicarlo a yacimientos "pobres en sulfuros y asociados con rocas subalcalinas, de composición riolítica".

Todas las vetas portadoras de mineral cubicado se desarrollan en el Intervalo de los Metales Preciosos en el modelo verticalmente zonado, con base mineralógica, definido por Buchanan (1981). La correspondencia con el modelo superpuesto de zonación textural, propuesto por Morrison *et al.* (1990), también es notoria y marcaría un desarrollo

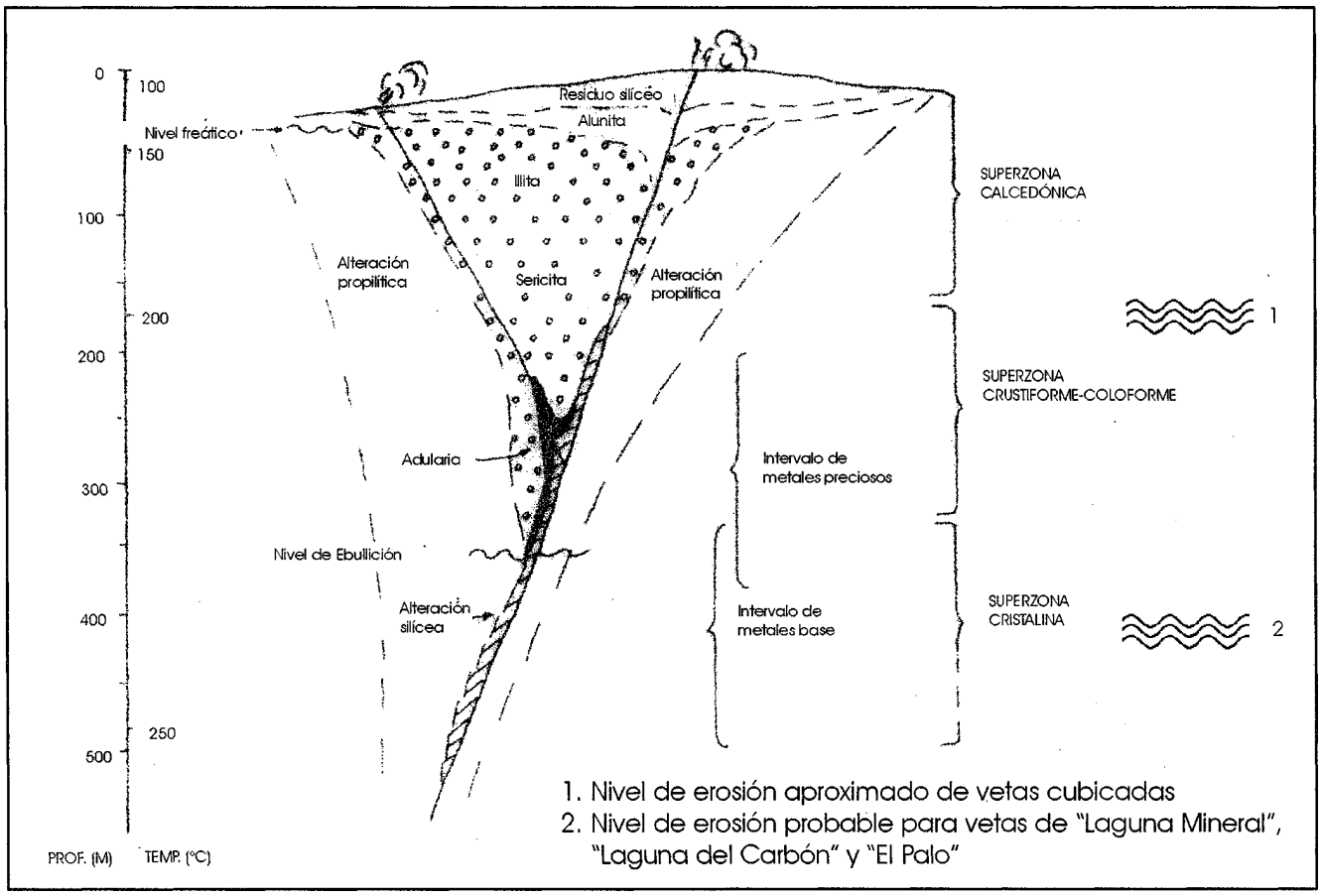


Figura 5. Síntesis del modelo de vetas epitermales de metales preciosos (según Buchaman, 1981) y el modelo textural correspondiente (según Guoyi et al., 1996), simplificados, incluyendo actuales niveles erosivos del yacimiento Cerro Vanguardia.

esencial dentro de la Superzona Crustiforme-Coloforme de estos autores (figura 5).

Algunas de las vetas aún no exploradas con intensidad (vgr. vetas Laguna Mineral, del Carbón y El Palo), parecen mostrar un nivel erosivo bastante más profundo posiblemente coincidente con la parte inferior del Intervalo de los Metales Base en el modelo de Buchanan (1981) y con la Superzona Cristalina de Morrison *et al.* (1990).

Schalamuk *et al.* (1997) en un análisis de varias mineralizaciones epitermales del Macizo del Deseado, esbozan un sistema complexivo para ellas delineando una continuación entre depósitos superficiales silíceos derivados de la acción de fuentes termales (sinters) y vetas como las de éste yacimiento, fuertemente mineralizadas (vetas con zonas de bonanza), que se desarrollarían unos pocos cientos de metros por debajo de aquellos.

Como complemento de lo señalado merece remarcarse que la escasez de adularia en las vetas del yacimiento sugiere, o bien la baja representación original de esta especie mineral, posibilidad que consideran White y Hedenquist (1990), para algunos ejemplos del subtipo, o el remplazo avanzado de la especie por illita y caolinita. La abundancia de éste ultimo mineral tanto en la caja como en las vetas mismas, reemplazando feldespatos alcalinos y rellenando vetillas y oquedades respectivamente, hace suponer que el yacimiento tuvo desarrollo en superficie de una zona de lixiviación ácida, posteriormente erosionada, como la que sugiere Sillitoe (1993) para algunos campos similares (figura 6), basado en las observaciones de Schoen *et al.* (1974). Los condensados ácidos generados en esa zona y drenando hacia abajo, especialmente por las fracturas mineralizadas, producirían alteración caolínica sobreimpuesta a la mineralización hipogénica y parcialmente a la alteración hipogénica de la caja, tal como se observa en el yacimiento. De acuerdo a Morrison *et al.* (1990) la abundancia de remplazos totales de calcita (y/o baritina?) por calcedonia y cuarzo microgranudo, y la presencia de cuarzo-amatista (como se observa en el extremo norte de la Veta Osvaldo Diez), sugieren también el influjo de esa zona de lixiviación ácida sobreyaciente con producción de un cambio composicional en las soluciones. Las débilmente reductoras y de pH neutro que habrían generado la depositación mineralógica sustancial se tornarían en otras ligeramente oxidantes y de pH ácido que producirían la sobreimposición y remplazos observados. La aparición de ópalo en mezcla íntima con caolín (Veta Atila) podría ser también otro indicio confluyente con los anteriores.

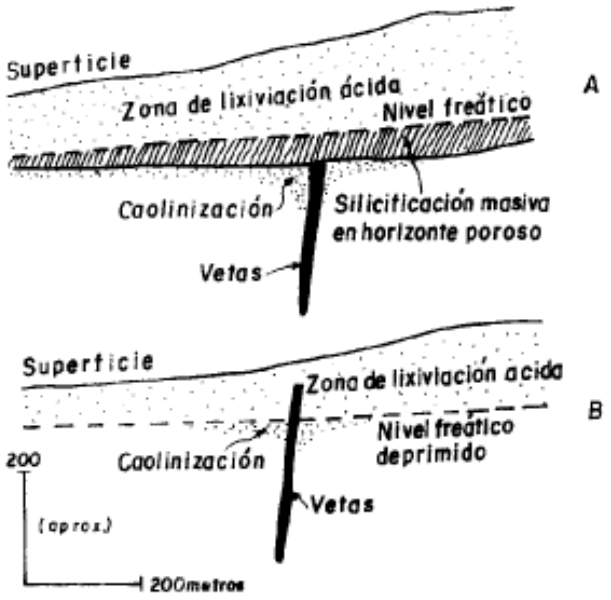


Figura 6. Posibles situaciones pre-erosivas del yacimiento Cerro Vanguardia (esquema tomado de Sillitoe, 1993).

Un fenómeno frecuentemente invocado para la depositación de metales nobles en el modelo asumido es la ebullición de las soluciones hidrotermales. Los análisis sobre inclusiones fluídas efectuados a las fecha, indican registros de este proceso. Según Guoyi *et al.* (1995) y Morrison *et al.* (1990), evidencias texturales tales como la presencia de calcita lamelar o plaqueiforme, crustificación y brechas explosivas con clastos de cuarzo crustificado, son rasgos que se generan a partir de ebullición de soluciones.

A manera de epílogo del presente trabajo se presenta una tabla-resumen (tabla 2) con los datos que permiten asignar el yacimiento al modelo metalogénico indicado.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos profundamente al Dr. Eduardo Domínguez (U.N.S.) y a los Dres. Kazuo Fuzikawa y Javier Ríos (CDTN) por los análisis de inclusiones fluidas y a la Lic. María I. Fernández (Segemar) por las determinaciones petrográficas. Especialmente reconocemos a Cerro Vanguardia S.A. el aporte de importantes datos y la autorización para su publicación.

Marco geotectónico	Ambiente cratónico. Hemigrabens en situación de pre-rifting. Hospedante generado por anatexis infracortical
Roca huésped	Ignimbritas riolíticas subalcalinas, hipersilíceas, peraluminosas, de alta potasicidad. Subaéreas
Morfología de los cuerpos mineralizados	Vetas y venillas entrelazadas en arreglo subtabular
Minerales Hipogénicos	Mena: Oro nativo, electrum, plata nativa, argentita, huytembogardita, freibergita, pirargirita, otras sulfosales de plata? Ganga: Cuarzo, calcedonia, ópalo, caolinita, illita, adularia, amatista, baritina, calcita, pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, rodocrosita, siderita, manganocalcita, calcopirita, monacita, tetraedrita-tenantita.
Minerales supergénicos	Ganga:Limonita,goethita, hematita, jaspe limonítico, criptomelano, coronadita, pirolusita, litioforita, alunita, yeso, caolinita, calcita.
Texturas	De relleno: Bandeado crustiforme y coloforme, cocardas, en peine, drusas, brechas De reemplazo: Lamelares (en plaquetas), relícticas
Alteración(en veta y cajas)	Silicificación: cuarzo, calcedonia, ópalo Argilización moderada: caolinita, illita (esmectitas interestratificadas, calcita) Propilitización?: illita, pirita
Inclusiones fluidas	Contenido salino: 1,5-3% NaCl eq. Temperatura de homogeneización: 210-260ºC Ebullición: Ausente
Isotopía	$\delta^{18}O$: +9,3-+12,8
Edad de la roca huésped	171 ± 1 Ma (método U-Pb)
Edad de la mineralización	142,3 ± 3,5 a 152,4 ± 3,6 Ma (método K/Ar)
Relación Au/Ag	0,1 a menor
Porcentaje de sulfuros	< 1%
Reservas Ley Tonelaje de mineral	4,5 M.oz. Au (+Ag eq.) 11 g (Au + Ag eq.)/t 13 Mt
Tipología del Yacimiento	Vetas epitermales de metales preciosos, adularia-sericita (baja sulfuración), pobres en sulfuros y asociadas con rocas subalcalinas de composición riolítica originadas en volcanismo subaéreo

Tabla 2. Principales características del yacimiento Cerro Vanguardia.

BIBLIOGRAFÍA

Arribas, A.Jr., I. B. Schalamuk, R. De Barrio, R. Fernández y T. Itaya, 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *An. 39º Congresso Brasileiro de Geología.* 7: 254-257

Buchanan, L. J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environment in the Southwest. In: W.R. Dickson and W.D. Payne (Editors), Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest,* 14: 237-262

Butrón, F.,1979. Bosquejo de afloramientos vetiformes del sector Laguna Mineral y ubicación de muestras. Mosaico 4969-2-B3. Provincia de Santa Cruz. *Plan Patagonia Comahue-Geológico Minero. Secretaría de Minería,* inédito

Cabello, J. M., 1991. Gondwana mineralizations in southern South America: A preliminary review. *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Comunicaciones,* 42: 36-38.

Cornuth, L. A., 1998: Cerro Vanguardia: El oro del sur. *Revista Latinominería,* 32: 17-27. Chile.

De Barrio, R. E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 189-198

De Giusto, J. M., 1958. Informe geológico zona Cº Vanguardia, Cº Primero de Abril, Deptos. De Magallanes, Rio Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* inédito.

Donari, E., 1987. Estudio calcográfico: Determinaciones calcográficas de 24 secciones pulidas pertenecientes al Area Cerro Vanguardia, a solicitud del Centro de Exploración Patagonia Sur. *Secretaría de Minería, Departamento de Investigaciones Minero-Metalogénicas,* inédito.

Genini, A. D., 1977. Informe preliminar Mosaico 4969-II-B3, Proyecto 19 NE, Area Cerro Vanguardia, Prov. de Santa Cruz. *Plan Patagonia-Comahue, Secretaría de Minería,* inédito.

Genini, A. D., 1985. Area de reserva nº 43 Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. *Plan Patagonia-Comahue. Secretaría de Minería,* inédito.

Genini, A. D., 1988. Cerro Vanguardia. Provincia de Santa Cruz. Nuevo prospecto auroargentífero. *3º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas,* 3.

Godeas, M., M. I. Fernández y C. Anielli, 1980. Levantamiento geológico de vetas del sector Laguna Mineral. *Secretaría de Minería, Plan Patagonia-Comahue,* inédito.

Gradstein, F. y J. Ogg, 1986. A Phanerozoic time scale. *Episodes,*19 (1 y 2).

Guoyi, D., G. Morrison y S. Jaireth, 1995: Quartz Textures in Epithermal Veins, Queensland: Classification, Origin, and Implication. *Economic Geology*, 90 (6): 1841-1846.

Hayba, D. O., P. M. Bethke, P. Health y N. K. Foley, 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of vocanic-hosted epithermal precious-metal deposits. In Berger, B.R. y Bethke, P.M., eds., Geology and Chemistry of Epithermal Systems: Reviews in *Economic Geology,* 2: 129-167.

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal system in the circum-Pacific basin. In: Horn, M.K., ed., 4th Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, 1986: *American Association of Petroleum Geologists, Transactions*, 513-524.

Hedenquist, J. W., E. Izawa, A. Arribas Jr y N. C. White, 1996. Yacimientos epitermales de oro: tipos de mineralización, características y exploración. *The Society of Resource Geology,* Japan.

Hemley, J. J. y W. R. Jones, 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology,* 59: 538-569.

IDEMSA, 1986. Caracterización química y mineralógica de la mena de "Cerro Vanguardia". *Centro de Exploración Patagonia Sur, Secretaría de Minería,* inédito.

Irvine, T. N. y W. R. A. Baragar, 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 8: 523-548.

Le Maitre, R. W., G. Bellieni, M. J. Le Bas, R. Schmid, A. Streckeisen, B. Zanettin, E. Piccirillo y E. Justine Vicentin, 1982. A proposal for a definitive chemical classification of a volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Circular Nº 36, Contribution Nº 100. *International Union Geological Sciences, Subcomisión de Sistemática de Rocas Igneas.*

Le Maitre, R. W., 1984. A proposal by the IUGS Subcommision of the systematic of ignous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alcali silica (TAS) diagram. *Australian Journal Hearth Sciences,* 31: 243-255.

Marín, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. *Servicio Geológico Nacional,* inédito

Meyer, C. y J. J. Hemley, 1967. Wall rock alteration. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 1st edn. *Holt Rinehart & Winston.* New York, 166-235.

Morrison, G., D. Guoyi y S. Jaireth, 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins. *Klondike Exploration Services.*

Pankhurst, R. J., P. Sruoga y C. Rapela, 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47º 20´ L.S. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 171-178.

Panza, J. L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e "Gobernador Moyano" y 54e "Cerro Vanguardia". *Servicio Geológico Nacional*, inédito.

Panza, J. L. 1994. Hoja Geológica 4969-II "Tres Cerros", Geología, Provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Minería de la Nación, Boletín,* 213. Buenos Aires.

Riveros, C., 1996. Conferencia Mincruz-UTE. En Seminario Internacional de la Minería aurífera argentina. *Revista Panorama Minero.*

Rose, A.W. y D. M. Burt, 1979. Hydrothermal alteration. In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *John Willey & Sons,* New York.

Schalamuk, I. B., M. Zubia, A. Genini y R. R. Fernández, 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews.* Elsevier.

Schoen, R., D. E. White y J. J. Hemley, 1974. Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada: *Clays and clay minerals,* 22: 1-22.

Shand, S. J., 1927. Eruptive rocks. *John Willey & Sons* (1st. ed.), New York

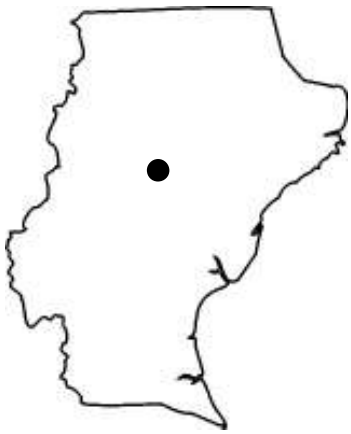
Sillitoe, R. H., 1993. Epithermal Models: Genetic Types, Geometrical Controls and Shallows Features. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M. eds., *Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper,* 40: 403-417.

Teruggi, M. E., M. Mazzoni, L. Spalletti y R. Andreis, 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y sitemática. *Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria),* 5.

White, N. C. y J. W. Hedenquist, 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochimical Exploration, 36: 445-474. *Elsevier Science Publishers* B.V., Amsterdam.

Zubia, M. A., A. D. Genini y M. Godeas, 1994. Hoja Geológica 4969-II "Tres Cerros", Minería, Provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Minería de la Nación. Boletín,* 213. Buenos Aires.

Schalamuk, I., M. A. Del Blanco, R. de Barrio, R. R. Fernández, R. Etcheverry, H. J. Echeveste, M. Tessone y D. Marchionni, 1999. Mineralizaciones auroargentíferas en el área La Josefina, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1203-1210, Buenos Aires.



MINERALIZACIONES AUROARGENTÍFERAS EN EL ÁREA LA JOSEFINA, SANTA CRUZ

Isidoro Schalamuk[1-2], Miguel A. Del Blanco[1], Raúl de Barrio[1], Raúl R. Fernández[1-3], Ricardo Etcheverry[1-2], Horacio J. Echeveste[1-3], Mario Tessone[1] y Daniela Marchionni[1-3]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El prospecto La Josefina abarca un área situada en el sector suroeste del departamento Deseado, con las siguientes coordenadas geográficas: 47º49' a 47º55" de latitud sur y 69º18' a 69º26' de longitud oeste. Se accede a la misma, desde Gobernador Gregores, por la Ruta Provincial 12 que une a dicha localidad con Pico Truncado, por una distancia de 140 km, hasta arribar a la huella de acceso que conduce a las estancias La Josefina y Piedra Labrada. Desde allí se recorren 15 km al oeste y luego otros 10 km al suroeste, hasta el casco de la estancia Piedra Labrada y 5 km al noroeste, para acceder al de La Josefina.

Leyes, reservas y producción

El informe realizado por INREMI (1996) ha establecido un contenido promedio ponderado de Au/metro de estructura mineralizada que ha variado entre 1 y 3 g/t en Au, según el método de muestreo utilizado (esquirleo continuo en afloramientos y en trincheras), con tenores en Ag de 5 a 21 partes por millón. Los valores máximos obtenidos fueron de 93 ppm en Au (sector central del prospecto) y 235 ppm en plata (sector sur). Para los metales base, los contenidos de Cu varían entre 197 y 377 ppm, los de Pb lo hacen entre 972 y 2.549 ppm y por último, para el Zn, la fluctuación es de 308 a 569 ppm, todos ellos ponderados al metro de muestreo.

Tomando en cuenta la longitud de las estructuras y la mitad de ancho muestreado, y suponiendo una continuidad de la estructura en profundidad hasta 50 m, se contabilizan unas 2.200.000 t de mineral. Ponderando de acuerdo a las leyes determinadas en distintos sectores del prospecto, se estiman 200.000 onzas de Au.

A nivel de recurso hipotético, teniendo en cuenta la potencial mineralización que puede existir en el sector noreste (donde se encuentra un sinter silíceo y extensas áreas de alteración hidrotermal) y noroeste, donde se emplaza un cuerpo subvolcánico con una superficie total de 800 ha, se infirió la existencia de estructuras mineralizadas de pequeño y mediano tamaño, de 100.000 a 200.000 t, con leyes fluctuantes entre 3 y 10 g/t que alcanzarían un total de 1.000.000 de onzas de Au equivalente.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Profesionales de la Secretaría de Minería de la Nación, delegación Patagonia (Viera y Márquez, 1975), describen a pocos metros al este del casco de la estancia La Josefina estructuras vetiformes de metales base, pertenecientes a una antigua manifestación mineral, denunciada como mina de Pb-Zn.

Posteriormente, en el año 1994, durante el desarrollo de un proyecto de investigación (Proyecto BID-CONICET) llevado a cabo por el Instituto de Recursos Minerales de la UNLP y profesionales del departamento de Geología de la Universidad de la Patagonia San Juan Bosco, se detectó en el área la presencia de fuertes anomalías auríferas.

[1] *Universidad Nacional de La Plata, INREMI, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

[2] *CONICET.*

[3] *CICBA.*

Inmediatamente, la zona pasa a constituir área de reserva de la empresa minera provincial Fomicruz S.E., quienes conjuntamente con el INREMI encararon un programa de exploración a nivel de superficie. Las primeras tareas prospectivas desarrolladas consistieron en un mapeo a escala 1:20.000 de la entonces área de reserva de Fomicruz S.E. Además sobre las estructuras mineralizadas y el sinter silíceo, se efectuó un relevamiento de detalle a escala 1:2.500.

La exploración preliminar del área fue efectuada mediante la realización de muestreos en esquirlas de las estructuras reconocidas, ejecución de laboreos superficiales (trincheras) y muestreos continuos en canaletas de las mismas, las que a su vez fueron mapeadas en detalle a escala 1:100 (INREMI, 1996)

Sobre los sectores de mayor interés se ejecutó un estudio geofísico para determinar la continuidad de las estructuras mineralizadas en profundidad, totalizándose 6.000 m de líneas de perfil geoeléctrico con aplicación del método de polarización inducida (PI) con mediciones de resistividad y cargabilidad. Asimismo, se ejecutaron 5.750 m de perfilaje magnetométrico.

Más tarde, en el año 1998, a través de un proceso de licitación, el prospecto pasa en concesión a la empresa Minamerica, con el fin de ampliar su exploración.

Propietarios

El sector en cuestión, declarado área de reserva provincial por la empresa Fomicruz S.E. en el año 1994, fue presentado a licitación internacional y adjudicado a la empresa Minamerica para su exploración. Esta ha desarrollado distintos trabajos que consistieron principalmente en muestreos geoquímicos sistemáticos y perforaciones con testigos del orden de los 1.000 metros.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Macizo del Deseado es una provincia morfoestructural cuyo desarrollo está consignado a partir del Precámbrico superior o Eopaleozoico, representado por metamorfitas de bajo a mediano grado, que incluyen la Formación La Modesta (Di Persia, 1962). Sobre la misma se localizaron pequeñas cuencas fluviales donde se depositaron las sedimentitas pérmicas de las formaciones La Golondrina (Archangelsky, 1958) y La Juanita (Arrondo, 1972) y El Tranquilo (Di Persia, 1965), de edad triásica.

A partir del Triásico superior a Jurásico inferior se establece un sistema extensional, cuyo resultado es la efusión de rocas basálticas y andesíticas asignadas a la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972). A partir del Jurásico medio se desarrolla un intenso volcanismo ácido, que da lugar a la formación de un plateau riolítico constituido por el Grupo Bahía Laura (Stipanicic y Reig, 1957; Archangelsky, 1967). El régimen tensional instalado en áreas de inestabilidad cortical culminó con la apertura del océano Atlántico (Uliana *et al.*, 1985). Este proceso de extensión cortical motivó en el Cretácico la generación de cuencas cerradas en las que se depositaron sedimentos continentales (Formaciones Bajo Grande y Baqueró).

Durante el Terciario y Cuaternario se produjeron efusiones basálticas, intercaladas con sedimentitas marinas del Oligoceno superior en la parte oriental (Formación Patagonia) y continentales del Mioceno temprano (Formación Santa Cruz).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La unidad más antigua reconocida en el área corresponde a la Formación La Modesta que aflora aproximadamente a unos 3.000 m al oeste del casco de la estancia La Josefina (figura 1). Está constituida principalmente por esquistos y filitas subordinadas, en afloramientos de muy pobre expresión topográfica. Los esquistos exhiben tonalidades gris verdosas y están conformados por biotita, cuarzo, turmalina, feldespatos alcalinos, plagioclasas y anfíboles, con abundantes segregaciones de cuarzo, que le confieren un aspecto bandeado, presentando a su vez un intenso replegamiento. Las filitas, por su parte, exhiben una asociación mineralógica algo distinta, integrada por cuarzo, plagioclasa, muscovita y clorita.

Separados por un gran hiato, se presentan asomos de rocas de aspecto masivo, de tonalidades verdosas a grisáceas, con textura levemente porfírica y matriz afanítica. El conjunto exhibe un aspecto pulverulento y alteración de tipo clorítico. Estas rocas han sido asignadas a la Formación Bajo Pobre (Jurásico medio) (Lesta y Ferello, 1972).

La unidad más extensamente desarrollada en el área son las volcanitas y piroclastitas correspondientes al denominado Grupo Bahía Laura, integrada aquí por ignimbritas, cuerpos dacíticos-riodacíticos y lavas (Formación Chon Aike) y tobas de caída de la Formación La Matilde. Fernández *et al.* (1996) proponen subdividir a la Formación Chon Aike en cuatro miembros, que son: Ignimbritas Piedra Labrada , Ignimbritas Cerro Jorge Paz, Miembro La Josefina y Lavas e Ignimbritas María Esther (figura 1). El primero de ellos está formado en sus términos inferiores por ignimbritas ricas en fragmentos pumíceos y muy escasos cristaloclastos de cuarzo, clasificándose a las mismas como tobas lapillíticas. Por encima aparecen las unidades más abundantes dentro de este miembro, consistentes en ignimbritas cristaloclásticas que, ocasionalmente, se intercalan con otras ricas en pumicitas que le otorgan a la roca una lajosidad característica. Contienen abundantes cristaloclastos de cuarzo, feldespatos alcalinos y biotitas. Dentro de esta unidad se incluyen algunos niveles de tobas, así como también una megabrecha muy pobremente seleccionada, que fuera interpretada como una brecha de deslizamiento de borde de caldera.

La otra unidad muy desarrollada del área (Miembro Cerro Jorge Paz) presenta como rasgos característicos en sus términos basales, la abundancia de litoclastos, subangulosos a subredondeados, inmersos en una matriz blan-

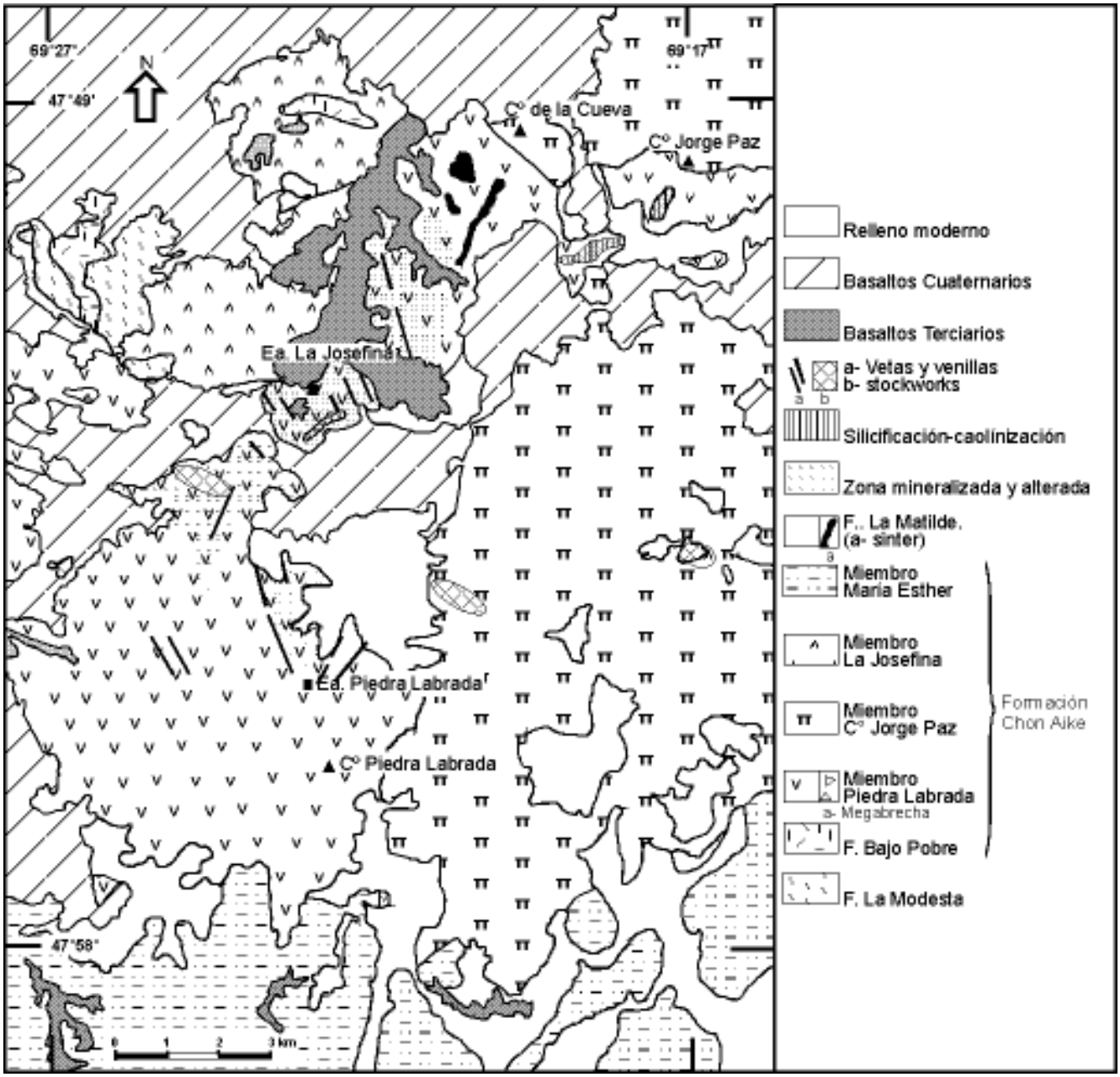


Figura 1. Mapa geológico del área La Josefina, Santa Cruz.

quecina con vitroclastos cuyo tamaño supera el centímetro, con escasos cristaloclastos de cuarzo y biotita. Por encima, siguen ignimbritas castaño rojizas, muy litoclásticas, ocasionalmente también con fiammes, en matriz afanítica con escasos cristaloclastos.

En el Miembro La Josefina, se incluye a un grupo de volcanitas afaníticas, con escasos fenocristales de plagioclasas, biotita y algo de cuarzo, en tonos grisáceos cuando frescas a amarillentos si presentan alteración (piritización y propilitización, con la formación de clorita, calcita y algo de epidoto). Composicionalmente corresponden a riolitas con escasas dacitas. Fernández *et al.* (1996) lo interpretan como un cuerpo de emplazamiento a baja profundidad, caracterizado por su morfología como un domo. Su principal afloramiento se identifica al oeste del casco de la estancia La Josefina, posiblemente intruyendo a los esquistos de la Formación La Modesta.

El cuarto y último miembro (Lavas e Ignimbritas María Esther), aflorante en el sector sur del área, corresponde a ignimbritas, de tonalidad rojo ladrillo, con abundantes fiammes de 2-3 cm de diámetro y escasos cristaloclastos. La fase lávica es de tonalidad gris a morada, con marcada fluidalidad y en parte autobrechada. Incluye también algunos domos vítreos, de pocos metros de diámetro, que en ocasiones se destacan en el paisaje. Las evidencias de campo y dataciones radimétricas ubican a este miem-

bro como uno de los últimos eventos volcánicos acaecidos en el área.

La Formación La Matilde aflora en una pequeña meseta en el sector centro-oriental, constituyendo niveles subhorizontales de tobas blanquecinas a amarillentas, con restos de flora, cubiertos por capas de tobas masivas y coronados por un nivel de algunos metros de espesor de una roca casi completamente desvitrificada.

Posiblemente sincrónico con esta unidad se reconoce un sinter de sílice bandeado, distribuido en una superficie de 300 ha en el sector noreste del área. Consiste en un cuerpo con laminación milimétrica de ópalo y calcedonia masiva. En sectores se observa silicificación sobreimpuesta y brechas hidrotermales, con cemento calcedónico y clastos de sinter laminar.

En un pequeño sector, unos 2.000 m al este del sinter, se presentan asomos de rocas silicificadas y caolinizadas producto de la acción de fluidos hidrotermales, que motivaron una profunda alteración (argilización) de las ignimbritas, que fue denominado, a los fines del mapeo, como *subsinter*.

Completan el marco geológico niveles basálticos terciarios, que conforman mantos de algunos metros de potencia con tonalidades muy oscuras, grano fino y con vesículas, asignados por Viera y Márquez (1975) al Eoceno.

De mayor distribución areal son los basaltos cuartarios, los que cubren grandes extensiones en el sector norte del área, disponiéndose en las parte bajas del relieve. Exhiben coloraciones más claras y mayor cantidad de vesículas que los anteriores. Se los asigna tentativamente al Pleistoceno superior.

De edad cuartaria se consignan por último sedimentos finos de tipo lacustre y detritos de falda de poca extensión, situados al pie de los mantos ignimbríticos.

Estructura

La región se caracteriza (Fernández *et al.*, 1996) por una tectónica de bloques (fallamiento directo), que originó el alabeamiento de las unidades Chon Aike y La Matilde, con suaves inclinaciones. Se identifican dos sistemas de fracturación principales: el de mayor desarrollo se ubica en N20ºO, con una conjugada de N 65º E. El segundo sistema tiene una orientación de N58ºO y una conjugada de N36ºE; corresponderían a lo que Panza (1982) designó como sistemas El Tranquilo y Bajo Grande, respectivamente.

Cabe indicar que la mineralización presenta direcciones N20ºO (sistema El Tranquilo) y otra norte-sur a N30º E. Vale decir que estuvo controlada por la fracturación regional, con pequeñas variaciones locales.

Morfología

La zona mineralizada conforma una faja curva, cóncava hacia el este, de 13 km de longitud y anchos comprendidos entre 800 y 1.500 metros. Se extiende desde el sur del casco de la estancia Piedra Labrada, inicialmente con rumbo norte-sur para luego torcer al nornoreste, hasta el cerro Jorge Paz. Se reconocen en ella tres tipos de yacencia mineral: a) vetas, b) fajas de venillas y stockwork y c) brechas, de tipo tectónico o hidrotermal (Schalamuk *et al.*, 1998).

Las vetas conforman estructuras de relleno, discontinuas, con corridas variables entre 50 y 200 m, que pueden alcanzar hasta los 1.500 metros. La potencia en general es inferior al metro, pudiendo en casos excepcionales llegar a 2,5-3 metros.

La orientación predominante varía de N10-30ºO a norte-sur y N20ºE, con inclinaciones desde verticales a 70-80º, en general al oeste.

Las venillas y stockworks constituyen fajas de orientación subparalela o redes en varias orientaciones, siendo más abundantes las primeras. Los anchos de las venillas van desde pocos milímetros hasta 4-5 cm, siendo normalmente inferiores a 1 centímetro. Las fajas pueden llegar a los 18 m, en corridas discontinuas de hasta 500 metros. Por lo general presentan una orientación que varía de N10ºE a N30ºO y N60ºO en forma subordinada.

Las brechas tectónicas son tabulares, alojadas en zonas de falla incluyendo fragmentos angulosos a subangulosos de la roca de caja y cuarzo, evidenciando por lo tanto, un brechamiento en parte posmineralización. Constituyen la estructura principal del sector norte (INREMI, 1996).

Las brechas hidrotermales están integradas por fragmentos de ignimbritas, que van desde subangulosos hasta redondeados, incluidos en una matriz de roca triturada y cemento silíceo, representando posiblemente sectores de circulación de fluidos hidrotermales del reservorio geotermal.

Cabe mencionar también el sinter silíceo, emplazado en el sector noreste de la estancia La Josefina. Constituye varios asomos entre los que se destaca un cuerpo mantiforme de 2,5 km en sentido noroeste-sureste, de unos 300 m de ancho (Echeveste *et al.*, 1995). Su rumbo varía desde N30°E en el sector sur a este-oeste en la parte central y norte-sur en el extremo noroeste, con inclinaciones muy variables, en virtud de la tectónica de bloques que impera en el área. Presenta una potencia máxima de dos metros. Generalmente exhibe una fina laminación de sílice microcristalina y limonitas, milimétrica, con tonos amarillentos, blanquecinos, verdosos y rojizos, o bien constituye afloramientos masivos, en parte brechados. Ocasionalmente se presentan estructuras anulares, de 10 a 15 cm de diámetro, que fueron interpretadas (Echeveste *et al.*, 1995) como conductos de salida de gases en un barro silíceo blando, posteriormente rellenos por cuarzo-calcedonia.

Unos 2,5 km al sureste del sinter, se presenta un afloramiento de 1.200 por 50 m de ancho, de una roca parcial a totalmente reemplazada por sílice, masiva y de tonalidad blanquecina, con estructura en parte brechosa, con desarrollo de espacios abiertos rellenos por sílice posterior, a lo que se suma un proceso de piritización, con desarrollo de boxworks (limonitas) y argilización. Se supone que este cuerpo representa una zona de marcada interacción fluidos hidrotermales-roca.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal más significativa en el área del prospecto La Josefina es la silicificación, que se manifiesta en los hastiales de las estructuras mineralizadas, tanto en forma pervasiva, como selectiva, reemplazando de preferencia en este caso a los fenocristales de biotitas y trizas vítreas, normalmente bajo la forma de sílice microcristalina (calcedonia). Asimismo es importante en el sector denominado subsinter, donde se presenta como sílice microcristalina de tonalidad castaño clara a amarillenta, acompañada por óxidos de Fe y Mn, jarosita, tridimita, minerales del grupo de las arcillas (caolinita, illita) y sericita (Tessone y Etcheverry, 1998). En este sector también se identificó plumbogumita, especie de tonalidad amarillento verdosa, del grupo de la crandallita (Rolando y Fernández, 1996).

Otro proceso de alteración es la piritización, que afecta en particular al subsinter, donde se reconocen individuos de pirita totalmente limonitizados de hasta 5 cm. Se presenta también en las rocas de caja de las estructuras mineralizadas de mayor dimensión, donde se desarrolla hasta 2-3 m en los hastiales de las mismas (Del Blanco *et al.*, 1994). Cabe indicar también su presencia en los sectores donde se han identificado megabrechas en las facies ignimbríticas del Miembro Piedra Labrada.

La sericitización se evidencia por reemplazos de feldespatos y en menor medida biotitas y/o de la matriz cuarzo feldespática, apareciendo en las salbandas de los cuerpos mineralizados del sector norte, brechas hidrotermales y subsinter.

Alteración de tipo propilítica (cloritas, con calcita-epidoto subordinados) se indica para el domo riolítico-riodacítico (Miembro La Josefina, Fernández *et al.* ,1996) y en algunos cuerpos vetiformes cercanos al mismo.

La argilización es un tipo de alteración también bastante extendida, que conforma distintas asociaciones minerales: caolinita-illita en el subsinter, illita-cuarzo-calcita y/o cuarzo-illita-dickita en las estructuras vetiformes de los sectores central y sur del prospecto.

Tessone y Etcheverry (1998) reconocen en La Josefina alteración de tipo precoz, que hacen extensiva a otros depósitos epitermales del Macizo del Deseado, anterior a la depositación de los metales preciosos, representada por silicificación, piritización, propilitización y posiblemente caolinización. Las alteraciones que son coetáneas con la mineralización están caracterizadas por cuarzo-illita-sericita, ligadas a soluciones hidrotermales con una componente magmática significativa. La asociación illita-sericita se habría formado por alteración de feldespatos de rocas hospedantes por soluciones ligeramente ácidas. Algunas alteraciones observadas en el área serían postmineralización, dando lugar a minerales como plumbogumita y jarosita.

Mineralogía

Los minerales primarios identificados han sido oro nativo, electrum, galena, esfalerita, calcopirita, tetraedrita y pirita. El contenido en sulfuros en los niveles superficiales del depósito es bajo.

El oro se ha reconocido (Del Blanco *et al.*, 1994; Echavarría *et al.*, 1996; Schalamuk *et al.*, 1998) constituyendo agregados irregulares a escamosos, con tamaños comprendidos entre 5 y 300 μ, pudiendo llegar a 2 mm, distribuidos en cuarzo sacaroide, o diseminado en microfisuras y boxworks asociado a las limonitas. Es frecuente que posea zonación, con coloraciones amarillentas más intensas hacia los bordes, que tienen mayor pureza. Se supone que parte del oro pudo estar incluido en la pirita, que al oxidarse ha liberado al metal noble y permitido su removilización. El electrum aparece en granos alotriomorfos, alojados en el cuarzo grueso, con tamaños que oscilan entre los 20 y 50 micrones. Su abundancia es mayor en los sectores central y norte del prospecto. Análisis por microsonda electrónica (Schalamuk *et al.*, 1998) indican una composición promedio de 80,56% de Au y 18,49% de Ag, con trazas de Bi, Te y As. Para el electrum, se determinó una composición que varía entre 48-60% de Au y 40-52% de Ag.

Entre los sulfuros es pirita el más difundido, en las mismas estructuras mineralizadas y en los hastiales, hasta una distancia de no más de 4 m, en granos de algunos milímetros hasta 2 centímetros. Posiblemente existan dos generaciones, una precoz, de mayor tamaño de grano, probablemente portadora de metales preciosos, y otra de grano fino (20-30 μ), tardía, asociada a cuarzo sacaroide.

Entre los sulfuros de metales base predomina galena, en granos de hasta 4-5 mm vinculada al cuarzo de grano grueso, a menudo con inclusiones mecánicas de otros sulfuros. Calcopirita, al igual que galena, es claramente más abundante en el sector centro-norte; se la reconoce como granos alotriomorfos dentro de cuarzo sacaroide, cuyo tamaño queda comprendido entre 50 y 100 micrones. La esfalerita, cuyas dimensiones son similares a calcopirita, es más abundante en los sectores central y sur del prospecto, frecuentemente asociada a la presencia de galena. La tetraedrita, mucho más escasa, sólo fue identificada en el sector sur, a modo de pequeñas inclusiones dentro de esfalerita, de no más de 15-20 μ, estando vinculada a altos tenores en plata. Se registran, por último, exiguas cantidades de marcasita.

Los microanálisis realizados indican, para galena, reemplazos de Se por S en la estructura cristalina (hasta 0,03%), con valores significativos en Ag de hasta 0,18%, Cu (hasta 0,08%) y Au (hasta 0,5%). Para la esfalerita, se determinaron contenidos de 0,18% en Fe, 0,09% en Cd y vestigios de Ag; por último, para la calcopirita se determinaron contenidos minoritarios de Au (hasta 0,04% en peso) con trazas de Ag, Pb, Se y Te.

Entre los minerales secundarios se hace mención (Del Blanco *et al.*, 1994; Schalamuk *et al.* ,1998) a algunos sulfuros supergénicos especialmente covelina y subordinadamente calcosina, sustituyendo a los sulfuros de metales base, en particular galena y calcopirita a través de un reemplazo de tipo centrípeto, constituyendo texturas en atolón. Puntualmente se indica la existencia de argentita, conformando costras sobre esfalerita y galena.

Como fases oxidadas se ha identificado cerusita-anglesita y fundamentalmente hidróxidos de hierro (limonitas), constituyendo boxworks sobre los cristales de pirita de primera generación, asociados a la fina laminación silícea del sinter o bien conformando stockworks, estos últimos estériles en metales preciosos.

El mineral de ganga más abundante es el cuarzo, el que se presenta en varias generaciones; la más abundante es un cuarzo sacaroide, blanquecino, que conforma la mayor parte de las estructuras mineralizadas y posiblemente acompañando a la pirita de primera generación. El tamaño de grano es milimétrico a submilimétrico.

La segunda generación aparece bajo la forma de cuarzo de grano medio a grueso, a menudo traslúcido, que eventualmente llega a conformar texturas en peine, en varias de las estructuras mayores. La tercer generación, tardía, está compuesta por sílice microcristalina (calcedonia) de tonalidad blanquecina a amarillenta, o bien como ópalo. En el sector sur, donde predomina el desarrollo de fajas de venillas, es el constituyente principal de las estructuras mineralizadas, donde aparece con tonalidades rojizas, por presencia de óxidos de hierro, o bien con coloración verde. Datos de microgeotermometría obtenidos recientemente proponen esta secuencia (Fuzikawa *et al.*, 1998).

En el sinter se identificó sílice microcristalina (calcedonia) donde la laminación se produce por la alternancia de capas con inclusiones de materiales opacos (limonitas), con otras libres de ellos, o bien por su distinta granulometría. Normalmente exhiben cierto grado de ondulación, ocasionalmente con granos de pirita, clastos líticos y trizas de vidrio recristalizadas a calcedonia. También se indica (Echeveste *et al.*, 1995) la existencia de delgados y discontinuos niveles de carbonatos intercalados en las láminas de sílice. Aquellos sectores que han sufrido brechamiento se encuentran cementados por guías de cuarzo transparente, con texturas en peine.

Otro mineral de ganga es la baritina, la cual aparece en dos formas: como grandes cristales espáticos de tonalidad blanco verdosa, que constituye venas monominerales en el sector centro occidental del depósito, o bien coexistiendo con el cuarzo, y en parte siendo reemplazada por la sílice de grano fino de última generación, en la zona norte.

En algunos sectores del prospecto se han determinado reemplazos seudomórficos de ópalo sobre un mineral de hábito tabular, baritina, que podría representar una generación precoz de baritina (Echavarría *et al.*, 1996) o bien de carbonatos (*platy calcite*). Estudios recientes (Fuzikawa *et al.*, 1998) indicarían más plausible la segunda hipótesis.

Un mineral de ganga muy abundante en algunas estructuras del sector central y septentrional del prospecto es la hematita, que se dispone en concentraciones irregulares, de algunos centímetros de diámetro, constituidas por cristales aciculares fibroradiados, asociadas a boxworks de pirita y metales preciosos.

Otro mineral de ganga muy importante, dadas las implicancias genéticas que acarrea su presencia, es la adularia, que aparece como una especie claramente precoz, con dos aspectos distintos: algunos cristales parcialmente reemplazados por cuarzo, de formas irregulares, directamente en contacto con la roca de caja y vinculado a procesos de sericitización; este mineral puede ser equivalente a lo que Ametrano y Echeveste (1996) reconocen como variedad tabular, depositado previamente a los metales preciosos. La otra variedad, con tamaños de grano inferiores a los 500 μ, euedral, de secciones rómbicas, no presenta alteración y coexiste con la depositación del cuarzo sacaroide.

Inclusiones fluidas

Estudios realizados por Fuzikawa *et al.* (1998) sobre las distintas pulsaciones mineralizantes del área La Josefina indican que los cristales precoces de cuarzo se formaron a partir de fluidos en ebullición a temperaturas cercanas a los 275º C, acuosos y de baja salinidad , con menos de 1% en peso de NaCl. Los pulsos posteriores de silicificación dieron lugar a la formación de cuarzo entre 260 y 200º C, tanto en los cuerpos vetiformes como en los sectores de alteración más intensa (subsinter).

Posteriormente se consigna una circulación de fluidos tardíos a través de microfisuras que favoreció la generación de inclusiones fluidas secundarias, donde el carácter de los fluidos fue más salino (5% en peso de NaCl) y las temperaturas de unos 260ºC. El carácter de salinidad se mantuvo durante la precipitación de la baritina, presentándose un descenso de la temperatura hasta unos 150º C.

El último pulso mineralizante que dio lugar a la formación de sílice microcristalina y de cristales de cuarzo que tapizan geodas y drusas aconteció a temperaturas inferiores a los 100ºC.

Estudios geocronológicos, isotópicos, geoquímica

Se han efectuado estudios en relación a la concentración y distribución de elementos traza en el sinter silíceo del prospecto La Josefina, donde se evidencian concentraciones anómalas de metales preciosos (Echeveste *et al.*, 1995) similares a las obtenidas en otros sinter de formación reciente (ej. Waiotapu, Nueva Zelanda). Se registran asimismo elevadas concentraciones de elementos tales como As y Sb, también en consonancia con valores de otros cuerpos silíceos laminados de génesis semejante.

Son elevados los contenidos de metales base (Cu, Pb y Zn) en comparación con otros sinter, tanto actuales como antiguos, indicando un carácter geoquímico algo diferente.

Concentraciones menores a las normales se han encontrado para talio y mercurio, lo cual indicaría su escasez en este sistema epitermal, a diferencia de otros depósitos geotermales más recientes.

La distribución por niveles de estos elementos traza apoya la idea de un precipitado primario de sílice, más que un proceso de reemplazo, a partir de surgentes termales tipo *hot spring*, en un cuerpo de agua poco profundo, con ocasional caída de cenizas que fueron parcial o totalmente reemplazadas por sílice.

Para el área del distrito La Josefina se han efectuado numerosas dataciones radimétricas tanto sobre la roca de caja como sobre los minerales de ganga y producto de alteración hidrotermal.

Arribas Jr. *et al.* (1996) realizaron dataciones por el método K/Ar sobre biotitas de las diferentes litologías de la Formación Chon Aike reconocidas en el área. Las edades obtenidas fluctúan entre los 153,2±3,6 y 148,8±3,6 Ma, para ignimbritas pumíceas de la base del miembro Piedra Labrada y los domos riolíticos, respectivamente, con lo cual se confirma que el evento lávico sería póstumo, y el lapso transcurrido para la generación del evento efusivo varió entre 1 y 4 millones de años. A su vez, la edad del evento efusivo se corresponde muy bien con dataciones de otras contribuciones científicas, como la de Fernández *et al.* (1999) quienes determinan una edad de 150 ± 4 Ma, por Rb/Sr para los eventos volcánicos póstumos. Se registra para la mineralización y alteración hidrotermal una edad de 156 ± 2 Ma, lo cual es coherente teniendo en cuenta el error analítico; asimismo se indica una relación de coetaneidad entre los procesos efusivos y la mineralización epiterm*al.*

La relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las baritinas, por su parte, (0,707052) es muy similar a la roca de caja de la Formación Chon Aike, lo cual indica una fuerte interacción de los fluidos con ella, de modo tal que el Sr y probablemente el Au, provienen de esta fuente.

MODELO GENÉTICO

El depósito de La Josefina corresponde a la tipología de yacimientos epitermales de baja sulfuración (Hedenquist, 1987, White y Hedenquist, 1990) o del tipo adularia-sericita (Heald *et al.*, 1987), relacionada a sistemas geotermales tipo *hot spring*, de los cuales se preservan aún sectores superficiales. En esos sectores se ha producido el escape de fluidos hidrotermales, con brechamiento y depositación de materiales silíceos en ambientes lagunares (sinter). Estos procesos están asociados a ambientes volcánicos de prolongada actividad.

La fuente de calor necesaria para poner en marcha el sistema serían los cuerpos intrusivos subvolcánicos, de composición intermedia a ácida, presentes al noroeste de la estancia La Josefina, (Miembro La Josefina de la Formación Chon Aike). La acción de estos focos calientes habría dado lugar a la circulación de fluidos hidrotermales que tendrían una componente de aguas meteóricas, tal como lo indican los datos de salinidad de inclusiones fluidas (Fuzikawa *et al.*, 1998).

La circulación de los fluidos hidrotermales se produjo a través de los innumerables planos de fracturas, que facilitó la generación de venillas, stockworks y en menor medidas vetas, de composición silícea con metales preciosos. Procesos de oxidación posteriores con removilización de los sulfuros y del oro nativo, produjeron clavos o bonanzas de Au de hasta aproximadamente 93 g/t (Del Blanco *et al.* 1994).

El lapso transcurrido entre el comienzo de los eventos volcánico-piroclásticos de la Formación Chon Aike y el emplazamiento de la mineralización epitermal se estima en unos 4 a 5 millones de años. Esta aseveración está apoyada por las determinaciones realizadas por Arribas Jr. *et al.* (1996) y Fernández *et al.* (1999).

Dentro de los depósitos epitermales de baja sulfuración o del tipo adularia-sericita, la mineralización de La Josefina correspondería al subtipo definido por Sillitoe (1993) con las siguientes características: asociación de los depósitos minerales con rocas subalcalinas, riolitas, contenidos en sulfuros menores al 5% (principalmente pirita, esfalerita y galena), alteración sericítica o illítica con adularia, contenido de metales base menor a 0,1% y genéticamente relacionados a complejos de flujos de domos en ambientes tectónicamente extensionales.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S. y H. Echeveste, 1996. La adularia del distrito aurífero Manantial espejo, provincia de Santa Cruz. Su interpretación metalogénica. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas,* 5: 49-54. La Plata.

Archangelsky, S., 1958. Estudio geológico y paleontológico del Bajo La Leona (Santa Cruz), Argentina. *Acta Geológica Lilloana,* 2: 5-133. San Miguel de Tucumán.

Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Museo de La Plata Revista (nueva serie) 5, Paleontología,* 32.

Arribas Jr., A., I. B. Schalamuk, R. E. de Barrio, R. Fernández y T. Itaya, 1996. Edades radimétricas de las mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *39º Congresso Brasileiro de Geología,* 7: 254-257. Salvador, Bahía.

Arrondo, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Museo de La Plata, Revista, 7, Paleontología,* 43: 1-194.

Del Blanco, M., L. Echavarría, H. Echeveste, R. Etcheverry, M. Tessone y R. Mondelo, 1994. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Argentina. *Encuentro Internacional de Minería, Actas*: 93-99.

Di Persia, C. A., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). *1º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 65-68. Buenos Aires.

Di Persia, C. A., 1965. Presencia de sedimentos triásicos en el Ambiente del Deseado. *2º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 2: 147-154.

Echavarría, L., R. Etcheverry, H. Echeveste, M. Del Blanco, M. Tessone, R. Mondelo y D. Pérez, 1996. Características geológicas del depósito epitermal "La Josefina", Santa Cruz, Argentina. *Universidad Nacional de la Patagonia Austral, Revista Espacios,* 1 (5): 27-33.

Echeveste, H., L. Echavarría y M. Tessone, 1995. Prospecto aurífero "La Josefina", un sistema hidrotermal tipo hot spring, Santa Cruz, Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 223-233.

Fernández, R. R., H. Echeveste, L. Echavarría e I. Schalamuk, 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área de La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 41-54.

Fernández, R., H. Echeveste, C. Tassinari e I. Schalamuk, 1999. Rb-Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentina. *2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica,* Carlos Paz, Córdoba. En prensa.

Fuzikawa, K., J. Ríos, J. Vieira Alves, I. Schalamuk, M. Del Blanco, R. de Barrio, H. Echeveste y M. Silvia Dantas, 1998. Fluid Inclusion Studies in La Josefina Au district, Macizo del Deseado, Argentina. *40º Congresso Brasileiro de Geología, B. Horizonte, Anais:* 168.

Heald, P., N. Foley y D. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology,* 82: 1-26.

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-pacific basin. en: M. K. Horn (Ed.), Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. *American Association of Petroleum Geologists:* 513-524.

INREMI, 1996. Informe geológico-minero del área de reserva La Josefina (Fomicruz S.E.), provincia de Santa Cruz. Informe inédito, pgs 101. *Fomicruz S.E.-INREMI (UNLP).* Río Gallegos-La Plata.

Lesta, P. y R. Ferello, 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Leanza, A. F. (Ed), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 601-653. Córdoba.

Panza, J., 1982. Descripción geológica de las hojas 53d, Gobernador Moyano y 54e, Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería,* inédito.

Rolando, A. P. y R. Fernández, 1996. Alteración hidrotermal del sector nor-oriental del Prospecto epitermal La Josefina, Santa Cruz. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas:* 209-216.

Schalamuk, I., M. Del Blanco, R. de Barrio, R. Etcheverry, D. Marchionni y M. Tessone, 1998. Características mineralógicas de la paragénesis epitermal del Prospecto La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia,* (UNS, Bahía Blanca): 259-266.

Sillitoe, R. H., 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. En Kirkham, R.V., Sinclair, W.D. Thorpe, R. y Duke, J.M. (Eds.), *Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada, Special Paper* 40: 403-417.

Stipanicic, P. y A. Reig, 1957. El Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana,* 1: 185-297. San Miguel de Tucumán.

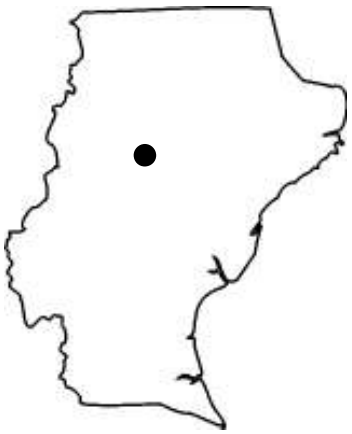
Tessone, M. y R. Etcheverry, 1998. Alteraciones hidrotermales asociadas a algunos prospectos epitermales del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia,* (UNS, Bahía Blanca): 267-274.

Uliana, M., K. Biddle, D. Phelps y D. Gust, 1985. Significado del volcanismo, y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40: 231-253.

Viera, R. y M. Márquez, 1975. Informe geológico preliminar-mosaico 4769-III-d5. proyecto 19 NF-La Josefina. *Servicio Minero Nacional,* inédito.

White, N. C. y J. Hedenquist, 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration,* 36: 445-474.

Schalamuk, I., H. Echeveste, R. Etcheverry y S. Ametrano, 1999. Prospecto Manantial Espejo, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1211-1217, Buenos Aires.



PROSPECTO MANANTIAL ESPEJO, SANTA CRUZ

Isidoro Schalamuk[1], Horacio Echeveste[2], Ricardo Etcheverry[1] y Silvia Ametrano[3]

INTRODUCCIÓN

El Macizo del Deseado es una de las zonas de nuestro país en la que se ha desarrollado, en los últimos años, una intensa actividad minera a raíz del descubrimiento de amplios campos filonianos, integrados fundamentalmente por cuarzo auroargentífero y en menor proporción sulfuros de metales de base. Estos depósitos de tipo epitermal se han generado como rellenos multiepisódicos de fracturas tensionales en volcanitas jurásicas. Manantial Espejo es un importante prospecto, que puede calificarse por sus reservas y contenidos como un futuro yacimiento de Au-Ag.

Ubicación

El sector mineralizado de Manantial Espejo se localiza a unos 10 km al norte de la estancia homónima, departamento Magallanes, a unos 100 km al sudoeste del yacimiento Cerro Vanguardia y a unos 50 km al este-noreste de la población de Gobernador Gregores, entre los 69°24' y 69°45' de longitud oeste y los 48°45' y 48°49' de latitud sur, en el límite sur del Macizo del Deseado.

Leyes y reservas

De acuerdo a Dubé (1997) las reservas y recursos estimados, en todas las categorías, ascienden a 7.900 millones de toneladas con leyes de 191 g/t de Ag y 2,87 g/t de Au y una relación de Au:Ag de 1:55. Las reservas y recursos estimados indican entonces la probable existencia de 88,6 millones de onzas equivalentes de Ag en las vetas María, Concepción, Candelaria y Korina-Unión. La veta María es la estructura mineralizada más importante, registra más de 1.000 m de longitud, con 17 m de espesor máximo y una profundidad comprobada superior a 200 metros.

En la veta María, según Dubé (1997), los segmentos de 130° muestran un bandeado con texturas coloformes y altos contenidos en oro; las secciones de 110-115° registran mayormente cuarzo masivo y escasas texturas coloformes, con contenidos mayores de plata respecto a oro en relación al segmento 130° y mayores valores en arsénico. Se reconocen varios clavos ricos en Au-Ag, con posiciones preferentemente verticales, vinculados a procesos de cizallamiento. Se señala que la veta María presenta una relación Ag/Au [3] 40/1, por lo que se puede considerar como un depósito de plata-oro.

HISTORIA DEL DISTRITO

Trabajos de investigación geológico-mineros, realizados a partir de la década del ‘80, por el Plan Patagonia Comahue (Secretaría de Minería de la Nación), y posteriormente por empresas mineras y el Instituto de Recursos Minerales (INREMI), entre otros, han contribuido a un mejor conocimiento geológico-metalogénico de la región y al descubrimiento de importantes prospectos y/o depósitos auroargentíferos. El descubrimiento (Genini, 1988) y la posterior exploración y puesta en explotación del yacimiento Cerro Vanguardia representan el ejemplo más auspicioso de un numeroso conjunto de áreas mineralizadas con metales preciosos, asociados a un evento geológico de gran importancia y extensión, representado por el volcanismo jurásico (Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde). Ade-

[1] CONICET. Universidad Nacional de La Plata.

2 Universidad Nacional de La Plata, CICBA.

3 Universidad Nacional de La Plata.



Figura 1. Mapa geológico del distrito Manantial Espejo.

más de Cerro Vanguardia, yacimiento en explotación por la empresa Cerro Vanguardia S.A., se deben citar, como importantes, otros depósitos y prospectos auroargentíferos, tales como Manantial Espejo, La Josefina, El Dorado, La Manchuria y otros, que se encuentran en diferentes etapas de exploración.

Descubrimiento y tareas de exploración

El depósito Manantial Espejo fue inicialmente explorado por la empresa Saint Joe entre los años 1988-1990 y luego por Lac Minerals entre 1991-1994. Posteriormente Barrick Gold Corporation desarrolló una amplia exploración con ejecuciones de trincheras y perforaciones atestigadas y de aire reverso. A partir de 1997, pasó a manos de Triton Mining Corporation que realizó una evaluación de factibilidad económica y recientemente, a finales de 1998, se hizo cargo del emprendimiento la firma Silver Standard Resources. Esta empresa, sobre la base de la exploración realizada, que contabiliza más de 16.000 m de perforaciones, estimó las reservas y recursos citados precedentemente.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Macizo del Deseado o Nesocratón del Deseado (Harrington, 1962, De Giusto *et al.*, 1980) cubre gran parte de la provincia de Santa Cruz. Las características más salientes de esta región morfoestructural son su persistencia como área subpositiva y estable y una composición litológica dominada por un episodio piroclástico-efusivo del Jurásico medio-superior, que produjo un extenso *plateau* ignimbrítico.

A partir del Jurásico medio se desarrolla el acontecimiento geológico más importante al sur del río Deseado, que tendría su comienzo con basandesitas, andesitas y aglomerados volcánicos que representan la Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972), continuando con un intenso episodio efusivo-piroclástico de tipo ácido; estas rocas volcánicas constituyen el Grupo Bahía Laura (Stipanicic y Reig, 1957). El grupo está compuesto por dos formaciones que se interdigitan, una integrada mayoritariamente por ignimbritas, lavas riolíticas subordinadas y escasas tobas ácidas, Formación Chon Aike (Stipanicic y Reig, 1957, Archangelsky, 1967) y otra, eminentemente tobácea, Formación La Matilde (Archangelsky, 1967).

El régimen traccional responsable de la efusión de las rocas del Grupo Bahía Laura culminó con la apertura del oceáno Atlántico (Uliana *et al.*, 1985), y produjo, durante el Cretácico, la evolución de pequeñas cuencas cerradas en las que se depositaron los sedimentos de origen continental que apoyan en clara discordancia erosiva sobre el Grupo Bahía Laura (Hechem y Homovc, 1985).

Durante todo el Terciario y hasta el Holoceno tuvo lugar, en forma intermitente, la efusión de basaltos, intercalados con sedimentos marinos y continentales.

La vinculación temporal y genética de algunos distritos epitermales auríferos del Macizo del Deseado y las rocas jurásicas del Grupo Bahía Laura ha sido puesta de manifiesto a partir de los trabajos de Schalamuk *et al.* (1995-a y 1997), Arribas *et al.* (1996), Tessone *et al.* (1996), Echavarría (1997) y Fernández *et al.* (1999).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El área presenta un paisaje de suaves lomadas, con una red de drenaje bien desarrollada y bajos endorreicos de origen eólico. Las principales unidades geológicas aflorantes en la misma, mostradas en la figura 1, son las Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde.

Litología

La Formación Bajo Pobre está compuesta por volcanitas basandesíticas dispuestas en el sector centro-occidental de la comarca. Estas rocas afloran en suaves elevaciones, con formas de erosión redondeadas. Son rocas de color morado oscuro a negro en fractura fresca, con textura porfírica, dada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz de plagioclasa, piroxeno y opacos (magnetita), con fluidalidad algo marcada. En general se presentan alteradas y frecuentemente están afectadas por diaclasas manchadas de óxidos de hierro.

Análisis químicos por elementos mayores y trazas indican que son rocas de medio a alto potasio, con contenidos en sílice entre 59 y 61,5 %, correspondiendo, según el cuadro clasificatorio TAS a andesitas y traquiandesitas con afinidad calcoalcalina. De acuerdo a Panza (1995) el ambiente de depositación correspondería a erupciones de tipo fisural, del tipo de extensos campos de basaltos.

Por encima de estas rocas básicas se localiza el Grupo Bahía Laura, representado por sus dos formaciones, Chon Aike y La Matilde. La primera está integrada principalmente por ignimbritas de composición riolítica, asociadas con tobas, tufitas y bancos de aglomerados piroclásticos. Esta unidad presenta una amplia distribución areal en la

región estudiada, y la mayoría de las estructuras mineralizadas se alojan en esta Formación (Schalamuk *et al.*, 1994). Los afloramientos son masivos, de colores rosados a rojizos y, en general, están conformados por una roca homogénea de textura porfírica con fenocristales de cuarzo con engolfamientos, sanidina en individuos en general límpidos, plagioclasa parcialmente alterada a sericita y vidrio. La pasta, microfelsítica y en parte axiolítica, está compuesta por una masa cuarzo-feldespática de grano fino y otros individuos radiados producto de desvitrificación.

En el sector próximo al bajo de la Laguna aflora un cuerpo dómico de pequeñas dimensiones y fluidalidad manifiesta. Se relevó una brecha, que rodea a este bajo, compuesta por clastos subredondeados de roca muy alterada.

Tanto las ignimbritas como el cuerpo dómico corresponden geoquímicamente a riolitas, con contenidos de sílice de hasta 79 %, y al igual que la rocas de la Formación Bajo Pobre, altos tenores de potasio (de 6,5 a 9,5 %).

En el área situada al sursuroeste de la veta María y en la parte centro-oriental de la comarca, suprayacen a las formaciones anteriores bancos interestratificados de tobas finas con niveles silíceos de *sinter* pertenecientes a la Formación La Matilde. Estos depósitos están cubiertos en parte por aglomerados volcánicos. En algunos sectores, estas rocas están fuertemente silicificadas. Esta unidad presumiblemente pertenece a la misma edad que la anterior, ya que se la interpreta como una variación lateral correspondiente a facies distales.

En el extremo sur de la zona estudiada afloran, en forma muy subordinada, sedimentos marinos de la Formación Patagonia (Zambrano y Urien, 1970) del Oligoceno superior. En niveles topográficos más bajos se localizan depósitos modernos.

Estructura

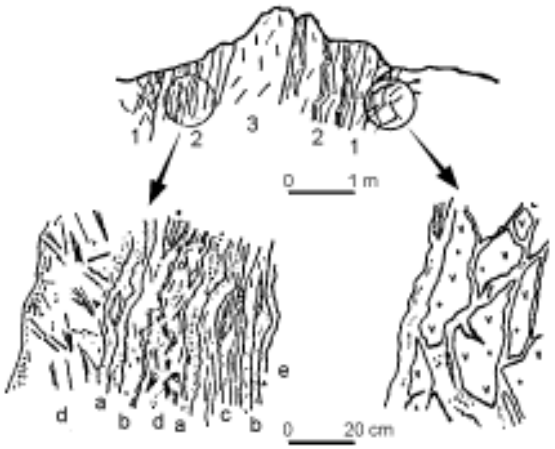
La estructura del distrito es sencilla, siendo el fallamiento el rasgo dominante. La mayoría de ellas son fallas directas producto de una tectónica distensiva acaecida a fines del Jurásico que producen el estructuramiento en bloques. Este rasgo es característico del Macizo del Deseado y se considera producto de la reactivación de fracturas regmáticas del basamento.

Las vetas de Manantial Espejo en su mayoría están próximas a la dirección principal del sistema Bajo Grande, que aunque no está claramente delimitado en el tiempo, habría comenzado a fines del Jurásico (fase Araucánica), extendiéndose hasta el Cretácico inferior.

Según Panza *et al.* (1997), estas direcciones principales habrían actuado, en algún momento de la historia geológica del área, como zonas de alivio tensional, controlando el emplazamiento de los filones de cuarzo correspondientes a los episodios póstumos del ciclo efusivo jurásico.

Morfología

La mineralización auroargentífera se presenta a modo de: vetas de cuarzo con oro nativo, electrum y escasos sulfuros y sulfosales; *stockworks*; cuerpos silicificados y de reemplazo asociados a brechas y a sectores con estructuras finamente laminadas (*sinter* silíceo ?).



1- Stockwork, 2- Cuarzo bandeado, 3- Cuarzo masivo
a- Cuarzo grisáceo de grano fino
b- Cuarzo blanco grisáceo con finas bandas de adularia rosadas a amarillentas.
C- Bandas finas de cuarzo, grises y amarillentas
d- Cuarzo blanco grisáceo de grano grueso con estructuras de reemplazo de baritina
e- Geodas y drusas con cuarzo en peine

Figura 2. Bosquejo de las distintas ocurrencias del cuarzo en vetas.

El conjunto de fracturas oestenoroeste controla la disposición general de las estructuras mineralizadas. Las vetas, que suman varios kilómetros de corrida, poseen potencias variables (algunos decímetros hasta varios metros), y sobresalen en el terreno debido a erosión diferencial, alcanzando longitudes individuales de centenares de metros (con interrupciones) y han sido reconocidas hasta profundidades de 200 metros. Se disponen en un sistema de rumbo principal entre 90º y 110º y otros dos con valores próximos a 70º y 160º, e inclinaciones entre 50º y 80ºS. Presentan típicas estructuras bandeadas, coloformes y masivas. En la figura 2 se observa un bosquejo de las distintas ocurrencias del cuarzo en vetas. Son frecuentes las texturas de reemplazo de minerales de hábito tabular (baritina y calcita) y fibrosos (truscotita) por cuarzo. En los filones también se reconocen espacios abiertos, geodas y drusas, que se combinan con la sílice y conforman otras texturas y estructuras menos habituales. En la veta María, según Dubé (1997), se registran alternancias de segmentos con orientaciones preferenciales de 130° y 110-115°.

Los *stockworks* se presentan acompañando las zonas de contacto de las vetas con la roca de caja o bien en forma aislada cubriendo áreas de 30 a 40 m de ancho por 200 m de largo (como por ejemplo el *stockwork* María). Consisten en una serie de venillas de unos pocos milímetros hasta 20-30 cm de espesor; si bien a veces se entrecruzan, generalmente se disponen en forma más o menos paralela a la dirección N90°-100° e inclinaciones variables al sur. Se em-

plazan en la toba de flujo riolítica, y entre las venas suele existir una separación de unos pocos milímetros a algunos decímetros de roca. Esta se halla comúnmente silicificada y alterada a minerales de arcillas. Estas venillas están compuestas por cuarzo sacaroide, blanquecino y homogéneo. Es común la presencia de espacios, en la parte central de las venillas, con cristales idiomorfos de cuarzo.

A unos 3 km al noreste del sector de la veta María aflora un manto de aglomerado volcánico silicificado que cubre un área de aproximadamente 230 hectáreas. Dentro de este manto de posición subhorizontal, sobresalen varios crestones (de entre 5 y 10 m de altura) alineados en dirección estenoreste e inclinación al sur, compuestos por una brecha integrada por clastos subredondeados a angulosos de sílice opalina (cuarzo, tridimita de baja temperatura y ópalo) cementados por una matriz rojiza de ópalo con abundantes granos de opacos, posiblemente óxidos de hierro. Lateralmente pasa a una variedad más fresca donde se reconoce la composición original de los clastos: riolita y trozos de brecha, en una matriz cuarzosa y un material ferruginoso muy fino. En base a algunas muestras preliminares, obtenidas por los autores de este trabajo, los sectores anómalos en oro estarían limitados a los cuerpos de material brechoso.

Alteración hidrotermal

Los procesos de alteración se encuentran circunscriptos preferentemente en torno a las estructuras mineralizadas. La excepción la constituye la silicificación, la cual se encuentra en distintas áreas del yacimiento representada por cuarzo, tridimita, cristobalita, calcedonia y ópalo. Esa silicificación, que se desarrolla a partir del contacto con las vetas cuarcíferas, se caracteriza por la incorporación de cuarzo como venillas reemplazando a la base de grano fino de las rocas encajantes.

La sericitización y argilización (illita-caolinita) se restringe especialmente a las zonas con estructuras mineralizadas, en fajas que contienen a las mismas, pasando transicionalmente a la alteración propilítica. Los fenocristales de plagioclasa aún conservan su individualidad; se encuentran parcialmente alteradas a sericita a partir de fracturas y planos de maclas; son frecuentes los parches de sericita y también los crecimientos esferulíticos. La presencia de caolinización es esporádica, sólo raramente como finas venillas que reemplazan a feldespato potásico.

Se observa adularización en torno de las estructuras vetiformes. Este feldespato alcalino se desarrolla sobre las plagioclasas en individuos euhedrales a anhedrales. Tal como se señala en otro apartado la adularización es también común en las zonas centrales de las estructuras mineralizadas.

La cloritización (propilitización) se halla en halos difusos donde se preserva totalmente la textura original, dado que la alteración se encuentra restringida parcialmente a los fenocristales; se desarrolla preferentemente en zonas contiguas a las fajas sericitizadas.

Mineralogía

Los estudios realizados han permitido definir una asociación mineralógica compuesta esencialmente por metales preciosos acompañados por pirita, pequeños contenidos de sulfuros de metales de base y sulfosales, en ganga de cuarzo fundamentalmente (Etcheverry *et al.*, 1997).

Entre los minerales metálicos primarios se identificaron: oro, electrum, galena, esfalerita, pirita, calcopirita, arsenopirita, tetraedrita, pirargirita, freibergita, stromeyerita, uytenbogaardtita y argentita.

El oro se presenta diseminado y en pequeñas fisuras, especialmente en cuarzo gris (de las últimas generaciones) y suele alojarse en boxworks de pirita. Se lo observa en granos irregulares, en escamas, con formas arborescentes, y, también en granos subredondeados, frecuentemente con marcada zonación, de tonos amarillos más intensos hacia los bordes, que se corresponde con un mayor grado de pureza. Las determinaciones puntuales con microsonda electrónica indican contenidos de oro más elevado en los bordes de grano (hasta 99% de Au), mientras en las porciones centrales e intermedias se incrementa el contenido de plata. Esta zonación parece deberse a un enriquecimiento en oro a partir de la removilización de la plata por procesos secundarios que daría lugar a la formación de acantita (SAg_2) por procesos supergénicos. El tamaño de los individuos de oro, es muy variable, oscilando normalmente entre 5 y 250 mm, si bien son más frecuentes los tamaños de 70 a 125 micrones.

El electrum es bastante frecuente en granos alotriomorfos y también en individuos subredondeados, es común observarlos asociados a granos de oro de gran pureza alojados en cuarzo y en *boxworks* de pirita, sus tamaños oscilan entre 50 y 150 micrones.

El contenido de los sulfuros se incrementa en profundidad (veta María). Sin embargo, ese incremento no es significativo. Las mayores concentraciones de galena y esfalerita identificadas en superficie se observaron en la veta La Flecha, estructura localizada en la porción sureste del yacimiento.

La pirita es el sulfuro más abundante, en gran parte oxidado y transformado parcialmente en limonita. Se presenta en todos los sectores mineralizados. En algunos individuos se identifican pequeñas inclusiones de oro y raramente de argentita y calcopirita.

La esfalerita como relleno de cavidades se encuentra asociada a galena; ambas se presentan diseminadas y en venillas incluidas en cuarzo de las últimas generaciones. Presenta inclusiones de calcopirita en forma de gotas, frecuentemente alineadas paralelamente a direcciones cristalográficas o a los límites de granos. También suele registrar raramente inclusiones de oro nativo.

La galena se encuentra en masas irregulares y muestra pequeñas inclusiones de pirargirita, polibasita, freibergita y stromeyerita. Estas sulfosales también se presentan en pequeñas venillas, rellenando fisuras en cuarzo.

La calcopirita se halla en escasa proporción en venillas, asociada a tetraedrita y esfalerita. La arsenopirita es

escasa; está diseminada en cuarzo, en cristales pequeños idiomorfos.

La argentita se halla en pequeños individuos irregulares, diseminada en cuarzo gris, asociada a oro, electrum y limonitas y, también, en venillas junto a tetraedrita. También se identificó uytenbogaardtita (Ag_3AuS_2) en pequeños individuos irregulares de 50 a 100 µm, asociado a acantita y en ocasiones a pirita y calcopirita. Magnetita y hematita son otros de los minerales primarios reconocidos en el depósito.

Las especies supergénicas reconocidas son : covelina, calcosina y acantita, y entre los de oxidación, abundante limonita (esencialmente producto de oxidación de pirita) y óxidos de cobre (especialmente malaquita). En general la presencia de *boxworks* es escasa; sin embargo en el filón Flecha son comunes, reconociéndose limonitas, hematita especular y óxidos de manganeso de hábito botroidal como minerales asociados.

Los minerales transparentes, que constituyen la ganga, están representados por las distintas variedades de sílice (cuarzo, calcedonia, amatista y ópalo), que conforman la mayor parte de las estructuras, así como baritina y calcita, ambas reemplazadas por cuarzo y adularia.

Ametrano y Echeveste (1996) realizaron una caracterización de la adularia de la veta María, diferenciando dos variedades, una tabular y otra rómbica, de menor tamaño. El tipo tabular se presenta en individuos de hasta 2 mm, asociada y constituyendo capas con la sílice. Posee coloración rosada y microscópicamente desarrolla una incipiente alteración sericítica. La otra variedad aparece en granos idiomorfos aislados (típicas secciones rómbicas), de hasta 200 micrones. La adularia tabular es la que se forma en primer lugar y se dispone hacia los hastiales de la veta, mientras que la rómbica corresponde a los últimos eventos del sistema termal.

Se ha identificado ocasionalmente un mineral fibrorradiado, en fibras delgadas, en gran parte reemplazadas por sílice que se caracterizó en base a estudios microscópicos y análisis con microsonda electrónica, como truscottita [$Ca_7\ Si_{12}\ O_{29}\ (OH)_4\ H_2\ O$]. Esta fase mineral es una variedad de silicato de calcio hidratado cuya formación es rara, y sólo se menciona para algunos yacimientos epitermales de oro.

La baritina se presenta en algunas venas de la zona, particularmente en el sector occidental de la comarca. Se trata de pequeños filones de rumbo N30°O/ subverticales, con potencias inferiores a 50 cm y emplazados en la Formación Bajo Pobre. Estas vetas son cortadas y reemplazadas parcialmente por otras de dirección este-oeste, rellenas por cuarzo. Asimismo en un sector próximo a la veta Candelaria (estancia La Alianza) también se identificaron reemplazos según calcita.

Estudios isotópicos, geocronología, geoquímica

Las mediciones isótopicas ($\delta^{18}O$) en muestras de cuarzo de Veta María y del *sinter* brechado, indican los siguientes rangos: +8,8 a +12,7 $\delta^{18}O‰$ para el cuarzo de veta y de +18,2 a +19,3 $\delta^{18}O‰$ para las muestras de sílice laminar del sinter de la zona de brecha. Determinaciones en la veta María indicadas por Ríos (com. personal) muestran valores $\delta^{18}O$ de cuarzo con rangos de +10,5 a +15,7; los valores mayores corresponden a cuarzos más jóvenes. Los respectivos cálculos isotópicos de los fluidos, de acuerdo con la ecuación de Friedman y O'Neil (1977), determinan valores entre +0,6 y +2,8.

No se cuenta con datos isotópicos de hidrógeno; sin embargo los valores de $\delta^{18}O$ calculados para el fluido, independientemente del valor de δ D, indican que está alejado de la composición de los fluidos magmáticos y más próximo a una evolución a partir de aguas meteóricas, dado que en el proceso se van enriqueciendo en $\delta^{18}O$ por interacción con las rocas encajantes.

Las muestras de *sinter* arrojan valores en $\delta^{18}O‰$, típicos de ambientes someros y de bajas temperaturas.

En cuanto a los contenidos de $\delta^{34}S$ medidos en sulfuros (esfalerita, galena y pirita) de las vetas María y La Flecha, se registran rangos entre 0,4±0,5 a 4,2±0,5 $\delta^{34}S$.

Se puede inferir en base a las mediciones isotópicas, que el azufre deriva de una fuente magmática, con escasa actividad supergénica.

Arribas *et al.* (1996) efectuaron dataciones de adularia, incipientemente sericitizada y/o caolinizada, de la veta María de Manantial Espejo, obteniendo resultados que van de 142,6±3,5 a 124,8±3,0 millones de años. Esta disparidad en los valores se interpreta también como producto de pérdida de argón radiogénico dada la alteración del feldespato hidrotermal. La interpretación de los resultados confirma una edad jurásica para la mineralización de cuarzo auroargentífero.

Inclusiones fluidas

Los estudios microtermométricos realizados en la veta María fueron llevados a cabo en cuarzo y esfalerita (Schalamuk *et al.*, 1995b; Ríos *et al.*, 1998). Los cristales de cuarzo de primera generación presentes en las paredes son poco frecuentes y no muestran líneas de crecimiento ni inclusiones fluidas primarias; sólo se registran inclusiones de materiales fundidos. Los cristales de cuarzo de las generaciones más jóvenes, que constituyen la estructura principal del filón, son euhedrales con bordes rectos y muestran líneas de crecimiento e inclusiones primarias. Predominan las inclusiones bifásicas (líquido y vapor) y monofásicas (líquido acuoso o vapor de agua) y también más raramente multifásicas. La fase sólida está poco representada.

La esfalerita, en cristales de hasta 2 mm, ocupa espacios libres entre cristales de cuarzo. Las inclusiones fluidas son preponderantemente bifásicas, aunque se constató la presencia de monofásicas (líquidas) y trifásicas.

Los estudios criométricos indican que los fluidos poseían baja salinidad con registros entre 0,35 y 6,54% equivalentes en peso de NaCl. Las temperaturas de homogeneización (Th) en muestras de testigos hasta profundidades de

150 m (Ríos *et al.*, 1998) oscilan entre 180º y 320ºC, con picos principales de 200º, 240º y 275ºC. Estas temperaturas son levemente superiores a las registradas en muestras de superficie, donde la mayor parte de los valores de homogeneización se ubican en el rango de 200º y 270ºC.

La microtermometría indica que las inclusiones fluidas primarias bifásicas de la esfalerita homogeneizan a temperaturas entre 140º y 197ºC (en fase líquida). La fusión final del hielo (Tfh), muestra salinidades altas, con valores máximos equivalentes a 12,28 en peso de NaCl.

Las paleotemperaturas obtenidas en la veta María evidencian que los fluidos (observados en las distintas generaciones de cuarzo) se desplazaron desde el sector centro-oeste del filón hacia el sector este. Se verificó también (Ríos *et al.*, 1998) que el gradiente termal de paleotemperaturas aumenta en profundidad, a razón de 50ºC cada 100-150 metros.

Las determinaciones microtermométricas y las observaciones petrográficas y mineralógicas destacan que hubo varios pulsos de silicificación, que dieron lugar a las características texturas de la veta. Se puede aseverar que durante este proceso la composición del fluido acuo-salino permaneció constante con precipitación sucesiva de minerales de cuarzo a temperaturas progresivamente decrecientes.

El cuerpo de *sinter* brechoide presenta microvetas producto de fluidos de composición semejante a los de la veta María, con temperaturas de homogeneización de 140ºC a 260ºC, predominando un pico de 180ºC y salinidades menores de 6% en peso equivalente en NaCl. El *sinter* laminar muestra escasas inclusiones fluidas, con temperaturas de homogeneización que oscilan entre 80º y 100ºC.

MODELO GENÉTICO

De acuerdo a la información de dataciones absolutas, se plantea que la actividad magmática y la mineralización del área Manantial Espejo tuvieron lugar durante el Jurásico medio a superior. La fracturación de las rocas efusivas-piroclásticas crearon zonas de excelente permeabilidad, lo cual favoreció el desarrollo de circuitos hidrotermales con la formación de concentraciones de metales preciosos (Au-Ag) y escasa proporción de metales base, con las etapas iniciales con altos contenidos de oro respecto a plata (Au>Ag) y etapas tardías con incremento de plata respecto a oro (Ag>Au).

La alteración hidrotermal que afectó a las diferentes litologías de la zona evolucionó en el tiempo, vertical y horizontalmente, predominando la silicificación, sericitización, propilitización y adularización.

La presencia de calcita y adularia, así como las características de algunas texturas peculiares de los minerales del grupo de la sílice y los estudios de inclusiones fluidas, permiten definir cambios geoquímicos del ambiente de precipitación, vinculado a ebullición, que constituye uno de los mecanismos más eficaces en la precipitación de los metales preciosos y elementos traza (Sb, As, Ba) junto a cuarzo y pirita. Se debe atribuir a los complejos sulfurados (HS^-) como principales responsables del transporte del oro, plata, arsénico y antimonio.

La paragénesis mineral identificada, el análisis de los datos isotópicos y las texturas observadas, sumado al registro de temperaturas y salinidad, permiten caracterizar a los fluidos como de origen dominantemente meteórico. En síntesis, se clasifica al área de Manantial Espejo como un típico exponente de un depósito epitermal de baja sulfuración (Hedenquist y Lowenstern, 1994) o adularia-sericita (Heald *et al.*, 1987).

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S. y H. Echeveste, 1996. La adularia del Distrito Aurífero Manantial Espejo. Provincia de Santa Cruz. Argentina. Su interpretación metalogénica. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas, INREMI-UNLP,* 5: 49-54. La Plata.

Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Museo de La Plata, Revista (Nueva Serie), V-Paleontología*, 32. La Plata.

Arribas Jr, A., I. Schalamuk, R. E. De Barrio, R. Fernández y T. Itaya, 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado.

De Giusto, J. M., C. Di Persia y E. Pezzi, 1980. Nesocratón del Deseado. En *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 2: 1389-1430. Córdoba.

Dubé, B., 1997. *Low sulphidation gold mineralization in the jurassic Deseado Massif, Santa Cruz province, South Argentina. Mission Report,* inédito, 1-57.

Echavarría, L. E., 1997. Estudio geológico-minero del área el Dorado-Monserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,* tesis doctoral, 249 pp. La Plata.

Etcheverry, R., H. Echeveste, I. Schalamuk y S. Ametrano, 1997. Manantial Espejo: A jurassic epithermal gold mineralization, Santa Cruz, Argentina. In: *Mineral Deposits,* Papunen (Ed.), Balkema, Rotterdam: 177-180.

Fernández, R., H. Echeveste, C. Tassinari e I. Schalamuk, 1999. Edad Rb/Sr de la mineralización epitermal La Josefina y su relacion con las rocas volcanicas encajantes. Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. *2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica,* (en prensa).

Friedman, I. y J. R. O'Neil, 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. *Geol. Survey Prof.. Papers,* 440-kk: kk1-kk12.

Genini, A., 1988. Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auroargentífero. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: A97-A110.

Harrington, H. J., 1962. Paleogeographie development of South America. *Bull. American Assoc. of Petroleum-Geologist,* 46 (10): 1773-1814. Tulsa.

Heald, P., N. K. Foley y D. D. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia sericite type. *Economic Geology,* 82: 1-26.

Hechem, J. y J. Homovc, 1985. Modelo de facies volcaniclástico y consideraciones estratigráficas para la Fm. Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura, Jurásico superior-Cretácico inferior, provincia de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales,* inédito.

Hedenquist, J. W. y Lowenstern, 1994. The role of magmas in the formations of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519-527.

Lesta, P. J. y R. Ferello, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias:* 601-654. Córdoba.

Panza, J., 1995. Hoja geológica 4969-II Tres Cerros escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 213: 103 pp.

Panza, J., G. Marín y M. Zubia, 1997. Hoja geológica 4969-I Gobernador Gregores escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 239.

Rios, J., J. Vieira Alves, K. Fuzikawa e I. Schalamuk, 1998. Estudio de inclusiones fluidas en el distrito aurífero epitermal de Manantial Espejo, Santa Cruz, Argentina. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia,* U.N.S. Bahía Blanca: 219-226.

Schalamuk, I., R. Etcheverry y H. Echeveste, 1994. Consideraciones geológicas y metalogénicas del área comprendida entre los 69°24' a 69°45' de longitud oeste y los 48°45' a 48°49' de latitud sur, provincia de Santa Cruz. Argentina. *Act. Intern. Miner. Meeting,* p.87-92. S.E.M.. Bs.As..

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1995a. Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. *Mineral Deposits,* Balkema, Rotterdam, p.385-389.

Schalamuk, I., F. J. Rios, K. Fuzikawa y M. A. Pimenta, 1995b. Fluid inclusion studies in epithermal auriferus quartz veins of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *XIII Ecrofi, Vol. Esp. del Bolet. de la Soc. Española de Mineralogía* 18: 220-221. Barcelona.

Schalamuk, I., M. Zubia, A. Genini y R. Fernández, 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews,* 12: 173-186.

Stipanicic, P. y A. Reig, 1957. El complejo porfírico de la Patagonia Extraandina y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana,* 1: 185-297. San Miguel de Tucumán.

Tessone, M., M. Del Blanco y D. Marchionni, 1996. Mineralización epitermal de veta Speme, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *III Reunión de Mineralogía y Metalogenia:* 231-235.

Uliana, M., K. Biddle, D. Phelps y D. Gust, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista, 40 (3-4): 231-253. Buenos Aires.

Zambrano, J. y C. Urien, 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the atlantuc Shore. *Journal of Geophysical Research,* 75 (8): 1363-1396.

Echavarría, L. E. y R. O. Etcheverry, 1999. Mineralización epitermal El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1219-1224, Buenos Aires.



MINERALIZACIÓN EPITERMAL EL DORADO-MONSERRAT, MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ

Leandro E. Echavarría[1] y Ricardo O. Etcheverry[1]

INTRODUCCIÓN

En el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, República Argentina, se han hallado durante las últimas dos décadas varios depósitos epitermales de baja sulfuración, como Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, La Josefina, Bajo Pobre y El Dorado-Monserrat, entre otros. En todos los casos, se trata de clásicos ejemplos de sistemas vetiformes tipo adularia-sericita ricos en oro; algunos de ellos son de gran volumen, como es el caso de Cerro Vanguardia, que se ha transformado en el año 1998 en el primer yacimiento de oro y plata del Macizo del Deseado en entrar en producción. Estos depósitos se encuentran emplazados en rocas volcánicas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre (Jurásico medio) y en un sistema volcano-piroclástico reunido en la Formación Chon Aike (Jurásico medio-superior).

Ubicación

El área de las estancias El Dorado y Monserrat se ubica en el departamento Magallanes, entre los paralelos 48°23´ y 48°26´ de latitud sur y los meridianos 68°34´ y 68°38´ de longitud oeste. Se localiza a alrededor de 100 km al noroeste de la localidad de Puerto San Julián y a unos 20 km al oeste del yacimiento de Cerro Vanguardia.

Leyes, reservas y producción

Todas las vetas reconocidas por Echavarría (1995) presentan valores anómalos de metales nobles. Los análisis geoquímicos de 109 muestras procedentes de las estructuras mineralizadas y el posterior tratamiento estadístico de los datos permitieron determinar un contenido de oro promedio de 6,2 ppm, mientras que la plata alcanza 152,75 ppm (Echavarría y Etcheverry, 1998).

Es muy significativa la diferencia en la relación plata:oro que existe entre las vetas de cuarzo y baritina. En las primeras la proporción de oro es elevada, siendo la relación Ag:Au 24,6, mientras que en las de baritina disminuye notablemente, quedando enriquecida en plata y aumentando la relación hasta 160,9.

Los metales de base se presentan en muy baja concentración, en coherencia con la ausencia total, en superficie, de sulfuros de metales de base y/o minerales producto de su alteración.

Los elementos rastreadores como el As y Sb no están relacionados estadísticamente con el oro.

Exploraciones realizadas por Lac Minerals, Grupo Minero Aconcagua S.A. y Mincorp S.A., en base a calicatas y sondeos, permitieron obtener un mayor conocimiento de las estructuras, leyes y reservas.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Macizo del Deseado es una provincia morfoestructural ubicada en el centro de la provincia de Santa Cruz. Está conformada por un basamento metamórfico, de asomos aislados y reducidos de metamorfitas de bajo y mediano grado, asignados al Precámbrico superior por Di Persia (1960). Durante el Jurásico se desarrolla una intensa tectónica traccional, cuya manifestación queda representada por un amplio campo basáltico, típico de erupciones fisurales (Panza, 1995) que se denomina Formación Bajo Pobre. En el Jurásico medio-superior se observa una evolución hacia rocas más ácidas que forman un plateau ignimbrítico de

[1] *CONICET. Universidad Nacional de La Plata. Instituto de Recursos Minerales.*

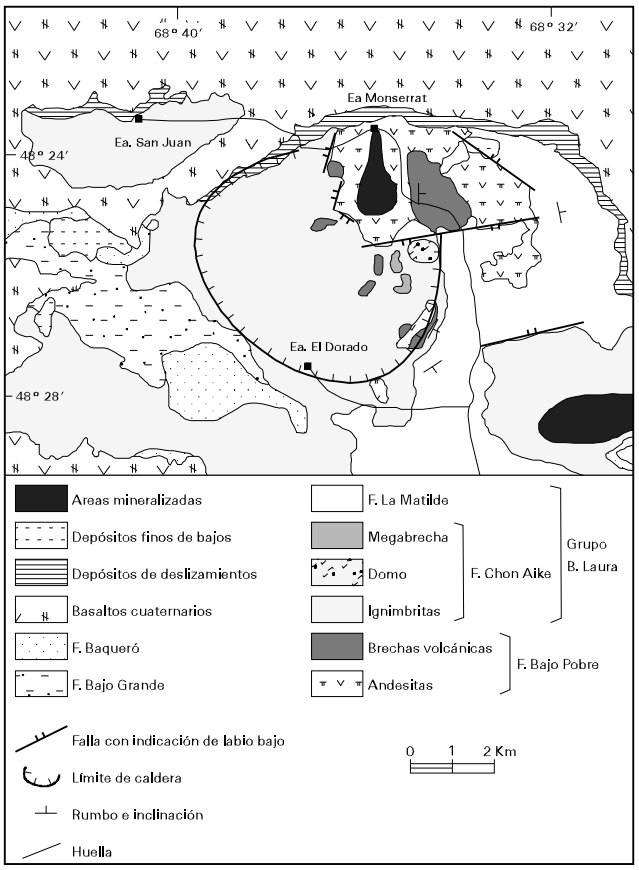


Figura 1. Mapa geológico simplificado del depósito El Dorado-Monserrat.

gran extensión (de Barrio, 1993; Pankhurst *et al.*, 1993), donde se reconocen flujos piroclásticos, tobas laminadas, domos lávicos y megabrechas. Estas rocas se reúnen dentro del Grupo Bahía Laura. Asociado al evento volcánico mencionado se forman las distintas manifestaciones epitermales presentes en este ámbito geológico (Arribas *et al.*, 1996).

El régimen extensional culmina con la separación de los continentes americano y africano y produce, durante el Cretácico, la apertura de pequeñas cuencas donde se depositan sedimentos tobáceos de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró.

Finalmente, durante el Terciario y Cuaternario, se produce la efusión de numerosas coladas de basaltos olivínicos intercaladas con depósitos marinos y continentales de las Formaciones Patagonia y Santa Cruz, respectivamente.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La unidad más distribuida en la región está constituida por andesitas de la Formación Bajo Pobre (figura 1), que aflora en bloques ascendidos producto del movimiento de fallas de rumbo general este-oeste. Se caracteriza por su morfología de lomadas suaves y redondeadas, generalmente ocupando zonas deprimidas del paisaje. Estas rocas son clasificadas como andesitas, de textura microporfírica, con abundantes microfenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos, y más escasos y pequeños de ortopiroxenos. La base suele estar constituida por tablillas de plagioclasas entre las que se disponen pequeños cristales de orto (hipersteno) y clinopiroxenos (augita), conformando una textura microlítica, con pasajes locales a microlítica fluidal, y en ocasiones intergranular.

Coronando las volcanitas descriptas se encuentran brechas volcánicas mantiformes de 4 a 6 m de potencia, con inclinaciones de alrededor de 20° al sur y sudeste. Las brechas están conformadas por clastos de andesitas y basaltos de tamaños muy variables, desde pocos centímetros hasta prácticamente 1 m de diámetro; generalmente los más pequeños poseen formas angulosas mientras que los mayores tienden a ser redondeados. La matriz es de color gris oscura, abundante, maciza y cerrada, constituyendo una textura matriz sostén. Estas brechas volcánicas están genética, espacial y temporalmente ligadas a las andesitas que se encuentran por debajo, originándose, probablemente, por eventos eruptivos más explosivos y podrían indicar, por el tamaño de sus clastos, una relativa cercanía al centro efusivo.

En el Jurásico medio comienza el volcanismo explosivo ácido que se reúne en el Grupo Bahía Laura, integrado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde, dispuestas sobre la Formación Bajo Pobre. Dicho volcanismo provoca la formación de una pequeña caldera de unos 6 km de diámetro, la que es colmatada por varios flujos ignimbríticos. En su mayor parte, estas ignimbritas poseen composición riolítica a riodacítica, textura porfírica, con numerosos cristaloclastos de cuarzo, feldespatos alcalinos (principalmente sanidina) y biotita parcialmente desferrizada. Los vitroclastos son abundantes, así como los litoclastos de rocas volcánicas y piroclásticas ácidas. Estos componentes se encuentran inmersos en una matriz fina, cuarzo-feldespática, producto de desvitrificación. Niveles de tobas se intercalan con los mantos descriptos; en general son tobas finas, con granulometrías de 1 a 2 mm, vítreas y con cristaloclastos de cuarzo, escaso feldespato y biotita. Están dispuestas en bancos muy delgados y continuos.

En la etapa de post caldera se producen derrumbes en el borde de la misma originando brechas monolíticas, caracterizadas por el gran tamaño de sus clastos.

La actividad volcánica póstuma ha generado la formación de domos lávicos ácidos. Dichos cuerpos están compuestos en la base por piroclastitas, que gradan de lapillitas gruesas a tobas finas hacia el techo. El emplazamiento del domo culmina con la efusión de lavas viscosas, que forma la gran parte de esta estructura. Se trata de lavas riolíticas, finamente laminadas, producto de la fluidalidad. Se reconocieron también pequeños xenolitos de rocas volcánicas de textura microlítica, de hasta 1 mm de diámetro, asignados a las andesitas de la Formación Bajo Pobre subyacentes.

En las áreas circundantes externas se produce la depositación de tobas y tufitas, en una primer etapa corres-

pondientes a la Formación La Matilde y, más tarde, durante el Cretácico, a las Formaciones Bajo Grande y Baqueró. Disponiéndose, las dos primeras, con suaves inclinaciones en sentido opuesto a la ubicación de la caldera.

Derrames de basaltos alcalinos de intraplaca de edad pleistocena cubren gran parte del área, dificultando la interpretación de los eventos geológicos precedentes.

Estructura

La región del Deseado es considerada un Nesocratón debido a su carácter estable, persistentemente subpositivo e indeformable tangencialmente (Harrington, 1962). Dicha rigidez, mantenida durante toda su evolución geológica, resulta en una estructura sencilla, donde el gran espesor de sedimentos y volcanitas depositados sobre el basamento se ha mantenido prácticamente indeformado o mostrando solamente alabeamientos y suaves combamientos que son producto del acomodamiento de los bloques del zócalo.

La mineralización epitermal está controlada por la tectónica regional imperante en el momento de formación del depósito, representada por esfuerzos compresivos provenientes del oeste-noroeste.

Las vetas del sector Monserrat se emplazan, preferentemente, en una fractura de rumbo aproximado norte-sur; hacia el sur, esta zona de cizalla se ramifica originando varias apófisis que, en general, poseen rumbo noroeste, dirección que actúa de manera tensional en relación a los esfuerzos del sistema "El Tranquilo" (Panza, 1995), imperantes durante la instauración del sistema hidrotermal. Por su parte, el sector El Dorado está constituido por estructuras de rumbo aproximado este-oeste a noroeste-sudeste; ellas están formadas, generalmente, por cuerpos silicificados dispuestos en echelon, que, en relación a los esfuerzos provenientes del oeste-noroeste, están ocupando zonas tensionales o de desplazamiento de rumbo dextral.

La estructuración actual en pilares y fosas es debida a la tectónica andina, la que ha provocado el ascenso de bloques rígidos, como el de El Dorado y Monserrat, posibilitando la aparición en superficie de las zonas mineralizadas.

Morfología

La mineralización se emplaza en vetas que totalizan aproximadamente 10.000 m de corrida, situadas en dos zonas diferentes; la más importante se localiza en las inmediaciones de la estancia Monserrat, mientras que la segunda se ubica unos 6 km al este del casco de la estancia El Dorado. El espesor de las vetas generalmente es reducido, con un promedio de 0,85 m, aunque poseen grandes variaciones a lo largo del rumbo, llegando a medir, en algunos casos hasta 4 m de potencia.

Existen también vetas de baritina, de menos de 1 m de potencia y hasta 300 m de corrida. En los años '70 se realizó una pequeña extracción de este mineral, a manera de rajo a lo largo de uno de los filones.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal se puede dividir en propilítica y fílica, en base a las paragénesis minerales halladas.

La alteración fílica se localiza en las inmediaciones de las vetas y forma halos de dimensiones variables de hasta 5 m, reconociéndose por la decoloración de las andesitas que forman las cajas de la mineralización. Este tipo de alteración consta a su vez de una zona de silicificación, desarrollada a partir del contacto con las vetas cuarcíferas, con anchos variables entre pocos centímetros y 1 m, y una zona de sericitización. La primera se caracteriza principalmente, por la incorporación de cuarzo como finas venillas, reemplazando a la base de grano fino de las volcanitas y rellenando oquedades. La textura original y la mineralogía ha sido total o intensamente destruida. Los microfenocristales de plagioclasas poseen una intensa adularización; este feldespato alcalino se desarrolla sobre las plagioclasas, de forma euhedral a anhedral, llegando a cubrir gran parte de los microfenocristales originales. Los minerales máficos han sido destruidos completamente; su lugar ha sido ocupado por un mosaico de cuarzo fino, intercrecido con abundante adularia, que se dispone preferentemente hacia los bordes y suele constituir hasta el 25% del volumen del cristal reemplazado. Es abundante la cantidad de minerales opacos, posiblemente pirita, la que se desarrolla primariamente y altera parcial a totalmente a individuos de magnetita. En la zona de sericitización la destrucción de la textura y mineralogía original ya no es total, sino que se reconocen las características originales. Los microfenocristales formados por plagioclasas y piroxenos se presentan alterados a sericita, mineral que también se encuentra diseminada en la base de las volcanitas, y rellenando espacios abiertos. La formación de la sericita es claramente posterior a la adularia precedentemente descripta.

La alteración propilítica representa la zona más externa, que encierra tanto a las vetas como a las alteraciones antes mencionadas. Se trata de un halo difuso de débil alteración, donde se preserva totalmente la textura original y la alteración está restringida principalmente a los fenocristales. Las plagioclasas se hallan débilmente sericitizadas en las zonas más accesibles para el ingreso de fluidos, fracturas y planos de clivaje. En los núcleos de algunas de ellas suele presentarse pequeños individuos de calcita. Los piroxenos, que son los mafitos más abundantes, se encuentran parcialmente cloritizados; también se observan óxidos de hierro como productos de su alteración.

Mineralogía

Minerales primarios. El oro constituye pequeños individuos de forma irregular, de hasta 100 μ de tamaño, solamente reconocidos en el cuarzo de grano grueso que sustituye a la calcita o en las variedades con textura maciza. Presenta tonalidades amarillentas con sectores más claros dispuestos en el centro de los granos. Por medio de microsonda electrónica se determinó la composición de las dis-

tintas zonas dentro de dichos granos. Así, se estableció que los núcleos están constituidos por electrum con una fórmula promedio Au 0,39-Ag 0,58. Hacia los bordes el contenido de plata disminuye significativamente, alcanzando el oro gran pureza, con alrededor de 98% en peso.

La pirita se presenta en cristales euhedrales cúbicos de hasta 5 mm de tamaño, generalmente asociada al cuarzo de grano medio formado en uno de los últimos pulsos, ya que se observa rellenando espacios en las texturas de reemplazo y cementando brechas.

Otros minerales primarios portadores de hierro, reconocidos en el depósito son magnetita y hematita. El primero se ha identificado en sectores restringidos, principalmente en algunas vetas del sector Monserrat. Se presenta en cristales irregulares que no llegan a 1 mm de diámetro, intercrecida con los minerales de mayor temperatura, como adularia, cuarzo, y también sericita. La hematita aparece rellenando espacios y alterando a la magnetita. Los individuos primarios son de forma tabular, de hasta 0,5 mm de largo; algunos tienen aspecto lamelar, con reflejos internos de color rojo, los que poseen una extinción ondulante. La hematita también posee una distribución muy restringida observándose en escasos sectores del área Monserrat.

Minerales secundarios. Cuando el crecimiento de la hematita se desarrolla a expensas de la magnetita, los cristales formados son de menor tamaño, y se disponen entrelazados, ya que ocupan el espacio del clivaje octaédrico de la magnetita, originando una masa de aspecto finamente enrejado.

Minerales de ganga. Se observan distintas generaciones de minerales del grupo de la sílice, cada una de ellas con texturas características, por medio de las cuales se puede establecer un orden cronológico de formación. Echavarría (1997b) describe estas texturas basándose en la clasificación propuesta por Morrinson *et al.* (1989) y estableciendo sus implicancias genéticas. El primer pulso está integrado por cuarzo con textura de reemplazo; la sustitución, que ha sido completa, se ha producido a partir de carbonatos (calcita). La sustitución genera distintos tipos de texturas, que se han reunido en cuatro grupos: reemplazos en enrejado, fantasma, paralelo y radiado. En el sector Monserrat, la sustitución de la calcita ha sido por cuarzo cristalino, de forma subhedral a rectangular, de hasta 1 mm de diámetro, mientras que en El Dorado el reemplazo es por cuarzo microcristalino de aspecto lechoso y se encuentra en sectores restringidos, dentro de los filones con textura bandeada o de calcedonia maciza. En aquellos sitios donde la sustitución se ha producido con gran energía, o donde el cuarzo precipita en espacios abiertos, se generan texturas de cuarzo macizo, propias del sector Monserrat. La mineralización de oro y plata está principalmente asociada a las texturas de reemplazo de carbonatos y de cuarzo macizo (Echavarría y Etcheverry, 1998).

El último pulso, de menor desarrollo que los anteriores, se encuentra formando pequeñas vetas muy discontinuas, y venillas, que cortan a las texturas anteriores e incluso a los filones de baritina. Este está constituido por sílice amorfa que origina texturas de recristalización entre las que se reconocen: en mosaico, microplumosa y llameante.

La baritina, de grandes cristales y buena pureza, forma vetas posteriores a las de cuarzo.

Es común la presencia de adularia como mineral formador de las vetas y venillas, dispuesta, generalmente, en el contacto con la roca de caja. Se presenta en cristales subhedrales a euhedrales de forma cuneiforme o con secciones rómbicas de hasta 150 μ de tamaño.

La sericita identificada fue investigada a través de microanálisis por Echavarría (1997a), estableciendo la siguiente fórmula para esta mica: $(Si_{6,76}, Al_{1,24})_8\ O_{20}\ (OH_{3,973}, F_{0,025}, Cl_{0,002})_4\ (Ti_{0,005,}\ Cr_{0,001}, Al_{3,7})_{3,701}\ (Ni_{0,002}, Fe_{0,084}, Ca_{0,02}, Mn_{0,001}, Mg_{0,358})_{0,465}\ (K_{1,15}, Na_{0,01})_{1,16.}$

Este mineral posee gran estabilidad, puesta en evidencia por su gran distribución areal y porque, aparentemente, se ha formado hasta estadios avanzados en la evolución del depósito.

Inclusiones fluidas

El cuarzo estudiado es de forma euhedral a subhedral, con cristales de hasta 2 mm de diámetro, en el que se observan inclusiones fluidas (IF) primarias dispuestas sobre líneas de crecimiento; estas IF son de forma irregular, de 4 a 30 μ de diámetro, aunque la mayoría posee alrededor de 10 μ; no se han observado cristales negativos, siendo comunes las formas semiredondeadas y semirectangulares. Las IF reconocidas son monofásicas y bifásicas. La relación líquido-gas es variable; la burbuja puede ocupar del 10 al 80% de la inclusión.

En el estudio de enfriamiento se han medido temperaturas de fusión de hielo (Tfh) entre -0,5° y -3,5°C, correspondiéndose con salinidades bajas entre 1,5 y 5,6% en equivalente de NaCl, con un pico en 1,6%. La homogeneización, durante el calentamiento, se produce en todos los casos a la fase líquida a temperaturas (Th) comprendidas entre 160° y 280°C con una moda entre los 210° y los 250°C. La temperatura del punto eutéctico calculada se encuentra entre -20° y -22°C, la que correspondería a un sistema H_2O-NaCl, el cual posee una Te teórica de -21,2°C.

Los estudios realizados por Echavarría (1997a) mediante microsonda Láser Raman confirmaron que las inclusiones estudiadas en el cuarzo son acuo-salinas, sin fases carbónicas. Con relación a la baritina, las inclusiones primarias también son acuo-salinas y con temperaturas de homogeneización entre 160° y 190°C.

En resumen, las temperaturas de homogeneización medidas en IF hospedadas en cuarzo arrojaron valores entre 200° y 280°C, por lo que se estima que la precipitación de los minerales tempranos como calcita y adularia debe haber comenzado a temperaturas algo superiores, alrededor de los 300° C. El estadio principal de depositación que incluye al cuarzo, adularia, sericita, pirita, sulfuros de metales de base y metales nobles se habría extendido entre los

280° y 200° C; por último se reconoce un último estadio de precipitación mineral entre los 190° y 160° C, con la formación de baritina.

Estudios isotópicos, geocronología y geoquímica

Echavarría (1997a) realizó análisis isotópicos de azufre en pirita y baritina. El $\delta^{34}S$ promedio obtenido en las piritas es de 0,8±0,2‰; el mismo estaría en equilibrio con el H_2S del fluido con un $\delta^{34}S$ de -0,66‰. La baritina, por su parte, presenta un notorio enriquecimiento en $\delta^{34}S$ con valores de 15,8 a 22,4‰, mientras que el $\delta^{34}S$ del H_2S del fluido en equilibrio con ella se encuentra empobrecido, resultando contenidos de -9,25 a -15,85‰.

El origen de las soluciones hidrotermales puede determinarse utilizando los datos isotópicos de oxígeno e hidrógeno. De acuerdo a Rollinson (1993), las aguas magmáticas poseen una composición isotópica bien definida entre -40 y -80 de δD y 5,5 y 9 de $\delta^{18}O$. Por su parte, las aguas meteóricas muestran una gran variación pero siempre conservan la relación $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$.

Los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) medidos en cristales de cuarzo han arrojado valores entre 6,1 y 8,6‰. En base a ello y utilizando las constantes propuestas por Matsuhisa *et al.* (1979) y Clayton *et al.* (1972), se obtuvieron $\delta^{18}O$ del fluido en equilibrio con el cuarzo entre -1,9 y –3,11‰.

La ausencia de alunita y caolinita primarias pone de manifiesto que los fluidos nunca llegan a pH tan ácidos como para formar dichos minerales.

Las relaciones espaciales y temporales que existen entre la adularia y la sericita permiten efectuar algunas diferencias entre ambas. La sericita sería resultado de la trayectoria evolutiva de los fluidos originales, mientras que la adularia sólo se puede formar cuando éstos alcanzan la basicidad necesaria, en particular en los sectores donde la ebullición se desarrolla con mayor energía. Dichos sitios los constituyen las fracturas por las cuales circulaban las soluciones, y que actualmente representan las vetas cuarzo-auríferas; allí, la gran disponibilidad de espacio y la menor presión favorecen la ebullición, dando un aumento en el pH. Este proceso produce pérdida de gases, provocando una reducción en la fugacidad del H_2S a medida que desciende la temperatura, hecho que también ocasiona un aumento de la fugacidad de O_2 y del pH, lo que lleva al ingreso de las soluciones en el campo de estabilidad de la hematita, favoreciendo su precipitación como mineral primario y la martitización de la magnetita formada previamente.

MODELO GENÉTICO

La asociación mineral hallada en las vetas y halos de alteración del área El Dorado-Monserrat permite caracterizarla como un yacimiento epitermal, tipo adularia-sericita. Se cree que estos depósitos son formados en respuesta a la convección de aguas cloruradas de pH cercano al neutro en sectores relativamente someros de la corteza, al igual que los sistemas geotermales actuales (Henley y Ellis, 1983; White y Hedenquist, 1990).

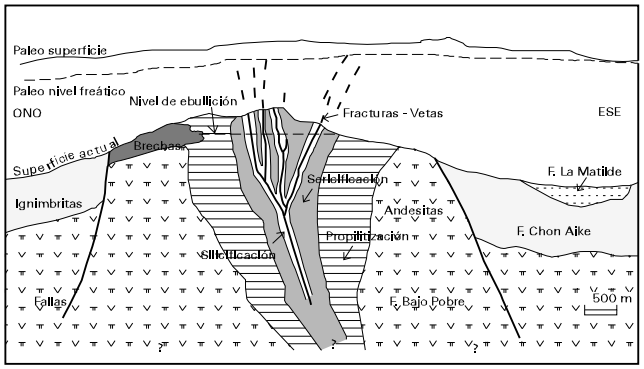


Figura 2. Bosquejo geológico-metalogenético del depósito El Dorado-Monserrat.

La sucesión de eventos depositacionales, producto de un cambio evolutivo de las soluciones a medida que descendía la temperatura, genera un primer estadio donde se produce la precipitación de calcita, adularia (dentro y en las cercanías de las estructuras vetiformes), seguidos inmediatamente por sericita (principalmente en los halos de alteración), cuarzo, pirita y magnetita.

La alteración propilítica forma un halo difuso, caracterizado por la presencia de clorita, la que se encuentra, principalmente, sustituyendo a los minerales máficos que forman los fenocristales de las volcanitas de la Formación Bajo Pobre, que constituye la caja de la mineralización.

En El Dorado–Monserrat existen evidencias mineralógicas y texturales que ponen de manifiesto a la ebullición como la causa de la precipitación del oro (figura 2). En cuanto a la plata, su yacencia en forma casi exclusiva como electrum, pone de manifiesto su transporte y depositación análoga a la del oro.

BIBLIOGRAFÍA

Arribas Jr., A., I. B. Schalamuk, R. E. de Barrio, R.. R. Fernández y T. Itaya, 1996. Edades radimétricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *39º Congreso Brasilero de Geología, IGCP N° 342 "Age and isotopes of South American Ores", Actas,* 7: 254-257.

Clayton, R. N., J. R. O'Neil y T. Mayeda, 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 5.(77): 3057-3067.

de Barrio, R., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 9: 189-198. Buenos Aires.

Di Persia, C. A., 1960. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). *1º Jornadas Geológicas Argentinas,* 2: 65-68.

Echavarría, L. E., 1995. Depósito Epitermal Cuarzo-Aurífero El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*: 414-425. San Juan.

Echavarría, L. E., 1997a. Estudio Geológico-Minero del Area El Dorado-Monserrat, Departamento Magallanes, Provincia de Santa Cruz. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, tesis doctoral,* inédito.

Echavarría, L. E. 1997b. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz. Descripción e implicancias genéticas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 52 (4).

Echavarría, L. E. y R. O. Etcheverry, 1998. Características Geoquímicas de la Mineralización Epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Geológica de Chile,* 25 (1): 69-84.

Harrington, H. J, 1962. Paleogeographie development of SouthAmerica. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin,* 46 (10): 1.773-1.814.

Henley R.W. y A. J. Ellis, 1983. Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Science Reviews*, 19: 1-50.

Matsuhisa, Y., J. R. Goldsmith y R. N. Clayton, 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cocmochimica, Acta*, 43: 1.131-1.140.

Morrinson, G. W, G. Dong y S. Jaireth, 1989. Textural zoning in epithermal quartz veins in Queensland. *Townsville, James Cook University of North Queensland, AMIRA project P247*, 25.

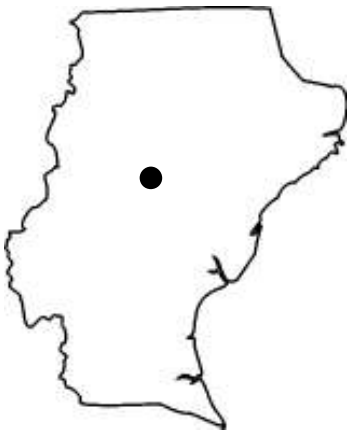
Pankhurst, R., P. Sruoga y C. Rapela, 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47°30' L.S. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 171-178.

Panza, J. L., 1995. Descripción geológica de la Hoja 4969-II, Tres Cerros, provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Minería de La Nación, Boletín,* 213: 103 pp.

Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation. *Longman Scientific and Technical.* Londres, 352 págs.

White, N. y J. Hedenquist, 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 445- 474. Elsevier. Amsterdam.

Tessone, M., 1999. Mineralizaciones epitermales en el área de La Manchuria, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1225-1230, Buenos Aires.



MINERALIZACIONES EPITERMALES EN EL ÁREA DE LA MANCHURIA, SANTA CRUZ

Mario Tessone[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El área de La Manchuria se encuentra ubicada entre los paralelos 48°12´ y 48°20´ de latitud sur y los meridianos 69°44´ y 70°00´ de longitud oeste. Se accede a la misma por la Ruta Provincial 12, con un recorrido de unos 100 km en dirección norte desde la localidad de Gobernador Gregores hasta llegar al hotel Dos Manantiales, en donde un camino vecinal, después de recorrer unos 20 km en dirección oeste, nos lleva al centro geográfico del área en cuestión, es decir, estancia La Pilarica.

Leyes, reservas y producción

En el estado actual del conocimiento del área aún no se cuenta con estimación de reservas, si bien se han realizado muestreos en superficie. En los distintos sectores de interés minero se han determinado contenidos de oro de hasta 7,44 g/t y en plata de 904,85 g/t para las mineralizaciones de tipo vetiforme y valores de 1 g/t en oro y 250 g/t en Ag, para las mineralizaciones diseminadas.

En el prospecto denominado Abacus Minerals, ubicado inmediatamente al norte de la zona en consideración, que presenta el mismo esquema geológico, se llevaron a cabo perforaciones que arrojaron valores de hasta 6,53 g/t en oro y 168 g/t en plata.

[1] *Universidad Nacional de La Plata, INREMI.*

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Los primeros trabajos en el área La Manchuria se llevaron a cabo en el año 1994 con participación de geólogos del Instituto de Recursos Minerales y de la empresa Fomento Minero de Santa Cruz S.E. Los muestreos preliminares y las características geológicas observadas permitieron definir una zona de interés minero. A fin de cumplimentar los requerimientos legales exigidos por la Dirección de Minas Provincial, se iniciaron tareas de exploración programadas en distintas etapas consecutivas a saber, Primera etapa: estudios de fotografías aéreas e imágenes satelitarias que permitieron definir zonas de alteración hidrotermal. Segunda etapa: confección de mapas a escala regional 1:20.000 y de detalle 1:2.000, con un muestreo geoquímico de rocas y de estructuras mineralizadas. Asimismo se realizaron en esta etapa laboreos superficiales, trincheras y zanjas, con muestreos continuos en canaleta y en esquirlas, que permitieron tener mayor información sistemática del área y distinguir de este modo tres blancos mineros. Tercera etapa : remuestreo de zonas seleccionadas para confirmar valores analíticos y estudios geofísicos para determinar continuidad de las zonas mineralizadas en profundidad y/o cuerpos ocultos. Los métodos seleccionados para alcanzar este objetivo fueron geoeléctricos (PI) y magnetométricos.

Propietarios

El área La Manchuria está cubierta, a través de seis manifestaciones de descubrimiento que abarcan aproximadamente una superficie de unos 200 km^2, por la empresa Fomento Minero de Santa Cruz S.E.

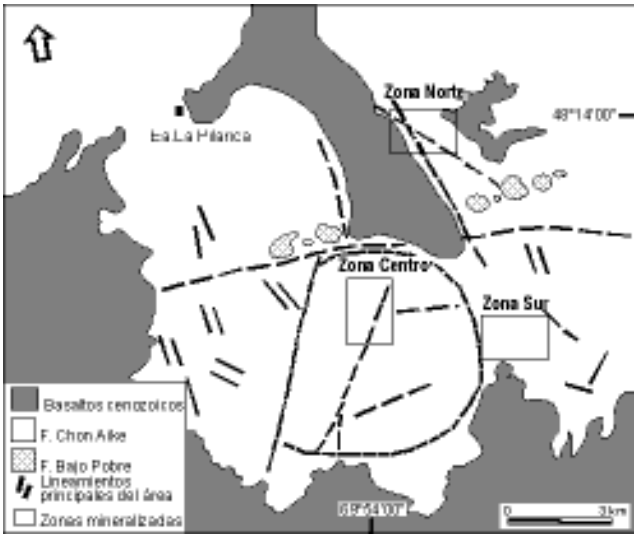


Figura 1. Esquema geológico simplificado del área.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de La Manchuria corresponde al sector central de la provincia morfoestructural Nesocratón del Deseado (De Giusto *et al.*, 1980), en el cual existen un predominio de unidades volcano piroclásticas, con episodios sedimentarios subordinados de edad jurásica.

El conjunto de facies lávicas y piroclásticas de composición intermedia a básica fue denominado Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972) de edad jurásica media. El Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972) integrado por las Formaciones Chon Aike y Matilde (Stipanicic y Reig, 1957), se halla compuesto por facies volcano piroclásticas de flujo y caída, de composición ácida y edad jurásica media a superior.

Además en el sector septentrional del área se reconocieron basaltos olivínicos terciarios, que se disponen en los altos topográficos.

En la zona se identificaron basaltos cuartarios que ocupan los bajos topográficos, alcanzando gran distribución areal. Completan la geología depósitos coluviales y aluviales modernos.

Estructuralmente en el área fueron reconocidos distintos lineamientos y fracturas en donde se pueden destacar los Sistemas El Tranquilo N30°-40°O y Bajo Grande N55°-60°O y fracturas N80°-100°E y N10°E como los de mayor relevancia.

Es importante destacar un lineamiento anular ubicado en el centro del área (figura 1), en cuyo extremo sureste se determinó la presencia de una posible escarpa de falla, de disposición cóncava al noroeste, con desniveles de hasta 8 m donde se observaron superficies pulidas en las rocas, producto de deslizamientos, con planos de inclinación en dirección noroeste. Este lineamiento ha sido interpretado como un posible borde de una caldera de aproximadamente 6 km de diámetro.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Dentro del marco geológico regional descripto precedentemente; se definieron tres sectores de interés minero en el área La Manchuria: sur, centro y norte. Los mismos responden a características diferentes en cuanto a paragénesis mineral, morfología del depósito, tipo de alteración y rocas encajantes.

LITOLOGÍA

En el sector sur las distintas unidades identificadas de la Formación Chon Aike se presentan en afloramientos parcialmente cubiertos, de suave morfología. Se destacan dos lomadas de contorno circular a elíptico y algunas quebradas que descargan en un valle mayor.

La unidad más antigua aflorante pertenece a la Formación Chon Aike, constituida por ignimbritas de colores amarillentos a violáceos, que en parte se encuentran piritizadas y con finas venillas de cuarzo, y óxidos de hierro y manganeso. En posición suprayacente a la unidad descripta, se reconocieron brechas en un afloramiento reducido que se caracterizan por presentar abundantes clastos redondeados a subangulosos de composición variable (pórfidos riolíticos e ignimbritas). Por las características apuntadas estas rocas fueron clasificadas como brechas heterolíticas de explosión (Cunningham *et al.,* 1991). Se apoyan en estas brechas, lapillitas y tobas de caída que se diponen en forma interdigitada, siendo dificultosa su diferenciación. En algunos sectores las tobas se presentan laminadas y estratificadas, con rumbos e inclinaciones variables. Ambos tipos litológicos están invadidos por finas venillas de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso y de cuarzo en forma subordinada.

Cortando a las rocas descriptas se encuentra una riolita de textura porfírica, de color amarillento. Esta roca tienen una fluidalidad muy marcada, lo que le confiere un aspecto bandeado o foliado conspicuo, según Sruoga y Palma, (1981). En sectores las direcciones de los flujos son verticales a subverticales y en otros se ven replegados. Este rasgo evidencia la naturaleza de un magma viscoso cuya movilidad ha sido escasa, razón que llevó a interpretarlos como domos riolíticos. Estos domos presentan finas venillas y geodas de cuarzo, principalmente en sectores donde las lavas están autobrechadas (Cas y Wright, 1987). Temporalmente ligados a estos cuerpos se reconocen diques riolíticos, con fenocristales de cuarzo y feldespatos en una pasta microfelsítica.

Composicionalmente todos los tipos litológicos descriptos se ajustan al campo de las riolitas según el diagrama TAS (Le Maitre, 1984). Completan el marco geológico local, basaltos cuaternarios y material de relleno moderno.

Por su parte en el sector central del área predominan facies piroclásticas de la Formación Chon Aike. Estas facies están representadas por tobas de flujo, ignimbritas, que afloran dentro del lineamiento anular descripto, en una

superficie aproximada de unos 3 km^2 y representan la caja de la veta Speme.

Esta piroclastita presenta colores castaños claros o violáceos en superficies frescas y blanquecinas a grisáceas en superficies alteradas. Su textura es porfiroclástica, con abundante matriz de grano fino.

Los cristaloclastos están constituidos por feldespato alcalino (sanidina) y en menor medida por plagioclasas, las que presentan distintos grados de alteración argílica. En algunos casos los cristaloclastos han desaparecido pudiéndose observar las cavidades que antes ocupaban. Los cristaloclastos de biotitas se presentan en su mayor parte desferrizados y con abundante segregación de minerales opacos. Como cristaloclastos minoritarios aparece cuarzo en granos anhedrales, con engolfamientos.

Los litoclastos son escasos y de diverso origen. Los vitroclastos, de formas ahusadas y disposición paralela, son delgados y de longitud variable y le imprimen a la roca una estructura eutaxítica que la caracteriza. Algunos de ellos han sufrido una desvitrificación, que se pone de manifiesto por la presencia de microestructuras esferulíticas y axiolíticas.Como mineral accesorio se registra circón en pequeños individuos y magnetita.

Las unidades litológicas identificadas en el sector norte relacionadas con la mineralización y/o alteración hidrotermal, están constituidas por rocas piroclásticas y lavas asociadas, de naturaleza intermedia a ácida pertenecientes a la Formación Chon Aike.

En el extremo sur de la zona se identificaron afloramientos discontinuos, de reducido tamaño, de lapillitas y tobas. Las lapillitas, de tonalidades blanquecinas, presentan abundantes oquedades, cristaloclastos de feldespatos y en menor medida se observaron cristaloclastos de biotitas y cuarzo. Las tobas se caracterizan por tener colores morados, amarillentos, de hábito masivo, con finas venillas de cuarzo, oxidadas y argilizadas.

Las rocas descriptas están intruídas por un cuerpo de composición dacítica, parcial a totalmente cubierto por relleno moderno. Estas dacitas de tonalidades castaño oscuras a violáceas en superficies frescas y blanquecinas grisáceas cuando están alteradas, se caracterizan por presentar una textura porfírica, con fenocristales de feldespatos (oligoclasa-andesina), biotitas algo desferrizadas, y en menor medida cuarzo y anfiboles alterados. Es para destacar que en algunos de las labores que destaparon esta roca presenta una marcada fluidalidad, con filetes de flujo en posición subvertical a subhorizontal. Asimismo se determinaron rasgos de autobrechamiento de la lava, reconociéndose clastos superiores a los 30 cm con formas angulosas. Las características descriptas permitirían inferir la presencia de un cuerpo dómico, el cual resulta difícil de identificar y delimitar debido a procesos erosivos que afectaron el área y la presencia de basaltos modernos y material de relleno que lo cubren.

Cabe aclarar que las zonas en donde se registraron anomalías en Au, Ag, Sb, Pb y As se localizaron en las dacitas parcial a totalmente reemplazadas por sílice y brechadas hidrotermalmente, ubicadas en el sector central del cuerpo dómico.y en sus faldeos sur y norte dentro de zonas fuertemente argilizadas, con algunos fragmentos de roca subredondeados a subangulosos. Estas zonas fueron interpretadas como posibles conductos de brechas de erupción hidrotermal tipo matriz sostén, con una alteración argílica avanzada.

Estructura

Las fracturas observadas en el sector sur responden en líneas generales al marco estructural descripto para la región. Es de destacar que en las inmediaciones de los cuerpos dómicos se densifican las diaclasas, surgiendo nuevas direcciones de fracturación, con rumbos N60° a 70°E y N70°O. Estas fracturas han sido interpretadas como una respuesta de las rocas de caja a la intrusión de los cuerpos dómicos.

Cabe mencionar la existencia de una falla directa, de aparente escaso rechazo vertical, en el sector meridional del área.

En el sector central es de destacar la presencia del lineamiento anular descripto precedentemente, que encierra a la veta Speme. En el área han sido identificados otros dos lineamientos mayores con rumbos N10°E y N60°E, con longitudes de hasta 5 kilómetros.

El cuadro estructural se completa con la presencia de diaclasas que afectan a las ignimbritas, cuya dirección predominante es N30°O a N40°O para el juego principal, y N50°O a N80°O para las diaclasas secundarias. Las inclinaciones varían desde 75° al oeste a verticales.

Cuando estas diaclasas se encuentran rellenas por cuarzo, como ocurre en las inmediaciones de la veta, los afloramientos adquieren una expresión morfológica positiva, presentándose a modo de crestones que siguen el rumbo del juego dominante.

La tectónica del sector norte está representada principalmente por un sistema de fracturación de rumbo N30°O, de desplazamiento de rumbo, tipo sinistral. Las evidencias de esta fracturación se pueden observar al sureste de la estructura dómica, en forma discontinua a lo largo de unos 3000 m, en los espejos de fricción con estrías horizontales y en las brechas tectónicas reconocidas.

En la parte central del cuerpo dómico otra fractura de rumbo N60° a 65°O, fue reconocida en el área a través de brechas tectónicas. Esta fractura intersectaría a la primera, provocando una mayor apertura en los espacios de la roca original. Este lineamiento fue interpretado como un alivio tensional del primero.

Morfología

En el sector sur las mineralizaciones son del tipo diseminadas (Tessone y Del Blanco, 1998) y se alojan en las rocas de la Formación Chon Aike descriptas precedentemente registrándose los valores anómalos más altos en Au, Ag, Pb, Sb y As principalmente en los sectores más per-

meables, como las brechas, tobas, lapillitas,y en los cuerpos dómicos riolíticos.

El cuerpo aflorante al occidente tiene un diámetro de aproximadamente 500 m, y está compuesto por tobas, lapillitas y riolitas porfíricas. Es en esta estructura donde se han encontrado los valores más altos en metales preciosos.

El otro cuerpo más elongado, de 600 m (en sentido meridional) por 350 m aflora al este del anterior, en este se caracterizaron litologías similares y sólo se identificaron anomalías en Au, As, y Pb en los sectores donde los tipos litológicos presentan un aumento en la permeabilidad.

El sector central se caracteriza por presentar una estructura vetiforme, denominada veta Speme, la misma se extiende en forma discontinua, a lo largo de 3.150 m, con espesores aparentes de 1,50 a 0,25 metros. Se desprende en el sector meridional de la misma una ramificación, también discontinua, que se dispone en forma subparalela a la rama principal, con espesores de hasta 0,50 metros a lo largo de 900 metros. El rumbo de ambas varía entre N15°E y N5°E, presentando variaciones locales de corto recorrido, entre norte-sur y N20°E. Su inclinación es vertical a subvertical.

La estructura vetiforme se presenta a modo de brecha mineralizada, que en sectores se pierde pasando a fajas de venillas subparalelas a entrecruzadas que ocasionalmente forman una veta de unos 0,25 m de espesor, que no se prolongan por más de 2 metros.

Sólo 2.300 m de afloramientos han sido reconocidos, dado el carácter discontinuo que tiene la estructura y la presencia de quebradas, arroyos y bajos topográficos que interrumpen la continuidad de la misma. Los clastos de la brecha, que corresponden a la ignimbrita anteriormente descripta, varían entre 0,5 y 10 cm, encontrándose argilizados y reemplazados parcial a totalmente por sílice de grano fino. La sílice que cementa estos clastos se presenta en forma de finas venillas de calcedonia y cuarzo con estructuras en peine y geodas en los espacios abiertos.

El cuerpo dómico del sector norte, que tiene un diámetro aproximado de 1.000 m, presenta un conjunto de rocas reemplazas por sílice y en menor medida brechadas hidrotermalmente, cuyo cuerpo principal, cerro Turulo, tiene una forma subcircular de 50 m por 75 m y un desnivel de 20 m (Tessone *et al.*, 1996). Acompañan a este cuerpo tres ramificaciones, en afloramientos discontinuos con características similares. Dos de ellas, con rumbo N30°O y N50°O, se extienden a lo largo de 220 m y 110 m respectivamente al oeste y noroeste del cuerpo citado con espesores que varían entre 0,80 y 7 metros. La tercera ramificación al estesureste, con rumbo N60°O y una longitud de 140 m, alcanza espesores en sectores de hasta 10 metros. Es para destacar que el emplazamiento del cuerpo principal ha tenido lugar en una zona donde las lavas autobrechadas y fracturadas predominan con respecto a otros sectores del domo. Cabe aclarar que la mineralización de oro y plata se encuentra relacionada a las brechas hidrotermales y a las finas venillas que cortan a los cuerpos silicificados.

Con respecto a los posibles conductos de brechas de erupción hidrotermal, la forma inferida del emplazado en el faldeo sur del domo, es de tipo elipsoidal, cuyo eje mayor está orientado N30°O, coincidente con el sistema de fracturación predominante en el área, ocupando una superficie de 15,5 ha (450 m x 350 m). Características similares en cuanto a la alineación de conductos de erupción en sistemas de fracturas presentan los depósitos de Waiotapu, en Nueva Zelanda, descriptos por Hedenquist *et al.*, 1995. La forma del conducto del sector norte es subcircular de aproximadamente 3 ha (150 m x 200 m) encontrándose parcialmente cubierto por derrubio de rodados basálticos.

Ambos conductos responden a características muy similares, observándose una textura tipo matriz sostén, mala selección, alteración argílica avanzada y un carácter heterogéneo de los clastos. Se observa en algunos sectores un pasaje transicional de la brecha a las lavas dacíticas. La mineralización en estas brechas se presenta diseminada en la matriz y le imprime a la misma tonalidades rojizas amarillentas, producto de la oxidación de los minerales sulfurados que contiene.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones más importantes determinadas en el sector sur son: silicificación y oxidación, siendo la piritización y la argilización procesos subordinados. Todas las alteraciones nombradas están mejor representadas en el domo occidental y sus alrededores.

La silicificación se presenta en venillas de cuarzo de 0,1 a 0,3 cm de ancho y geodas de hasta 10 cm de diámetro con cristales bien desarrollados, afectando a los cuerpos riolíticos principalmente.

La oxidación se presenta en la ignimbrita de colores amarillentos a violáceos, descripta precedentemente, en vetas de hasta 20 cm de espesor y en finas venillas o pátinas asociada con el cuarzo en los cuerpos riolíticos. Se han definido óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso como los componentes más abundantes.

La piritización está distribuida en todas las variedades litológicas que componen los domos, como así también en menor medida en la roca de caja, aledaña a estos cuerpos.

Como argilización, se determinó la presencia de caolinita la que se manifiesta como masas irregulares y en finas venillas. Por otra parte se reconoció alteración de tipo illítico-sericítica en las oquedades de la toba lapillítica.

En el sector central, se han identificado dos procesos de alteración hidrotermal en la roca de caja. El más importante de ellos es la silicificación, que en parte es penetrativa reemplazando a la ignimbrita, o bien selectiva afectando solamente a los cristaloclastos de feldespatos y los vitroclastos. La otra alteración es una argilización que se observa principalmente en los fragmentos pumíceos y en los feldespatos. Estudios microscópicos y por difracción por rayos X permitieron identificar illita y esmectitas en forma subordinada. También se determinó en la roca de caja una piritización poco extendida y la presencia de finas venillas de cuarzo como relleno de diaclasas, paralelas a sub paralelas a la estructura principal.

Las alteraciones hidrotermales reconocidas en el sector norte fueron: propilítización, silicificación débil, silicificación fuerte y argilización avanzada.

Propilitización: esta alteración está difundida en el sector norte del domo, en una superficie de unas 4 hectáreas. Se presenta con tonalidades verdosas a grisáceas, parcial a totalmente cubierta por relleno moderno. Está caracterizada por calcita, que reemplaza parcial a totalmente a las plagioclasas y cloritas como alteración de las biotitas, feldespatos y anfiboles. En menor medida se reconoció illita y sericita a expensas de feldespatos y cristales de rutilo-anatasa. Acompaña esta alteración finas venillas de óxidos de hierro-manganeso.

Silicificación débil: comprende gran parte del cuerpo dómico, extendiéndose al sur y al norte, ocupando una superficie de aproximadamente 17 hectáreas. Las tonalidades que le imprime esta alteración a la roca original son blanquecinas a grisáceas. La roca presenta en general una porosidad adquirida por la pérdida, o lixiviado de sus fenocristales, principalmente los feldespatos. El cuarzo se encuentra reemplazando parcialmente a la matriz de la roca original, incrementándose el contenido en sílice de un 68,95% para la roca fresca a un 74,50 % para la roca alterada. En escasa proporción se observaron finas venillas de cuarzo de 2 a 3 mm de espesor. Acompaña esta silicificación una alteración argílica, illita-sericita principalmente y en menor medida caolinita, ambas arcillas están desarrolladas sobre las plagioclasas.

Silicificación fuerte: está restringida esencialmente al sector central del domo y asociada a los sectores donde la roca presenta mayor permabilidad al paso de los fluidos hidrotermales, posiblemente donde las lavas están autobrechadas y fracturadas. En ella se observa a la roca reemplazada por sílice en un 95% aproximadamente. El resto del volumen de la roca lo completan espacios u oquedades y escasa sílice de relleno, brechando y ocupando fisuras en la roca reemplazada.

Argilización avanzada: esta circunscripta a posibles conductos de brecha de erupción hidrotermal. Estas brechas están formadas por abundante matriz, más del 90% y escasos clastos. La matriz de composición cuarzo feldespática ha sido alterada hidrotermalmente a caolinita, alunita, illita-sericita, y en menor medida a esmectitas y calcita pulverulenta. Los componentes mayores de la brecha se presentan en algunos sectores del conducto totalmente reemplazados por sílice, y en otros se ven argilizados y alunitizados.

Mineralogía

Los minerales primarios reconocidos en el sector sur son: oro en granos irregulares de hasta 15 µm, ocupando cavidades abiertas oxidadas, derivadas de piritas y relacionado con el cuarzo en las finas venillas. También se determinaron electrum y plata nativa, en pequeños granos irregulares de 100 y 50 micrones. La galena se visualizó asociada a venas con minerales de hierro y manganeso y en forma subordinada asociada con el cuarzo en granos de hasta 100 micrones. Calcopirita es escasa, en individuos de hasta 100 micrones. La pirita en general parcial a totalmente oxidadas, se reconoció como mineral precoz. En el sector sur del área se identificó yeso y baritina, como minerales tardíos, ocupando cavidades. Sobre la base de los análisis químicos realizados es posible suponer que parte del contenido en Ag y Sb se debe a la presencia de sulfosales, si bien estas fueron identificadas con dudas, por su reducido tamaño.

Los minerales primarios más abundantes en el sector central son pirita y arsenopirita, en granos de hasta 2 milímetros. Pirita aparece en la roca de caja y en los clastos de la brecha, mientras que la arsenopirita se distribuyen principalmente en el cuarzo de grano fino.

Al microscopio se identificó pirargirita (Tessone *et al,* 1996 a y b) en agregados irregulares de hasta 2-3 mm, alojados preferentemente en fracturas y/o espacios abiertos. Se reconoció también escasa galena, asociada al sulfoantimoniuro de plata. Otro mineral identificado es marcasita en agregados prismáticos de 300 a 400 micrones. Es de destacar la presencia de granos de oro nativo de hasta 20 µm, dentro del cuarzo de grano grueso o en las fracturas. Se reconoce además electrum en granos irregulares incluidos en la pirargirita.Como mineral secundario se identificó argentita, reemplazando a pirargirita.

Los minerales primarios que han sido determinados en el sector norte, mediante técnicas de reflectometría y microsonda electrónica son: pirita y arsenopirita que se presentan en cristales de 25 a 50 µm, ambas circunscriptas a las zonas silicificadas y las rocas aledañas. Galena y calcopirita en cristales de 30 a 90 µm, se observaron asociados a masas costriformes de óxidos. Oro nativo en granos equidimensionales en tamaños de 10 a 30 micrones. Cabe aclarar que se determinaron dos tipos de oro desde el punto de vista composicional uno en el que la plata participa hasta un 20% y otro con contenidos menores a 2% de Ag. En las estructuras brechadas o en las finas venillas de cuarzo ahumado, se identificó berthierita. Con microsonda electrónica se determinó petzita y freibergita.

Numerosos han sido los minerales secundarios reconocidos, principalmente relacionados a una intensa zona de oxidación desarrollada en el área. Entre ellos es conspicua la presencia de una asociación verde-amarillenta, que aparece formando pátinas o costras, sobreimpuesta a las masas silicificadas; se trata de beudantita-weilerita, según datos de difractometría de rayos X ambos minerales pertenecen al grupo de la alunita, por las misma técnica se identificó plumbogummita. Se destaca la presencia de jarosita seudomorfa según pirita.

Inclusiones fluidas

Estudios realizados en inclusiones primarias del sector sur, en cristales de cuarzo alojados en las geodas de los cuerpos dómicos, determinaron la prevalencia de inclusiones bifásicas sobre las monofásicas. Las inclusiones bifási-

cas están formadas por una fase líquida acuosa y otra gaseosa de igual composición , con muy bajo contenido salino, menor al 3% en peso de ClNa. Este cuarzo se ha formado a partir de fluídos cuyas temperaturas de homogeneización en la mayoría de los casos variaron entre 260°C y 280°C.

Las temperaturas de homogeneización del sector central variaron entre 130° y 150°C con un bajo contenido salino, similar al del sector sur.

En el sector norte, las inclusiones fluidas reconocidas fueron del tipo bifásicas (líquido-vapor) y monofásicas (líquido). La composición de las mismas es acuosa con un bajo contenido en ClNa, de 1,74 a 3,39% en peso equivalente en ClNa. Las temperaturas de homogeneización variaron entre 245°C y 255°C.

MODELO GENÉTICO

Cabe consignar que sobre la base de la paragénesis mineral, las distintas alteraciones identificadas, los valores geoquímicos registrados y las características de las inclusiones fluidas, se interpreta que las mineralizaciones de oro y plata del área de La Manchuria, responden a un sistema epitermal tipo *hot spring*, donde los fluidos hidrotermales han circulado a través de distintos sistemas de fracturas y rocas permeables, provocando reemplazos y rellenos en rocas volcaniclásticas de la Formación Chon Aike.

En el sector sur varios sistemas de fracturación han contribuido a la canalización de estos fluidos hidrotermales, alguno de ellos de carácter regional (Sistema El Tranquilo), y otros locales relacionados a los cuerpos intrusivos dómicos. Es en estos cuerpos donde se ha alojado la mineralización en forma diseminada, ocupando fracturas y oquedades de la roca original.

En el sector centro el carácter de la mineralización es de tipo vetiforme y se aloja en una brecha de cizalla en forma de finas venillas entrelazadas, que en algunas zonas conforman una veta de escaso desarrollo.

En el sector norte, la silicificación que predomina es de tipo penetrativa, la que ha provocado reemplazos en lavas de un cuerpo dómico, en niveles subsuperficiales, restringidos a las zonas de autobrechamiento y fracturación, originando estructuras tipo *silica cap*, brechadas hidrotermalmente. Asimismo en esta estructura dómica se interpreta la existencia de dos conductos de brechas de erupción hidrotermal, cuya matriz posee mineralización aurífera en forma diseminada. La mineralización de metales preciosos está vinculada a los distintos pulsos de brechamiento hidrotermal y no a los reemplazos silíceos que precedieron estos brechamientos.

BIBLIOGRAFÍA

Cas, R. y J. Wright, 1987. Volcanic successions. 3: 55-56. *Chapman & Hall,* London.

Cunnimgham, C., J. Mc Namee, J. Vazquez, y G.Ericksen, 1991. A model of volcanic Dome-Hosted precious metal deposits in Bolivia. *Economic Geology,* 86: 415-421.

De Giusto, J. M., C. Di Persia, y E. Pezzi, 1980. Nesocratón del Deseado. En: *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 2: 1389-1430. Córdoba.

Hedenquist, J. W y R. Henley, 1995. Hydrothermal Eruptions in the Waiotapu Geothermal System, New Zealand: Their Origin, Associated Breccias and Relation to Precious Metal Mineralization. *Economic Geology,* 80: 1640-1669.

Le Maitre, R. W., 1984. A proposal by the IUGS subcommision on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. Australian *Journal Earth Sciences,* 31: 243-255.

Lesta, P. y R. Ferello, 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. (Ed), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias:* 601-653. Córdoba.

Sruoga, P. y M. Palma, 1981. Los domos riolíticos jurásicos de los cerros Laciar, Baguales y La Pava, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41 (3-4): 397-401.

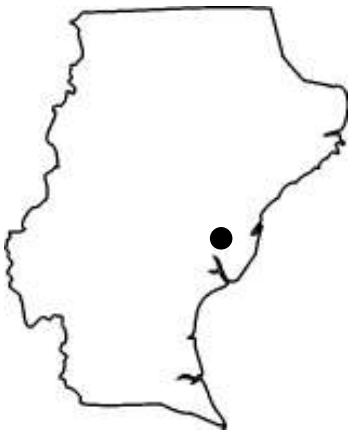
Stipanicic, P. y A. Reig, 1957. El Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina y su fauna de Anuros. *Acta Geológica Lilloana,* 1: 185-297. San Miguel de Tucumán.

Tessone, M., M. Del Blanco y D. Marchionni, 1996a. Mineralización Epitermal de veta Speme, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas:*.231-235.

Tessone, M., P. A. Rolando y E. López Groothuis, 1996b. Mineralización Epitermal en ámbito de la estancia La Pilarica, Santa Cruz. *3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas:* 237-242.

Tessone, M. y Del Blanco,1998. Mineralización Epitermal en Domos Riolíticos de la Formación Chon Aike, Sector Central del Macizo del Deseado, Santa Cruz Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geologia. y 6º Congreso Nacional de Geologia Económica, Actas,* 6: 94-99.

De Barrio, R. E., 1999. Depósitos epitermales cuarzo-auríferos de la laguna Guadalosa, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1231-1234, Buenos Aires.



DEPÓSITOS EPITERMALES CUARZO-AURÍFEROS DE LAGUNA GUADALOSA, SANTA CRUZ

Raúl E. de Barrio[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los cuerpos vetiformes cuarzo-auríferos de Laguna Guadalosa se sitúan en el departamento Corpen Aike, en campos de las estancias El Mineral, La Gringa (ex Roca) y Meseta Chica (puesto El Perejil), unos 70 km al sudoeste de Puerto San Julián, sector noroccidental del Gran Bajo de San Julián.

Ocupan un área aproximada de 12 km^2, definiendo un campo filoniano de 3 km de longitud en sentido norte-sur por 4 km en sentido este-oeste. Las coordenadas aproximadas del área son: entre los 49°28' y 49°31' de latitud sur y entre los 68°21' y 68°25' de longitud oeste.

El área de Laguna Guadalosa presenta la singularidad de que constituye el sector aflorante más austral del Macizo del Deseado con filones epitermales cuarzo-auríferos de baja sulfuración.

Leyes, reservas y producción

Son escasos los datos sobre leyes de oro en los filones de Laguna Guadalosa y no se cuenta con estimaciones de sus reservas.

La firma Minerales Patagónicos S.A. (1992) efectuó un muestreo en esquirlas de las vetas y los análisis, obtenidos mediante absorción atómica, registran tenores que llegan a máximos de 0,6-0,7 g/t y en algunos casos hasta 1 g/t de Au, 5-6 g/t de Ag, 200 ppm de As y 1.000 ppb de Hg.

Un muestreo en esquirlas de superficie efectuado por de Barrio *et al.* (1994) arrojó valores anómalos en metales preciosos. Los valores registrados se pueden resumir de la siguiente manera: de un total de 18 muestras, 8 quedaron comprendidas entre 0 y 0,09 g/t, 5 muestras entre 0,10 y 0,19 g/t, 2 muestras entre 0,20 y 0,29 g/t y 3 muestras más de 0,3 gramos por tonelada. Los valores de plata para las mismas muestras fluctúan entre 0,4 y 20,20 g/t, Cu = 2,10-3,90 g/t, Pb = 8,00-175 g/t y Zn = 4,50-20,00 g/t. Por su parte, la relación contenido de Ag sobre Au fluctúa entre 3,30 y 90,8.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Durante el levantamiento geológico de las hojas geológicas 56 f Cordón Alto y 56 g, Puerto San Julián (Panza y de Barrio, 1987) identificaron un conjunto de estructuras vetiformes de cuarzo, emplazadas en rocas riolíticas jurásicas del Grupo Bahía Laura. La similitud observada en las características geológicas, mineralógicas, texturales y estructurales de los filones cuarcíferos de Laguna Guadalosa con las mineralizaciones auríferas del área de Cerro Vanguardia, distantes al norte unos 120 km en línea recta, motivó la realización de un informe interno (Panza y de Barrio, 1988) donde se recomendaba la ejecución de muestreos geoquímicos para confirmar la potencialidad aurífera de estos depósitos.

A principios de la década del 90 el área es otorgada en concesión a la firma Minerales Patagónicos S.A.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La unidad más antigua aflorante está representada por el Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972) que asoma

[1] *INREMI, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

generalmente en los sectores más deprimidos del paisaje. Constituye un complejo volcaniclástico que, si bien está constituido por las Formaciones Chon Aike y La Matilde, en el área ha sido mapeado integradamente, por razones de escala de trabajo, sin distinguir las unidades formacionales.

Para la Formación Chon Aike las facies ignimbríticas son dominantes en el área. Están compuestas por flujos riodacíticos a riolíticos, que conforman un relieve no muy pronunciado pero que en ocasiones pueden llegar a constituir paredones subverticales, abruptos, a veces con disyunción columnar. Las rocas presentan textura porfírica, con fenoclastos de cuarzo y feldespatos (plagioclasa ácida y sanidina). Su coloración varía entre el castaño rojizo y grisáceo.

La facies lávica aflora esencialmente en la zona del cerro Pórfido, a unos 10 km al este-noreste del campo filoniano. Se trata de riolitas castaño rojizas, con textura porfírica a microgranuda, correspondientes estas últimas posiblemente a facies hipabisales de escasa profundidad. Presenta en general marcados signos de fluidalidad lávica.

Comúnmente las rocas de la Formación Chon Aike presentan un variable grado de caolinización que, sumado a los procesos de desvitrificación, pueden llegar en casos a enmascarar las características texturales originales.

La Formación La Matilde está integrada por tobas normales a choníticas, de naturaleza ácida, con bancos de lapillitas y tufolitas, en forma subordinada, de coloraciones blanquecinas y rosadas, en ocasiones con restos de troncos petrificados. Sus afloramientos son mucho menos notorios que los de la Formación Chon Aike y conforman, en zonas bajas, suaves lomadas, a veces cubiertas parcialmente por detritos en los que asoman sólo esporádicamente los niveles tobáceos más resistentes.

Por encima de las rocas jurásicas, mediando relación de discordancia angular, se encuentran las sedimentitas marinas de las Formaciones San Julián y Monte León ("Patagoniano"), de edad eocena superior-miocena inferior, que constituyen los paredones que bordean el área por el norte. Completan la sucesión estratigráfica, depósitos de agradación y de bajos, de edad cuartaria.

Estructura

Estructuralmente el área se caracteriza por un fallamiento en bloques, con plegamiento totalmente subordinado y limitado a suaves alabeos de las tobas de la Formación La Matilde. Para la comarca, Panza y de Barrio (1987) determinaron la persistencia, en líneas generales, de los dos sistemas de fracturación actuantes en el área central del Macizo del Deseado, identificados por Panza (1982), denominados El Tranquilo y Bajo Grande. En el sector de Laguna Guadalosa, el primero tiene un rumbo promedio N20°O para la dirección principal y N60°E para la conjugada, mientras que para el segundo esas direcciones son de rumbos N50°O y N35°E, respectivamente. Además se observa, aunque mucho menos manifiesta, una tercera dirección de fracturación de rumbo aproximado N80°O, a la cual se asocian algunos de los filones cuarzo-auríferos y que ha sido identificada en otros sectores del Macizo.

El emplazamiento de los filones de cuarzo de Laguna Guadalosa, siguiendo las direcciones conjugadas de los sistemas de fracturación, confirma su actuación como zonas de alivio tensional.

Morfología

Los filones de cuarzo asoman en el paisaje como crestones que se destacan en la parte alta de las lomadas de las rocas jurásicas que los hospedan, rodeados por gran cantidad de fragmentos y bloques de cuarzo provenientes de la erosión de las vetas. Son subverticales y se los encuentra agrupados fundamentalmente en dos sistemas: uno con rumbo predominante entre N35° y N60°E y otro de rumbo N80°O. Suelen presentar bifurcaciones y sus potencias llegan generalmente hasta máximos oscilantes entre 1 y 2,5 m, con frecuentes engrosamientos.

Las vetas afloran en forma continua por tramos de hasta unos 500 m, por sectores desaparecen o se transforman en zonas muy silicificadas que mantienen el rumbo de la estructura mineralizada y reaparecen conservando las mismas características texturales y mineralógicas. Sin embargo, las longitudes aflorantes más comunes oscilan entre 100 y 200 m, con potencias de 0,30-0,60 m, (de Barrio y Panza, 1992).

Por vastos sectores se encuentran dispersos fragmentos de los filones, por lo que en conjunto, su extensión areal debe ser seguramente más significativa que la aflorante.

Normalmente, en los laterales de las vetas se presentan zonas con abundantes venillas de cuarzo orientadas en mayor proporción subparalelamente a las estructuras.

Del conjunto de vetas, que totalizan una longitud mínima de 10.000 m, se destaca la denominada "veta Guadalosa" que se extiende desde el borde noreste de la laguna Guadalosa, con rumbo noreste, hasta que desaparece por debajo de las sedimentitas patagonianas por el norte, totalizando cerca de 5.000 m de extensión (figura 1). Esta estructura posee bastante continuidad en cuanto al relleno de cuarzo, aunque en parte se resuelve en una serie de venillas orientadas, especialmente cuando encaja en rocas ignimbríticas de bajo grado de consolidación. Muestra signos evidentes de varios pulsos de relleno, caracterizados por diversas estructuras y cruzamientos de unos a otros. Cerca del extremo noreste de la veta, se abren varias ramas por una corta distancia, totalizando un espesor (incluyendo zonas de venillas) de 35 metros.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal predominante asociada a la mineralización es la silicificación que se manifiesta en los hastiales como finas venillas de cuarzo o difundida en la roca de caja. En menor grado se observa sericitización y caolinización.

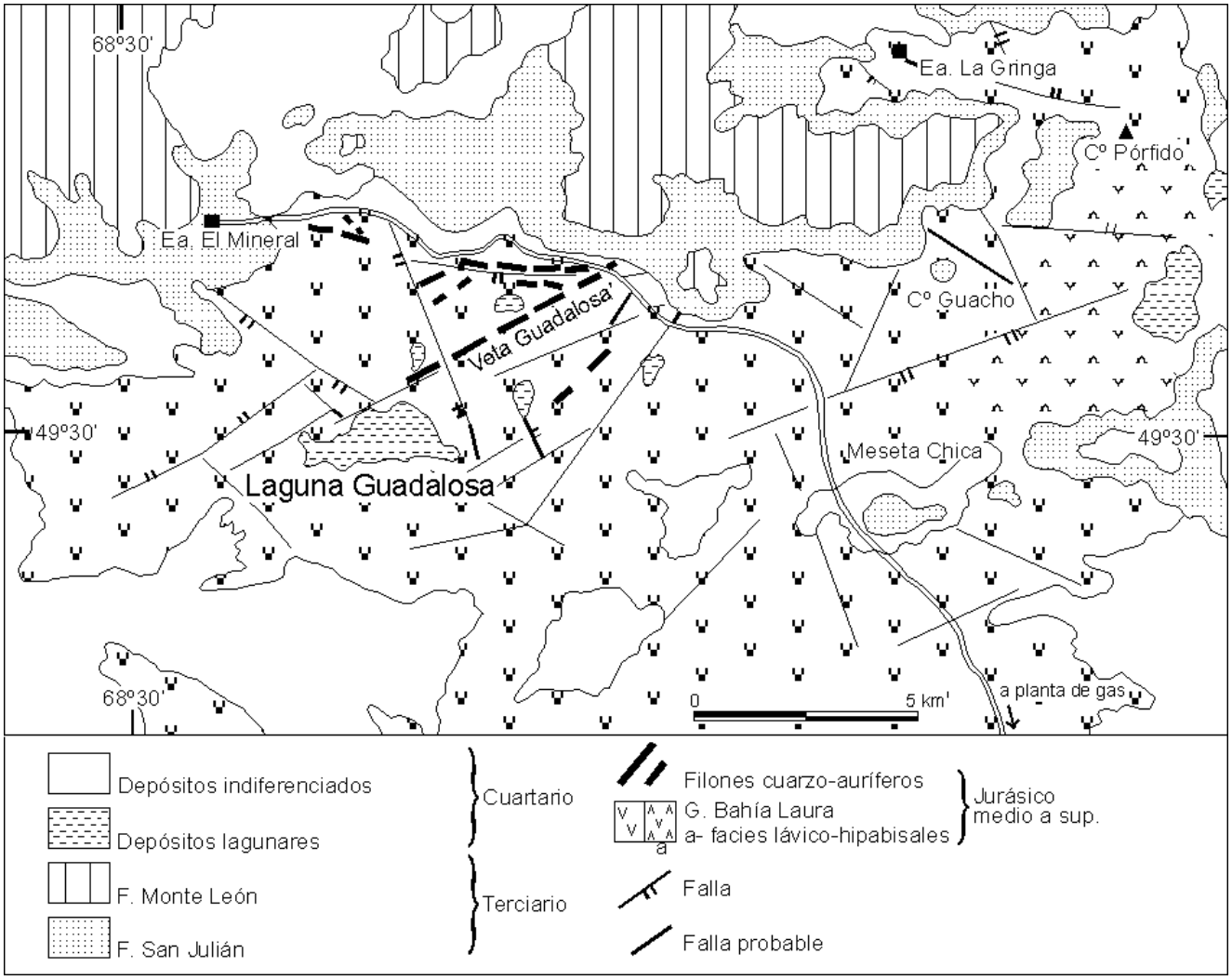


Figura 1. Mapa geológico del área de Laguna Guadalosa.

Mineralogía

Los filones están constituidos por cuarzo lechoso, blanco en corte fresco y en sectores con tonalidades rosadas y violáceas. En general las texturas son de relleno (crustiformes) y de reemplazo de un mineral tabular (baritina ?, calcita tabular ?). El cuarzo presenta un hábito masivo sacaroide hasta muy fino hialino. Es común encontrar cavidades donde se observa el crecimiento tardío de cristales idiomorfos de cuarzo.

Al microscopio de reflexión el único sulfuro identificado es pirita que se la observa finamente diseminada en cristales idiomorfos, cubos y piritoedros, de 20-40 m de tamaño promedio, con limonitización variable. El oro nativo no pudo ser visualizado y posiblemente se encuentre en granos de tamaño submicroscópico.

Inclusiones fluidas

Fuzikawa *et al.* (1997) realizaron determinaciones microtermométricas de inclusiones fluidas en muestras extraídas en el extremo sur de la veta Guadalosa. Los cristales de cuarzo estudiados son euedrales, con abundantes inclusiones fluidas, de dimensiones inferiores a 8 milímetros.

Las inclusiones fluidas primarias están relacionadas a líneas de crecimiento y son mayormente monofásicas líquidas. No fue verificada la presencia de fases carbónicas ni sólidas. Considerando estas características, las vetas de Laguna Guadalosa deben corresponder a profundidades de formación intermedias, casi superficiales. Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas son inferiores a 150°C y son similares a las obtenidas en la veta La Valenciana, ubicada al oeste de La Josefina.

Los estudios de aplastamiento (*crushing*), en cristales de cuarzo sumergidos en glicerina, indicaron liberación baja de gases. Las determinaciones de micro-Raman demostraron que estos compuestos moleculares están relacionados a inclusiones intercristalinas tardías, localizadas entre cristales contiguos de cuarzo. Estas inclusiones están formadas por una fase gaseosa predominante que contiene, probable-

mente, hidrocarburos y una fase acuosa raramente presente. Estos fluidos migraron y fueron aprisionados posteriormente a las etapas de precipitación del cuarzo de la veta Guadalosa.

MODELO GENÉTICO

Los filones cuarzo-auríferos de Laguna Guadalosa reúnen un conjunto de características geológicas, estructurales, texturales y mineralógicas que permiten asimilarlos a depósitos epitermales de baja sulfuración en el sentido de Hedenquist (1987) y White y Hedenquist (1990, 1995) o de tipo adularia-sericita de Heald *et al.* (1987).

Se los vincula al volcanismo ácido jurásico del Grupo Bahía Laura, asociados posiblemente a los eventos póstumos del mismo, emplazados a profundidades someras y a temperaturas menores a los 150°C.

La muy escasa presencia de sulfuros o evidencia de ellos (óxidos e hidróxidos de Fe) y la alteración hidrotermal sobre los hastiales de tipo cuarzo-sericítica permiten señalar claras semejanzas con el modelo Comstock de Mosier *et al.*, 1986 (en Cox y Singer, 1986) en donde los sulfuros de metales base son muy escasos.

BIBLIOGRAFÍA

Cox, D. P. y D. A. Singer, 1986. Mineral Deposits Models: Descriptive model of Comstock epithermal veins (Mosier, D.L.; D.A.Singer y B.R. Berger). *U.S.Geological Survey, Bulletin,* 1693: 150.

de Barrio, R. E. y J. L. Panza, 1992. Filones cuarcíferos del área de Laguna Guadalosa, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz, Argentina. Su potencialidad minera aurífera. *6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 529-531.

de Barrio, R. E., J. L. Panza y R. R. Fernández, 1994. Depósitos epitermales cuarzo-auríferos de Laguna Guadalosa, Gran Bajo de san Julián, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Secretaría de Minería, Encuentro Internacional de Minería, Actas:* 123-126. Buenos Aires.

Fuzikawa, K., J. Vieira y F. J. Ríos, 1997. Informe sobre inclusiones fluidas de muestras provenientes del área de Laguna Guadalosa, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz, Argentina. *Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear CDTN).* Belo Horizonte, Brasil.

Heald, P., N. Foley y D. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology,* 82: 1-26.

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-pacific basin. en: M. K. Horn (Ed.), *Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. Am.Assoc.Pet.Geol.:* 513-524.

Lesta, P. y R. Ferello, 1972. Región Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Leanza, A.F. (Ed.) *Geología Regional Argentina, Academia nacional de Ciencias*, 601-653. Córdoba.

Minerales Patagónicos S.A., 1992. Informe preliminar sobre el área de Laguna Guadalosa, provincia de Santa Cruz, inédito.

Panza, J., 1982. Descripción geológica de las hojas 53d, Gdor. Moyano y 54e, Cerro Vanguardia, prov. de Santa Cruz, S.G.N., *Secretaría de Minería*, inédito.

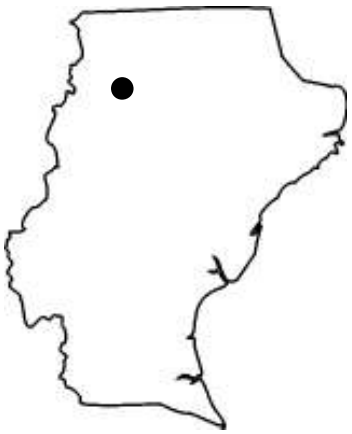
Panza, J. L. y R. E. de Barrio, 1987. Levantamiento geológico de las Hojas 56f, Cordón Alto y 56g, Puerto San Julián, provincia de Santa Cruz. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* informe inédito.

Panza, J. L. y R. E. de Barrio, 1988. Filones de cuarzo del área de Laguna Guadalosa, sector noroccidental del Gran Bajo de San Julián, Departamento Corpen Aike, provincia de Santa Cruz. Perspectivas de su potencialidad minera. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* informe inédito.

White, N. C. y J. Hedenquist, 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration,* 36: 445-474.

White, N. C. y J. Hedenquist, 1995. Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *SEG. Newsletter,* 23.

Genini, A. D., 1999. Prospecto polimetálico Río Pinturas. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1235-1237, Buenos Aires.



PROSPECTO POLIMETÁLICO RÍO PINTURAS, SANTA CRUZ

Adolfo D. Genini[1]

INTRODUCCIÓN

El área de referencia constituye un prospecto perteneciente a Fomicruz SE. Está representada por mineralización polimetálica hidrotermal, vinculada a la cúpula de un intrusivo subvolcánico de composición riolítica y edad jurásica, asignada a las facies hipabisales de la Formación Chon-Aike. El cuerpo intrusivo aflora en la intersección del arroyo 17 con el río Pinturas y es el sector del prospecto con mayor información; sin embargo, al noroeste y norte se presentan áreas de alteración sobre las cuales no se han desarrollado estudios de detalle.

UBICACIÓN

El prospecto se ubica en la región noroccidental, departamento Lago Buenos Aires. Sus coordenadas límites son 47º00' y 47º07' de latitud sur y 70º42' y 70º50' de longitud oeste.

Se accede al mismo a partir de la localidad de Perito Moreno a través de la Ruta Nacional 40, en dirección sur y por unos 65 km, hasta las cercanías de un pequeño cerro nominado localmente como cerro Ventana, al pie del cual corre una huella que en dirección este y tras unos 4 km lleva a la confluencia del arroyo 17 con el río Pinturas. Todo el recorrido es apto para vehículos de tracción simple, salvo el descenso al lecho del arroyo citado.

HISTORIA DEL PROSPECTO

El área formó parte inicialmente del Proyecto 19 NG Río Pinturas del Plan Patagonia Comahue a partir de 1974, año en el que se informó la presencia del intrusivo mineralizado, mediante una comunicación interna (Genini, 1974). Con posterioridad se llevó a cabo el control geológico y muestreo del Mosaico 4772-lV-A5/A6 y el mapeo a escala 1:5.000 del cuerpo intrusivo (Genini y Canero, 1977).

En 1978 Ametrano *et al*. realizaron estudios de detalle en el sector del cuerpo intrusivo, fundamentalmente el estudio de alteraciones. En 1980 se llevó a cabo el muestreo de semidetalle de todo el intrusivo, pero solamente se analizaron los cationes: Cu; Pb y Zn.

Durante 1985 de Barrio efectuó el levantamiento geológico regional de la hoja 52c Bajo Caracoles. Recién en 1992 y con los derechos mineros detentados por Fomicruz SE, se analizaron sobre la fracción archivo de las muestras ya citadas los cationes Au y Ag. La presencia de anomalías en ambos cationes impulsaron la realización de una serie de trabajos mineros, que incluyeron ejecución de trincheras, geofísica, estudios petrográficos y calcográficos, sin alcanzar la etapa de sondeos previstas (Genini, 1994).

En el mismo año se produjeron otros informes sobre el área por parte de Mondelo y Pérez (1994) y por de Barrio y Del Blanco (1994), todos inéditos. Finalmente, Genini *et al.* (1995) resumen los datos referentes a Río Pinturas en una publicación del 5º Congreso de Geología Económica, en San Juan.

La propiedad del prospecto continúa actualmente en manos de Fomicruz S.E.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Macizo del Deseado es la unidad morfoestructural en la que se halla inscripta el área Río Pinturas, que se ubican en el extremo noroccidental de la misma. Las rocas

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, delegación Patagonia.*

aflorantes más antiguas corresponden a las Formaciones Chon Aike y La Matilde, ambas representativas del evento volcano-piroclástico-sedimentario producido en el Jurásico medio a superior. Sobre estas unidades y en discordancia angular, se apoya la Formación Santa Cruz (limolitas, chonitas, areniscas y conglomerados), de edad miocena temprana. Posteriormente se producen derrames basálticos de edad terciaria y cuaternaria. Depósitos glacifluviales, de asentamiento, coluviales y aluviales, todos de edad cuaternaria, cierran la columna estratigráfica de la región.

GEOLOGÍA DEL PROSPECTO

Litología

Las rocas que alojan el sector mineralizado corresponden a ignimbritas, tobas y lapillitas, de composición dacítica a riolítica, a las que se asocia en relación intrusiva y cosanguínea un cuerpo subvolcánico riolítico. Los niveles tobáceos están representados por tobas vitrocristalinas, litocristalinas y lapillíticas de colores blancos a blanco-amarillentos, que se disponen en bancos bien estratificados de espesores variables entre los 0,50 m y 2 m, con un rumbo general noroeste e inclinaciones entre los 20º y 30º al noreste. Las tobas cristalinas están compuestas por cristaloclastos de feldespato alcalino, cuarzo y biotita desferrizada. La matriz está integrada por fragmentos vítreos reemplazados por agregados silíceos y arcillosos. En las tobas líticas los litoclastos representan del 10 al 15% de la roca.

El cuerpo subvolcánico intruye discordantemente los niveles estratificados de tobas y está constituido por rocas porfíricas, de coloración pardo-amarillenta, en las que los fenocristales de feldespato alcalino representan el 10% de la roca (Ametrano *et al.,* 1978). Los minerales fémicos son escasos y la pasta presenta texturas felsítica y microgranosa con preponderancia de feldespatos alcalinos y agregados de cuarzo.

Estructura

El contacto con la roca de caja es bien definido, en especial el borde occidental, para el que de Barrio y Del Blanco (1994) propusieron una relación de contacto mediante fallamiento inverso que montaría al intrusivo sobre las tobas de la Formación La Matilde, en tanto que para el borde oriental se sugiere un fallamiento directo. El intrusivo tiene un intenso diaclasamiento, fallamiento de bajo ángulo y lineación de flujo, en especial visible en la margen norte del río Pinturas, sobre el borde oriental. En el extremo noroeste se aprecia que el cuerpo se acuña y desaparece completamente en la margen izquierda del arroyo 17, probablemente debido a una combinación de fracturas, aunque evidencias de silicificación se pueden observar en la margen derecha del arroyo 17 mencionado.

Sobre la margen sur del río Pinturas el cuerpo parece presentar un importante ensanchamiento, idea que se basa en la presencia de argilización, silicificación y piritización por cerca de 300 m, rasgos similares a los de los sectores centrales del cuerpo.

El rasgo estructural que define a las rocas del Grupo Bahía Laura en esta área, es esencialmente similar al que posee todo el resto del Macizo del Deseado, es decir el fallamiento en bloques. Particularmente en el área del río Pinturas, la presencia de bloques con basculamientos al noreste es manifiesta y se evidencia con claridad en las tobas y lapillitas de la Formación La Matilde, que generan estructuras homoclinales con inclinaciones entre 15 y 30º al noreste.

Se han identificado tres sistemas de fracturación que caracterizan al Macizo del Deseado, dos de los cuales fueron denominados El Tranquilo y Bajo Grande, el primero de ellos poco manifiesto en este área. En tanto que el sistema Bajo Grande, con una dirección principal de rumbo N54ºE y una conjugada N45ºO, y el sistema Río Pinturas, definido por de Barrio (1985), con una dirección principal N10ºE y una conjugada de rumbo este-oeste, son los más representativos a escala local, particularmente el sistema Río Pinturas, que se halla bien representado en la megafalla del río Pinturas y fracturas paralelas (de Barrio, 1985). El origen de estos sistemas de fracturación se ha referido a la reactivación de antiguas fracturas regmáticas del basamento.

Morfología

Morfológicamente el intrusivo presenta un diseño diqueiforme, de espesores variables y por sectores parcialmente cubierto por derrubio y colgajos de tobas. La corrida del cuerpo es de aproximadamente unos 500 m y los espesores varían entre los 40 y 60 metros. La presencia de apófisis encajadas en las tobas en las cercanías del contacto, como así tambien de probables ensanchamientos del intrusivo en la margen sur del río Pinturas, permiten suponer que en realidad se trataría de la parte cuspidal de un intrusivo mayor.

Alteración hidrotermal

En relación al cuerpo intrusivo y parcialmente a la roca de caja, es posible diferenciar procesos de piritización, silicificación, caolinización y escasa sericitización. La silicificación se manifiesta en forma diseminada y en venillas de cuarzo, calcedonia y ópalo (de 1 mm a 1 cm de espesor). La argilización afecta tanto al cuerpo intrusivo como a la roca de caja, reconociéndose caolinita, alófano y agregados de montmorillonita. La sericitización es incipiente y se asocia a los agregados arcillosos de montmorillonita.

Otras áreas de alteración se presentan en el ámbito de este prospecto, como en el cerro Bayo y el sector del arroyo Colorado (esta última con indicios de minerales de uranio y de cobre) que no han sido evaluadas.

Mineralogía

La mineralogía primaria identificable a simple vista, está representada por sulfuros de hierro, plomo y cinc. Como

productos secundarios se aprecian limonitas y muy escasas pátinas de cobre color. El porcentaje de minerales opacos en la roca varía entre el 1% y el 5 por ciento.

A partir del estudio de cortes pulidos (Ametrano *et al.,* 1978; Donnari, 1994), se pudo establecer una asociación mineral constituida en orden de abundancia por pirita > marcasita > esfalerita > galena > calcopirita > oro nativo > tetraedríta y con dudas bournonita, electrum y plata nativa.

La pirita se presenta en estrecha relación con las zonas de argilización y silicificación, diseminada y en *stockwork* (venillas de 1 a 2 mm de espesor). La piritización se asocia tanto al cuerpo intrusivo riolítico como a las rocas tobáceas de la Formación La Matilde. En las cercanías del contacto, por sectores, se la observa cementando parcialmente a sectores brechosos de los niveles piroclásticos, o bien concentrada en los planos de estratificación.

Pirita y marcasita son las especies más abundantes y reconocen una común relación de intercrecimiento. Ambas se diseminan en granos idiomorfos que varían entre los 5 y 300 µ y como finas venillas entrelazadas con espesores cercanos a los 0,5 milímetros.

La esfalerita se presenta en granos de tamaños entre los 200 y 500 µ con abundante desmezcla de calcopirita. Atravesando la esfalerita hay microvenillas de galena (de aproximadamente 300 µ de espesor) que incluyen algunos granos de hasta 10 µ de tamaño que podrían corresponder a bournoníta (sulfoantimoniuro de Pb y Cu).

Oro y electrum (este último con dudas) fueron observados como escasas chispas de tamaños variables entre los 5 y 15 µ, asociados a pirita.

En una sola muestra se determinó tetraedrita en granos alotriomorfos de unos 100 µ de tamaño promedio.

MODELO GENÉTICO

Si bien el prospecto sólo ha sido investigado parcialmente, los datos disponibles indican una mineralización hidrotermal diseminada y en *stockwork* , vinculada a facies subvolcánicas de emplazamiento somero, en un ambiente de rift intracontinental caracterizado por una asociación volcaniclástica de composición calcoalcalina. En consecuencia se puede asignar tentativamente al modelo de depósitos relacionados a rocas félsicas a intermedias.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S., B. Coira, E. Donnari y N. Pezzutti, 1978. El Complejo Volcánico del Río Pinturas y su mineralización asociada, en la confluencia del Río Pinturas con el Arroyo 17. Provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería, Servicio Minero Nacional,* informe inédito. Buenos Aires.

De Barrio, R., 1985. Descripción geológica de la Hoja 52 c, Bajo Caracoles, Provincia de Santa Cruz. *Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional*, informe preliminar. Buenos Aires.

De Barrio, R. E. y M. A. Del Blanco, 1994. Informe preliminar Prospecto Polimetálico (Au, Ag, Cu, Pb, Zn) Río Pinturas, Departamento Lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz. *INREMI- FOMICRUZ.* Inédito.

Donnari, E., 1994. Estudio Calcográfico del Proyecto Río Pinturas. Informe Inédito. Buenos Aires.

Genini, A., 1974. Informe preliminar de los Mosaicos 4772-IV-A_5 –A_6, Río Pinturas, Provincia de Santa Cruz. *Servicio Minero Nacional, Secretaría de Minería,* informe inédito. Comodoro Rivadavia.

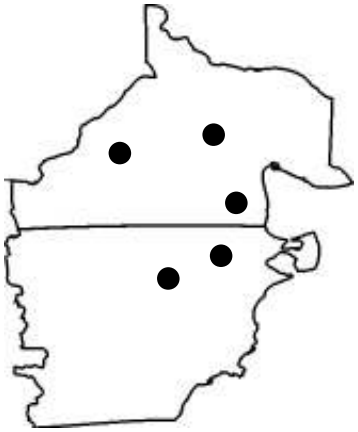
Genini, A., 1994. Proyecto Río Pinturas. *Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Regional Patagonia,* informe final, inédito. Comodoro Rivadavia.

Genini, A. y A. Canero, 1977. Comunicación PPC Nº 2. Comodoro Rivadavia. *Plan Patagonia Comahue,* inédito.

Genini, A., R. de Barrio y R. González, 1995. Prospecto Polimetálico Río Pinturas, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino.* Buenos Aires.

Mondelo, R. y D. Pérez, 1994. Prospecto Río Pinturas. Mineralización de Pb y Zn, con trazas de Au, Ag y Cu. *Fomicruz Río Gallegos,* informe inédito. Santa Cruz.

Aliotta, G., 1999. Yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1239-1247, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE FLUORITA DE RÍO NEGRO Y CHUBUT

Guida Aliotta[1]

INTRODUCCIÓN

Estos yacimientos se emplazan en el "Rectángulo fluorítico Nordpatagónico Oriental" (Menoyo y Brodtkorb, 1975) consignando recursos que constituyen el 81,3 % de los recursos de fluorita identificados en el país. El mismo se ubica en el Macizo de Somuncurá y abarca las regiones nororientales de las provincias de Río Negro y Chubut.

La ubicación de los yacimientos que figuran en el texto se muestra en la figura 1.

De acuerdo con Aliotta (1983, 1985) las semejanzas estructurales, texturales, mineralógicas y de parámetros geoquímicos, así como la diferencia entre estos últimos con aquellos de fluoritas de otras partes del mundo, permiten afirmar que los yacimientos de Río Negro y Chubut integran una "provincia" fluorítica con características distintivas propias.

Leyes, recursos y producción

Los datos conocidos de leyes, reservas y producción de los yacimientos y manifestaciones más importantes se muestran en la tabla 1. En el mismo cuadro se presentan los arrumbamientos, inclinaciones y potencias de las vetas.

Menoyo y Brodtkorb (1975) consignaron recursos de 8.161.000 t discriminados en 735.000 seguras, 3.200.000 indicadas y 4.196.000 t inferidas.

Las menas poseen leyes medias del 30 al 50 % de F_2Ca y solo en casos excepcionales llegan al 60 u 80 %.

La evolución de la producción entre los años 1960 y 1982 tuvo un pico importante en 1971 hasta reducirse casi totalmente a partir de los 80. Esto se debió fundamentalmente a problemas ambientales y de corrosión del revestimiento de los hornos metalúrgicos.

Como datos adicionales Angelelli *et al.* (1976) informaron que: en el año 1974 se habían extraído en El Moro unas 5.000 t de fluorita seleccionada con destino a SOMISA y La Cantábrica; Guanacote tenía una producción potencial de 35.000-40.000 t anuales; en 1973 se extrajeron en Primera Esperanza unas 600 t de fluorita seleccionada (ley media 85 %) que se destinó a uso metalúrgico y el grado ácido a proveer a La Fluorhídrica S.R.L.; en 1974 mina Delta era explotada a un ritmo de 15-20 t por día. Méndez (1978) afirma que en dicho yacimiento la mineralización había sido comprobada hasta 300 m de profundidad.

Sistema de explotación

De acuerdo con Angelelli *et al.* (1976) la explotación se inició en forma superficial, mediante largos rajos que alcanzaron en algunas ocasiones profundidades superiores a los 15 m (por ejemplo Delta y Puerto San Antonio), pasando luego en unos pocos casos a la extracción por laboreo subterráneo con piques, niveles y subniveles que en los yacimientos más trabajados no superó el nivel – 60 metros.

El material extraído era sujeto a una selección manual con el objeto de obtener tenores comerciales.

El 70 % de la producción se destinó a la industria metalúrgica como escorificante; el resto se utilizó en la fabricación de vidrios opalescentes y opacos, de ácido fluorhídrico y derivados, electrodos, etc.

HISTORIA DE LOS DISTRITOS

Los primeros en citar la mineralización fluorítica Nordpatagónica fueron Lapidus (1950), Croce (1952, 1956) y Valvano (1953).

[1] *Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología.*

Grupo	Yacimiento	Rumbo	Inclinación	Corrida (m)	Potencia (m)	Ley (%)CaF2	Reservas
PROVINCIA RIO NEGRO							
Distrito San Antonio							
	La Palita	N 144°	subv	1.500	0,21-1,20		
	Anahí	N 168°	subv-82°E	90	0,20-0,30		
	Las Mellizas	Subhor.-N 60°	—-	—-			
	Navidad 65	N 165°	subv	250	0,80-2,00		
	Boccadirio	E-O	subv	600	0,10-3,00		
	Reyes	E-O	Ramif				
	Chanchín	E-O	subv				
María Isabel	M. Isabel Este	N 82°	subv/85°N-85°S	200	máx. 1,00		
	M. Isabel Oeste	N 84°	subv	370	máx. 1,00	50	
	Facundo	N 74°	subv-80°S	210	máx. 0,40		
Delta	Delta	N 37°O	subv				
	Mon Ami	N 63°E	65°NO	1.200	media 9,20	52,10	4.000.000
	Portentosa	N 72°E	68°S				
Anastacio	Roberto	E-O	vert.				
	Oscar	«	«				
	La Escondida	«	«				
Lechoza	Argentina II	N 70°	subv	300	1,00-3,00	60-70	
Distrito Valcheta							
	Guillermito	N-S	50°-76°E	115	máx. 2,10		
	María Teresa	N-S	subv	250	media 0,30		
	Puerto S.Antonio	N 60°	60°SE			70	
	San Martín						
	Malena	N 70°O	subv				
	E.E.Morgan	EN-SO	SE				
Grupo La Bonita	Sector A	E-O	subv	35	0,70		
	Sector B	N 90°-120°	65°-80°N	100	máx. 1,00		
	Sector C	«	«	150	máx. 0,60		
Distrito 9 de Julio							
	La Alegría	E-O	subv-80°N	300	1,00		
	Dos Amigos	N 72°	70°SSE	60	máx. 2,00		
	Doña Felisa	N 75°	70°SE	40	1,50		
	Perdida II	N 150°	subv	20	0,25		
	Vale Ma	N 60°O	45°-55°EN				
Distrito 25 de Mayo							
	La Bienvenida	N45°O,N70°E	?	200	0,20-0,70		
	Don Gregorio	N70°O	?	1.600	2-5		
PROVINCIA CHUBUT							
Distrito Telsen							
El Moro	Don Pancho	N 140°-150°	subv-N72°NE y SO	1.000	1,5		
	Don Alciro	«	«				
	Don Alejandro	«	«				
	Don Raul	N 170°	60°-70°SO	570	2		
	Sector A	N 120°	subv-76°SO	130	0,3		
	Sector B	N 130°	subv-80°SOyNE	220	0,5	60-65	
	Don Guillermo	N 110° a E-O	subv-60°S				
	Don Jorge	«	«	800	0,10-2,50		
	Don Esteban	«	«				
	Don Rodolfo	«	«				
	Campo de Posse	N 121°-145°	subv.	40	0,10-3		
	Primera Esperanza	NO-SE	vert.	400	0,10-1,80	40-70	
Distrito Biedma							
Carmen	Guanacote	EN-SO	vert.	650	0,15-1,50	38	2.000.000
	Carmen/Pichi Gordo	N40°O	70°SO	1.000	2,5	35-40	1.000.000
	Flamenco	N20°E	subv.	1.000	máx. 3	35	
	Gumersindo	N37°O	subv.	1.000	3		

Tabla 1. Datos económicos y estructurales (Angelelli *et al.*, 1976; Aliotta, 1983).

Varios informes y reconocimientos expeditivos de yacimientos o zonas mineralizadas fueron realizados en general para direcciones provinciales de minería o compañías mineras. Entre ellos se pueden citar los de Padula (1960), Angelelli (1962), Greco y Vallés (1971), Llambías (1971), Morón (1971), Novitzky (1971), Borelli (1972), Soruco (1973) y Corbella (1974).

Son varios los trabajos publicados sobre el tema. Entre otros se citan los de Cuerda (1964), Gelós y Hayase (1969), Hayase y Manera (1973), Corbella (1973), Menoyo y Brodtkorb (1975), Méndez (1978), Aliotta (1983, 1985, 1986 a y b, 1989). Un importante compendio de información puede encontrarse en Angelelli *et al.* (1976).

GEOLOGÍA REGIONAL

La mayoría de las vetas y mineralizaciones se encuentran en la unidad morfoestructural Macizo Nordpatagónico cuya geología general se describe a continuación.

Sobre un basamento de metamorfitas precámbricas y eopaleozoicas intruído por plutonitas carbónicas y pérmicas se desarrolló a partir del Triásico inferior y hasta el Jurásico medio un importante volcanismo riolítico con algunos sedimentos intercalados y que incluiría también cuerpos hipabisales granito-riolíticos hettangianos del distrito de Sierra Grande (Corbella, 1974). Malvicini y Llambías (1974) introdujeron el concepto de "Plateau Ignimbrítico" para el conjunto de rocas efusivas ácidas mesozoicas. Designaron a la unidad "Formación Marifil" en la localidad de Arroyo Verde. Estas rocas consisten en riolitas, tobas e ignimbritas, con intercalaciones de sedimentitas tales como calizas y wackes (Las Mellizas) y areniscas tobáceas (Puerto San Antonio). Fueron designados por Ramos (1998) como depósitos de Rift II.

En los sectores marginales se producen luego, entre el Jurásico inferior y medio, transgresiones con depositación de sedimentos marinos seguidos durante el Cretácico medio y superior por una sedimentación continental ya sea pre-Maestrichtiana o pertenecientes al Grupo Chubut, registrándose luego una nueva ingresión marina en el límite Cretácico-Terciario.

Durante el Terciario inferior se produce un importante ciclo eruptivo mesosilícico, seguido por sedimentos marinos de la Formación Patagonia y estos a su vez por depósitos continentales de la Formación Colloncurá y luego de la Formación Río Negro.

En el Terciario superior y Cuaternario el evento geológico más significativo consiste en las vastas efusiones basálticas que cubren extensos sectores.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Roca de caja

En casi todos los casos las mineralizaciones se emplazan en rocas pertenecientes a volcanitas de la Formación Marifil o "Complejo Porfírico-Porfirítico" del Triásico-Jurásico, designados por Ramos (1998) como depósitos de "Rift II".

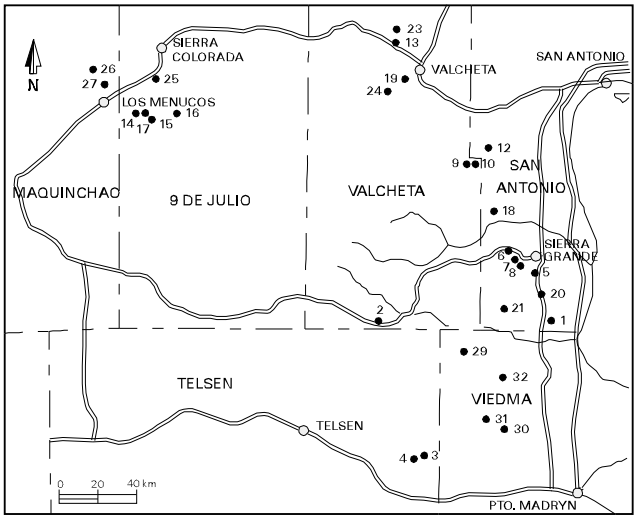


Figura 1. Ubicación de los yacimientos.

Las excepciones las constituyen:

Granitos y leucogranitos pérmicos: La Palita, Reyes, Malena y San Martín.

Metamorfitas del basamento: María Teresa, Chanchín y E. E. Evans.

Intrusivos hipoabisales integrados por pórfidos riolíticos y granodioríticos (Corbella, 1973; Aliotta (1983, 1985) del límite Triásico-Jurásico (Stipanicic y Methol, 1980) Grupo María Isabel.

En parte de las milonitas permo-triásicas Guillermito (Vallés, 1978b).

En un conglomerado asignado al Grupo Chubut *sensu lato* (Aliotta, 1983, 1985) es decir Cretácico medio a superior (Stipanicic y Methol, 1980) La Bonita.

En granito rosado Reyes de edad no consignada; en el sector oeste está en contacto con cuarcitas del basamento.

Estructuras

En la figura 2 puede verse el esquema de densidad de los polos de las fracturas mineralizadas. Existen dos arrumbamientos predominantes: 1) este-oeste a nornoreste-sursuroeste y estesureste-oestenoroeste y 2) nornoroeste a noroeste-sursureste a sureste, ambos con inclinaciones esencialmente verticales a subverticales.

Estas direcciones coinciden con lineamientos regionales observados por Roseman (1975), siendo, de acuerdo con el citado autor el primer grupo más joven que el segundo, según sus relaciones regionales.

Existen en algunos yacimientos (María Isabel Este y Oeste, El Moro y La Bonita) fallas conjugadas con ángulos 2θ comprendidos en general entre 10 y 20°, indicando que se trata fundamentalmente de fracturas de extensión.

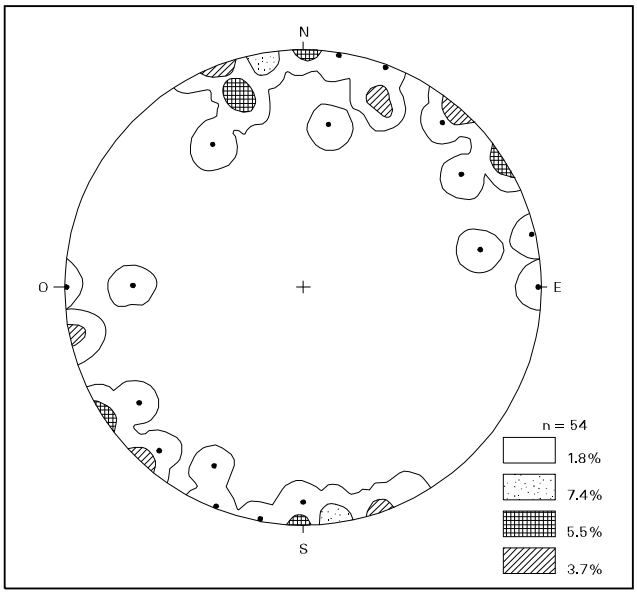


Figura 2. Esquema de densidad de los polos de las fracturas mineralizadas.

Es común que las vetas se presenten en rosario, con numerosas ramificaciones. A veces la mineralización se compone de varias vetas y venas paralelas separadas por salbandas de caja, como ocurre en Puerto San Antonio. Las vetas son asimétricas, con numerosas reaperturas, formándose frecuentemente venas de generaciones sucesivas en los contactos entre la veta anterior y la roca de caja. En algunos casos cada veta se encuentra a su vez fracturada, cortada por espejos de falla que constituyen falsas paredes de mineralización.

Las perturbaciones ocurridas durante la mineralización son comunes. En un solo caso, en Don Rodolfo (El Moro), se observó la mineralización alojada en diaclasas.

Texturas

Las texturas son esencialmente de relleno, con la mineralización cementando brecha de roca de caja de fragmentos de tamaño variable, ya sea angulosos o corroídos.

Son comunes las texturas bandeadas, crustificadas y en escarapela, así como también las coloformes, especialmente en aquellos casos en que se presenta fluorita porcelana (de grano extremadamente fino) y/o calcedonia. Son también abundantes las drusas en espacios abiertos.

El reemplazo está en general muy subordinado, presentándose la fluorita en agregados y venillas irregulares dispersos en la roca de caja. Unicamente en Las Mellizas y yacimientos afines el reemplazo de las calizas constituye el proceso predominante, con la presencia subordinada de venillas de relleno cuando la mineralización se aloja en las wackes.

Se observa a veces una estratificación subhorizontal mal definida de los fragmentos de brecha, perpendicular a las paredes de la veta. Esta estratificación se encuentra mejor definida en María Isabel Este, donde aparecen fragmentos angulosos a subangulosos de caja y fluorita dispuestos con estratificación gradada en matriz de fluorita de grano fino.

Alteración hidrotermal

La alteración más difundida en las volcanitas ácidas es una asociación cuarzo-sericítica (Rose, 1970; Rose y Burt, 1979). En general ambos minerales se presentan en forma zonada, con la silicificación más intensa en los centímetros más próximos a la veta y la sericitización en una zona externa, que no abarca en general más de dos o tres metros. En algunos casos, sin embargo, se han encontrado zonas más extensas; por ejemplo en Don Raúl (El Moro) se hallaron indicios de sericitización en las rocas hasta 40 m de la veta y en Perdida II la silicificación pudo detectarse hasta a 20 m de la mineralización.

El cuarzo se presenta de grano fino, en agregados y venillas irregulares de reemplazo. En la parte más próxima a la mineralización este reemplazo es total o da como resultado una textura de brecha de reemplazo. La silicificación se produce tanto en la totalidad de la roca como limitada a reemplazo seudomórfico de feldespato potásico y menos comunmente biotita.

La sericita reemplaza esencialmente a la plagioclasa (seudomorficamente o en venillas). En general en la secuencia de alteración sigue a la silicificación, presentándose como fibras dispuestas en límites entre granos de cuarzo.

La mica sericítica consiste en hidromica (González Bonorino, 1959); en la mayoría de los casos en que se pudieron identificar los polimorfos se trataba de mica $2M_1$ con 1M muy subordinada (La Palita, María Isabel Este y Don Pancho en el Moro); en otros casos se encontró solo mica 1M (Anahí y Don Guillermo en El Moro) y solamente en un yacimiento (Puerto San Antonio) se identificó únicamente mica $2M_1$.

Sólo en Argentina II se identificó en la alteración un interestratificado ordenado de mica y esmectita, con proporciones aproximadamente iguales de ambos minerales.

En algunos yacimientos adquiere importancia la alteración argílica de distintos tipos:

Así, se presenta argilización en Delta, caolinización en Mon Ami y de fragmentos de roca de caja cementados por fluorita en Primera Esperanza(Angelelli *et al.*, 1976). Aparece caolinización en Boccadirio (en la zona más próxima a la veta, gradando hacia la zona externa a sericitización), en la parte central de la veta en el sector B de El Moro (antes de fluorita de la generación II y gradando a esmectita hacia los extremos de la veta), en el sector Don Guillermo de El Moro (relacionada con la depositación en la veta de fluorita de la V generación y asociada a diabantita), en el campo de Posse (con fluorita de la IV generación), en La Bonita y en La Alegría. La caolinización afecta esencialmente a los feldespatos y en menor medida a la matriz de las rocas volcánicas.

En otros yacimientos los minerales de alteración presentes son halloysita y/o metahalloysita, como ocurre en

Argentina II y en El Moro en el sector de Don Raúl. Estos minerales se presentan como alteración de la plagioclasa.

En María Isabel Este, Facundo y sector B de El Moro se presenta esmectita como mineral de alteración, especialmente de plagioclasa.

En muy pocos yacimientos se comprobó la formación de feldespatos por alteración hidrotermal.

En dos casos se determinó albitización masiva en la parte interna de una ancha zona de alteración en María Isabel Este y como reemplazo de feldespato potásico en Don Raúl (El Moro), asociada a halloysita.

En un solo caso encontró formación de feldespato potásico como alteración de la roca de caja, en la parte media del halo de alteración en María Isabel Este.

En ciertos yacimientos se observaron minerales del grupo de las ceolitas como producto de alteración, en general en pequeña proporción: heulandita en Boccadirio (asociada a caolinita) y La Bonita (reemplazando a la matriz del conglomerado, asociada a silicificación) y natrolita en María Isabel Este (asociada con albitización en la zona interna del halo de alteración). Es de destacar que este último yacimiento constituye el único caso en que se encontró anhidrita como producto de alteración.

Escasamente representados como alteración se encuentran minerales del grupo de las cloritas: Pycnoclorita en Anahí y diabantita en Don Guillermo.

Una alteración común a muchos yacimientos, aunque espacialmente limitada en general a pocos centímetros del contacto entre mineralización y roca de caja, es la hematitización. Excepcionalmente esta alteración alcanza un desarrollo de 1 m en María Isabel Este, donde se presenta en forma asimétrica entre las zonas interna y media del halo de alteración.

Frecuentemente, aunque casi en ningún caso volumétricamente importante, es la fluoritización de la roca de caja.

En cuanto al momento en que se habría producido la alteración, criterios texturales mostraron que la más importante ocurrió en la mayoría de los casos con anterioridad a la mineralización fluorítica, posiblemente relacionada con la depositación de calcedonia que precedió en muchos casos a la formación de fluorita.

Existieron por otra parte en muchos casos una o varias recurrencias de alteración, especialmente de la cuarzo-sericítica y de la fluoritización durante el transcurso de la mineralización de distintas generaciones, indicando afluencias de fluidos de composición semejante a aquella de los iniciales.

Mineralogía

En general la mineralogía es sencilla y está integrada esencialmente por fluorita, calcedonia y cuarzo.

En cantidades muy subordinadas aparecen frecuentemente minerales del grupo de las arcillas (caolinita, sericita, esmectita) y raramente clorita (ripidolita en Puerto San Antonio).

En algunos casos la fluorita aparece asociada con sulfuros: con pequeñas cantidades de pirita en La Palita, María Isabel Este, Facundo y algunos yacimientos de El Moro (don Pancho, Don Alciro y Don Alejandro); se presenta asociada con abundante galena en María Teresa; con escasos granos aislados de galena, esfalerita y calcopirita en Malena.

En Guillermito la fluorita se presenta con hübnerita.

La presencia de hematita pulverulenta intercrecida con fluorita o calcedonia se ha detectado en la mayoría de los yacimientos.

En La Palita y en María Isabel Oeste se encontró adularia en cierta proporción y una pequeña cantidad de albita en La Palita.

La baritina se encontró en escasa proporción en María Isabel Oeste, Doña Felisa y Malena; es abundante en Puerto San Antonio, donde aumenta su concentración en profundidad; es también abundante en Tacurú y Bari, en el distrito de Los Menucos (Mas *et al.*, 1981).

Son poco frecuentes cantidades minúsculas de diversas ceolitas: analcima en Navidad 65, laumontita en La Bonita y estilbita en La Alegría.

La calcita aparece frecuentemente, en pequeña cantidad. Sólo en Guillermito y Puerto San Antonio se la encuentra en forma abundante.

Se encontró anhidrita en muy escasa proporción en La Bonita.

Por último se halló rodocrosita en el sector de mina Don Rodolfo (El Moro).

Color y hábito de las fluoritas

Se encontraron fluoritas de muy variados colores: incolora, blanca, amarilla, ambarina o caramelo, verde en distintas tonalidades, rosada, púrpura, azulada, violeta y parda casi negra.

En cuanto al hábito de la fluorita el mismo es igualmente variable: porcelana, granular muy fina a muy gruesa o masiva, siendo también comunes los hábitos fibroso y columnar.

Se observan muy frecuentemente cristales, de tamaño muy variable (desde algunas fracciones de mm a 3 cm) presentando alguna o varias (hasta tres combinadas) de seis de las siete formas de la clase holoédrica: cubo, octaedro, hexaquisoctaedro, trapezoedro, rombododecaedro y triaquisoctaedro. Las formas más comunes son cubo y cubo combinado con hexaquisoctaedro y a continuación, bastante subordinados respecto a los anteriores, octaedro y rombododecaedro.

Los cristales son en general incoloros o púrpuras claros, a veces, sobre todo cuando domina la forma hexaquisoctaédrica, con la porción cercana a la superficie de cada cristal más oscura que la parte interna. Muchas veces, en caso de tratarse de cubos bien formados, se observaron cristales incoloros o muy claros, con aristas y vértices oscurecidos (púrpura oscuros). Subordinadamente se encontraron cristales color caramelo, especialmente cubos.

Los cristales se presentan en grados muy variables de perfección: desde muy perfectos, especialmente cuando apa-

recen formas cúbicas solamente, hasta muy corroídos, dando formas redondeadas, generalmente en los cristales mayores.

Las muestras pardas (todas de El Moro) se presentan granudas finas, menos comunmente medias; se observan formas cristalinas que van desde cubo combinado con hexaquisoctaedro, octaedro o rombododecaedro, en cristales corroídos al iniciarse la depositación, a cubos bien formados hacia el final.

Las muestras verdes y amarillas y ambarinas nunca se presentan granudas finas; en general son gruesas a muy gruesas y en muchos casos son columnares, especialmente las últimas. Las fluoritas amarillas, cuando presentan formas cristalinas, son cubos y las verdes exclusivamente octaedros (Boccadirio, Reyes y Don Gregorio).

Las fluoritas púrpuras son esencialmente granudas, nunca muy finas. Las violetas se encuentran bajo todos los hábitos, pero nunca granudas muy gruesas; las más oscuras tienden a ser más finas.

Las fluoritas fibrosas se presentan en casi todos los colores, con la excepción del pardo.

En cuanto a la fluorita porcelana es blanca, grisácea o violeta claro, en unos pocos casos rosada "salmón". Es de grano extremadamente fino y muchas veces aparece al microscopio prácticamente opaca. Se la encuentra representada en casi todos los yacimientos estudiados, presentando en muchos casos texturas y bandeados de tipo coloforme. En la mayoría de los casos el estudio röntgenográfico muestra que se trata de fluorita pura o intercrecida con cantidades muy subordinadas de cuarzo. Sin embargo Manera (1972) cita la presencia de caolinita en la composición de una muestra de fluorita porcelana perteneciente a un yacimiento no especificado de la provincia de Río Negro.

Condiciones de formación de los yacimientos

La presencia común de fluorita porcelana en todos los yacimientos hace pensar que la participación del transporte en forma de coloides fue importante en todos los caso.

La estratificación subhorizontal observada en varias vetas parece indicar un cierto transporte mecánico pulsatorio por parte de los fluidos, si bien de corta duración y localizado.

Características de los fluidos mineralizantes

Temperatura: Según datos de homogenización de inclusiones fluidas (Hayase y Manera, 1973) la fluorita se formó a temperaturas entre 91 y 210°C aunque Mas *et al.* (1981) hallaron temperaturas de hasta 311° C en la fluorita de mina Tacurú.

Por su parte Aliotta (1983, 1986b) en base a la temperatura a la cual se produjo la alteración, datos de homogenización de inclusiones fluidas mundiales y para la región en cuestión, tamaño de celda y relación Na/K en inclusiones; concluyó que la temperatura media de formación de la fluorita de los depósitos estudiados estuvo muy próxima a los 200° C, posiblemente con un rango comprendido entre 100 y 300 grados centígrados.

Salinidad: La salinidad de los fluidos formadores de fluorita fue del 1 al 2 % en peso equivalente a ClNa, según datos de congelamiento de inclusiones fluidas (Hayase *et al.*, 1977).

pH y condiciones de óxido-reducción: Durante la alteración previa a la mineralización principal el pH de los fluidos fue al menos ligeramente ácido. Evidencias aportadas por la presencia de ciertos minerales como calcita, esmectita y ceolitas y los valores de Na+K indican que con posterioridad, durante la depositación de la fluorita, el pH fue probablemente neutro a débilmente alcalino. La existencia difundida de hematita, tanto en las vetas como integrando la alteración de la roca de caja, permite afirmar que las condiciones imperantes durante la evolución del sistema fueron básicamente oxidantes.

Profundidad de emplazamiento de las vetas

Las estructuras tensionales en que se aloja la mineralización, las texturas coloformes y de relleno con espacios abiertos, las rápidas variaciones en tipos texturales, la clase de alteración dominante, la presencia de hematita y baritina, los datos de síntesis aportados por la literatura y la abundancia de yacimientos de fluorita pertenecientes tanto al grupo de celda grande como al de celda chica, llevaron a Aliotta (1983, 1986a) a concluir que la mineralización se emplazó a profundidades someras, no más de 1.000 m, probablemente con una efectiva conexión con la superficie.

Además, según la autora, la abundancia de texturas coloformes indicaría que los afloramientos corresponden a los niveles superiores de las zonas mineralizadas, con escaso truncamiento de la mineralización por erosión y que puede esperarse una cierta continuidad en profundidad (Shcheglov, 1970).

Estudios geoquímicos

Aliotta (1983, 1986b, 1989) analizó 102 muestras de fluorita de la región por Na, K, Mn y Ba. Se estudió también a efectos comparativos una fluorita sintética de calidad analítica. Los valores promedio para los distintos yacimientos se presentan en la tabla 2.

De acuerdo a este estudio concluyó que:

- Los contenidos de los distintos elementos en fluorita, salvo casos anómalos, tienden a ser semejantes dentro de los límites de variación esperables de la población estadística. Esto indicaría condiciones de formación y fluidos mineralizantes igualmente semejantes.

- A pesar de que los fluidos generadores de fluorita fueron notablemente semejantes puede afirmarse que los mismos experimentaron una cierta evolución a lo largo de la mineralización, como es evidenciado por las diferencias geoquímicas entre las diferentes generaciones, cambio en

	Yacimiento	N°	ppm Na	K	Mn	Ba	Na/K en Fl	Na/K en incl
a)	La Palita	1	430	180	30	240	2,4	-
	Anahí	2	-	-	20	250	-	22
	Navidad 65	3	490	350	30	260	1,8	12
	Boccadirio	4	300	250	30	440	1,2	43
	Argentina II	5	340	180	10	240	1,9	15
	Las Mellizas	6	360	180	1.100	200	2,0	15
	Guillermito	7	300	180	30	260	1,7	-
	María Teresa	8	310	180	20	390	1,9	-
	M.Isabel O.	9	500	180	10	270	2,8	15
	M.Isabel E	10	460	300	20	230	1,6	17
	Facundo	11	350	200	30	220	2,1	12
	El Moro(gral.)	12	460	280	180	290	2,5	11
	Sect.Don Pancho,etc	13	610	180	100	270	3,4	9
	Sect.Don Raúl,etc.	14	460	290	230	280	2,8	12
	Sect.A	15	-	-	90	140	-	9
	Sect.B	16	430	220	370	290	2,1	10
	Sect.Don Guillermo	17	440	310	80	320	2,3	16
	Cpo.Posse	18	450	610	390	250	1,4	-
	La Bonita (gral)	19	460	490	10	290	1,6	6
	La Bonita Sect.B							
	La Bonita Sect.C							
	Pto.San Antonio	20	-	-	0	210	-	27
	Dos Amigos	21	530	140	30	-	3,8	15
	Perdida II	22	-	-	10	290	-	6
	La alegría	23						
	Doña Felisa	24						

	Muestra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu
b)	SA 48	14,3	28	13	3,10	1,10	3,6	0,9	1,60	0,18
	SA 17	8,4	12	< 0,5	0,60	0,20	< 0,5	< 0,5	0,10	< 0,05
	SA 27	6,1	9	< 0,5	0,60	0,20	< 0,5	< 0,5	0,30	< 0,05
	SA 14	7,4	11	< 5	0,70	0,20		< 0,5	0,30	< 0,05
	LP 1/c	8,5	23	9	2,50	0,50		0,6	2,10	0,31
	Gui 11	11,7	29	16	4,60	2,00		1,8	5,10	0,63
	Gui 5/1	18,0	47	26	7,60	3,60		3,7	12,80	1,57
	SM 1	8,9	24	15	4,47	1,63		1,0	2,40	0,30

Tabla 2. Valores geoquímicos promedios de distintos yacimientos.

los minerales que eran depositados y frecuentes muestras de corrosión en las fluoritas.

- La ausencia de fragmentos de roca de caja alterada en la fluorita porcelana y la semejanza mineralógica y geoquímica de fluoritas emplazadas en rocas diferentes que sufrieron distintos tipos de alteración, indican que los fluidos generadores de las mineralizaciones recibieron poco o ningún aporte lateral y que dichos fluidos provinieron de una fuente magmática uniforme, no experimentaron mezcla sustancias con aguas meteóricas y se movieron esencialmente desde las fracturas hacia fuera.

Se estudiaron contenidos de varios elementos trazas (incluyendo elementos del grupo de las Tierras Raras) en muestras de fluorita de Puerto San Antonio, La Palita, Guillermito y San Martín. En la tabla 2 se muestran los contenidos de algunos elementos en dichas fluoritas.

Dichas autoras, entre otras conclusiones afirmaron que:

- El color de la fluorita aparece relacionado con STR en el sentido de que las fluoritas verdes, tanto claras como oscuras, son las más ricas en TR y las amarillas y violeta claro o lila las más pobres. Las fluoritas verdes tendrían alta proporción de centros de compensación tetragonal (Aliotta, 1983, 1986a), por enfriamiento lento de las soluciones a partir de temperaturas inferiores a los 300 grados centígrados.

- El tipo de sustitución necesaria para la entrada de TR^{+3} reemplazando al Ca^{+2} se habría producido en las muestras estudiadas por la entrada de iones F^- adicionales a partir de fluidos muy ricos en dicho elemento.

- La relación Sr/Ba es mayor en fluoritas de yacimientos relacionados a granitos o con mineralización wolframífera. Un bajo contenido de Ba en fluorita puede deberse a precipitación de baritina como mineral independiente así como un bajo contenido de W podría indicar la presencia de mineralización wolframífera en la zona.

- La relación Sm/Ce puede utilizarse para discernir composición de la roca generadora de los fluidos responsables de la precipitación de fluorita.

- La presencia de abundante calcita asociada puede inhibir la entrada de TR en fluorita por la acción complejante del carbonato presente en la solución.

Estudios röntgenográficos

Se comprobaron diferencias importantes en parámetros reticulares entre distintas muestras de fluorita, manteniendo dichos parámetros una relación con color y hábito del mineral, es decir con condiciones de formación, sin que exista en cambio correlación importante con contenidos químicos de los elementos analizados.

Se identificaron dos grupos de fluoritas: uno con celda menor a 5,45300 Å y otro con celda superior a dicho valor, que correspondía asimismo al obtenido para una fluorita sintética.

Varias muestras anteriormente estudiadas por difractometría fueron sometidas a calentamiento a 500°C para medir nuevamente los parámetros reticulares.

Tanto a_0 como intensidad son modificados por tratamiento térmico al producirse la remoción de defectos originados por la influencia ambiental, especialmente presión.

Se concluyó que el color de la fluorita es una característica determinada especialmente por el tipo y simetría del isomorfismo con que se compensa la entrada de Tierras Raras, la proporción relativa entre el contenido de estas últimas y el uranio, el exceso o déficit de flúor y el contenido de Mn (para algunas muestras violetas muy oscuras con altos contenidos en dicho elemento).

MODELO GENÉTICO

Dados la escasa profundidad de emplazamiento, la mineralogía y la temperatura de formación, los yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut pueden clasificarse como epitermales tanto en el sentido de Lindgren (1933) como en el de Schmitt (1950). En vista de su probable afinidad con el complejo efusivo mesozoico puede también considerárselos como subvolcánicos en el sentido de Jankovic, 1968.

BIBLIOGRAFÍA

Aliotta, G., 1983. *Estudio genético, röntgenográfico y geoquímico de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut.* Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral.

Aliotta, G., 1985. Estudio genético de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (1-2): 69-82.

Aliotta, G., 1986a. Estudio röntgenográfico de fluoritas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41 (1-2): 40-50.

Aliotta, G., 1986b.- Estudio geoquímico de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. *AMPS,* 17 (1-4): 27-37.

Aliotta, G., 1989. Contribución al estudio geoquímico de fluoritas naturales. *2º Congreso Iberoamericano de Química Inorgánica, Actas,* 143-146.

Angelelli, V., 1962. Evaluación de los recursos naturales de la República Argentina, primera parte. Recursos Minerales, 6, C.F.I., Buenos Aires.

Angelelli, V., I. B. Schalamuk y A. Arróspide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 17.

Barnes, H. L. (Ed.), 1979. *Geogemistry of hydrothermal ore deposits.* John Wiley & Sons, Nueva York.

Borelli, E., 1972. *Estudio expeditivo del yacimiento de fluorita "Dr. Eilir Evans Morgan", Valcheta, provincia de Río Negro.* Dirección Nacional de Geología y Minería, informe inédito. Buenos Aires.

Corbella, H., 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipoabisales granito-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (Provincia de Río Negro) y su posible importancia mineralógica. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 28 (4): 353-363.

Corbella, H., 1974. *Informe sobre las minas de fluorita de Sierra Grande.* SAMI y C en la provincia de Río Negro. Buenos Aires..

Croce, R., 1952. Los afloramientos fluoríticos en rocas cristalinas en el Bajo de Valcheta, territorio de Río Negro. *Museo Argentino Bernardino Rivadavia, Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales, Ciencias Geológicas,* 1 (10). Buenos Aires.

Croce, R., 1956. Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncurá en Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 11 (3): 158-201.

Cuerda, A., 1964. Los depósitos de fluorita de Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Revista Minería,* 248: 14-16.

Diagnóstico Minero de la provincia de Río Negro, 1982. Tomos I-V, Consejo Nacional de Inversiones, Buenos Aires.

González Bonorino, F., 1959. Hydrothermal alteration in the Front Range Mineral Belt, Colorado. *Geological Society of America, Bulletin,* 70: 53-90.

Greco, E. y J. J. Vallés, 1971. Geología de los yacimientos de fluorita del distrito Sierra Grande, provincia de Río Negro. *1º Simposio Nacional de Geología Económica,* San Juan, 233-244.

Hayase, K. y T. Manera, 1973. A statistical analysis of experimental data on filling temperatures of fluid inclusions in fluorite from fluorite deposits of Patagonia. Arg. Min. Geol., 23: 1-12. Japan.

Hayase, K., G. Mas, A. L. Bengochea y A. O. Deguillen, 1977. La platina de enfriamiento en el estudio de la concentración de sales en inclusiones líquidas. AMPS, 8: 33-38.

Jancovik, S., 1968.- On the temperature gradient in the ore deposits formed in subvolcanic levels. Endogenous ore deposits. Int. Geol. Cong. Praga, 403-413.

Lapidus, A., 1950. *Relevamiento geológico de la zona sur de los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Territorio de Río Negro.* Instituto Nacional de Geología y Minería, informe inédito.

Llambías, E. J., 1971. Reconocimiento Geológico al SE del departamento Telsen, provincia del Chubut. Universidad Nacional del Sur, informe inédito, Bahía Blanca.

Mas, G. R., A. L. Bengochea y P. J. Maiza, 1981. Análisis termométrico-estadístico de los yacimientos de baritina-fluorita Tacurú y Bari, Los Menucos, provincia de Río Negro. *7º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas,* 4: 273-284.

Méndez, L. A., 1978. Yacimiento de fluorita mina Delta, Sierra Grande, provincia de Río Negro. *6º Congreso Geológico Argentino,* 133-148.

Menoyo, E. A. y A. Brodtkorb, 1975. Fluorita y Siderurgia en Argentina. 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 3: 235-258.

Morón, F., 1971. Plan Fluorita. Dirección Provincial de Minas. Mendoza.

Novitzky, A., 1971. *Yacimientos de fluorita en la provincia de Río Negro.* Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires.

Padula, V. H., 1960. *Reconocimiento de las zonas de las vetas de fluorita en el distrito Los Menucos, Provincia de Río Negro.* Informe Min. Alum., Buenos Aires.

Ramos, V., 1998. En prensa. Ciclos orogénicos y evolución tectónica.

Rose, A. W., 1970. Zonal relations of wallrock alteration and sulphide distribution of porphyry copper deposits. *Economic Geology,* 65 (8): 920-937.

Rose, A. W. y D. M. Burt, 1979. *Hydrothermal alteration*. En Barnes, H. L. (Ed.), 173- 235.

Roseman, H. L., 1975. Estudio geológico de dos imágenes provistas por el satélite Erst. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* (2): 151-160.

Shcheglov, A. D., 1970. *Criterion of the vertical extent of ore bodies of endogenetic deposits.* En Pouba, Z. y Stemprok, M. (Eds.), 218-221.

Soruco, L., 1973. *Informe sobre los yacimientos de fluorita Primera Esperanza, Facundo y María Isabel.* Banco Nacional de Desarrollo, carpeta técnica, 1341.

Stipanicic, P. N. y E. J. Metol, 1980. Comarca Norpatagónica. *Academia Nacional de Ciencias, Geología Regional Argentina,* 5 (2): 1071-1099. Córdoba.

Vallés, J. M., 1978. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de mina "Gonzalito", Departamento San Antonio y Valcheta, Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33 (4): 325-344.

Valvano, J., 1953. *Los yacimientos de hierro "Sierra Grande".* Dirección Nacional de Geología y Minería, informe inédito.

Pezzutti, N. y A. Genini, 1999. Manifestación cuprífera Condorcanqui, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1249-1250, Buenos Aires.



MANIFESTACIÓN CUPRÍFERA CONDORCANQUI, CHUBUT

Norma E. Pezzutti[1] y Adolfo Genini[2]

INTRODUCCIÓN

Se encuentra ubicada al noroeste de la provincia del Chubut, a unos 30 km al sur de El Bolsón (provincia de Río Negro), sobre la margen derecha del río Epuyén.

Se trata de un área con alteración hidrotermal, en la que Tabacchi (1953) estimó una reserva posible de 431.550 t, con un tenor promedio de 1,02% de cobre.

HISTORIA DE LA MANIFESTACIÓN

La primera mención del depósito corresponde a las solicitudes de cateo y pertenencias por el Sr. Macías (1945). Posteriormente se llevaron a cabo trabajos destinados a establecer las características económicas del área (Angelelli, 1949; Tabacchi, 1953).

Tabacchi (1953) efectuó la primera descripción detallada de la manifestación Condorcanqui, a escala 1:1.000, y la evaluación económica de la misma; la calificó como de tipo cobre diseminado y señaló a la mineralización como producto del ascenso de soluciones termales que inicialmente metasomatizaron a la roca de caja y que en su fase final depositaron la mineralización cuprífera. Las tareas de exploración constaron de 22 sondeos, con un total de 626 m perforados, y 12 trincheras que suman 485 metros.

Jutorán y Takasima (1969) realizaron la prospección geoquímica del área de Condorcanqui y adyacencias en base a suelos y sedimentos aluviales y definieron una zona de dispersión anómala en el sector de la manifestación; indicaron la vinculación de la diseminación de cobre a los fenómenos pirometasomáticos resultantes de una intrusión granítica y diferenciaron una fase hidrotermal póstuma representada por venas de cuarzo con sulfuros de cobre asociados a galena, blenda y calcita.

En el año 1979 Ametrano *et al*. hicieron un levantamiento geológico del área, en base a fotografías aéreas a escala aproximada 1:50.000, utilizando para el sector de la manifestación la topografía a escala 1:1.000 hecha por Tabacchi (1953). Además llevaron a cabo un muestreo detallado con el objetivo de definir tipo de mineralización, comportamiento geológico y modificaciones de la roca portadora. Estudiaron 90 cortes calcográficos, 100 petrográficos y analizaron 130 muestras por espectrometría de absorción atómica por Cu, Zn, Pb y Au.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Formación Cushamen (Precámbrico superior) es la unidad más antigua y está representada por esquistos cuarzo-micáceos, metacuarcitas, filitas, gneises, micacitas y migmatitas. Luego sigue la Formación Piltriquitrón (Jurásico inferior) con pelitas, calizas, conglomerados, riolitas, dacitas y andesitas. La Formación Divisadero, del Cretácico inferior, es la portadora de la alteración-mineralización; está formada por andesitas, tobas y brechas andesíticas, pórfiros dioríticos y diques andesíticos. El Cretácico superior, con amplia distribución en la zona, se manifiesta con dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos que integran la unidad denominada Batolito Andino (Lizuaín, 1999). La Formación Ventana del Eoceno está constituida por coladas, aglomerados, brechas, tobas y diques con predominio de andesitas sobre basaltos y basandesitas. El Cuaternario aparece como depósitos morénicos,

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR. Delegación Patagonia sur.*

glacifluviales, aluviales y coluviales, estos dos últimos los más recientes.

Mineralogía y alteración hidrotermal

La mineralización está alojada en la Formación Divisadero a modo de diseminación fina, la cual en ocasiones constituye venillas con diseño tipo stockwork. Dentro de la misma unidad y en ambas márgenes del arroyo Buen Sonido, unos 900 m al sur y 500 m al norte del mismo, se presenta en vetas de cuarzo subverticales, las que con rumbo noroeste-sureste se extienden con longitud variable entre 3 y 10 m y potencias de 30-50 centímetros.

Los sulfuros primarios de cobre son: bornita, calcosina, digenita, calcopirita y pirita, con tamaños entre 5 y 100 micrones. Calcopirita y bornita son los más abundantes. También se advierte la presencia de magnetita e ilmenita. Esta mineralogía es tanto para la mineralización diseminada como para las vetas de cuarzo, aunque en estas últimas los sulfuros poseen un tamaño cristalino mayor (2 mm de promedio).

El enriquecimiento supergénico es escaso y está representado por covelina y en menor proporción digenita.

Fenómenos de alteración hidrotermal, principalmente propilitización y silicificación, afectan a la Formación Divisadero en todas sus facies. La mayor intensidad se nota en el área de la manifestación Condorcanqui, donde llega a ser moderada, disminuye a moderada-débil hacia la laguna Chulta al igual que en el sector al norte de la confluencia del Arroyo de las Minas con el río Epuyén.

La propilitización está representada por clorita, carbonato y epidoto, tiene distribución irregular, raramente es venosa. La silicificación es esencialmente venosa (cuarzo y calcedonia) y en casos difusa; la primera tiene dos maneras de presentarse: microvenosa irregular y venosa.

Las alteraciones sericítica y arcillosa son muy débiles. Se advierte además la presencia de prehnita, turmalina y yeso.

MODELO GENÉTICO

La mineralización es de tipo manto y se presenta diseminada, en stockwork y venosa, está íntimamente asociada a los fenómenos de alteración hidrotermal, coincidiendo su mayor concentración con la mayor intensidad de la alteración.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S., B. Coira, E. Donnari y N. Pezzutti, 1979. Mineralizaión de cobre asociada al plutonismo terciario en la zona de la mina Condorcanqui, provincia del Chubut. *Secretaría de Estado de Minería, inédito, 44 páginas. Biblioteca del SEGEMAR.* Buenos Aires.

Angelelli, V., 1949. Informe acerca de la mina Condorcanqui. Departamento Cushamen. Chubut. *Fabricaciones Militares*, inédito. Buenos Aires. *Biblioteca del SEGEMAR.* Buenos Aires.

Jutorán, A. y K. Takashima, 1969. Prospección geoquímica del área de Epuyén. Provincia del Chubut. *Instituto Nacional de Geología y Minería, inédito. Biblioteca del SEGEMAR.* Buenos Aires.

Lizuaín, A., 1999. Hoja Geológica Esquel, 1:250.000. *Servicio Geológico Minero Argentino, inédito. SEGEMAR.* Buenos Aires.

Tabacchi, M., 1953. Estudio geológico-minero del yacimiento cuprífero Condorcanqui. Departamento Cushamen. Chubut. *Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito. Biblioteca del SEGEMAR.* Buenos Aires.



CRETÁCICO:

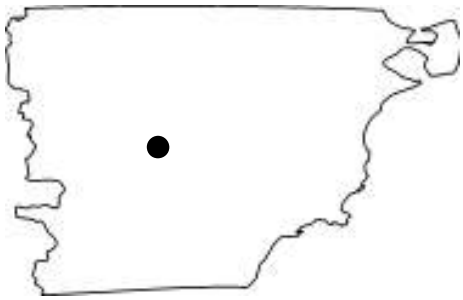
Secuencias continentales epiclásticas, piroclásticas y químicas marinas de SAG

Depósitos asociados a volcanismo subaéreo
Distrito uranífero Laguna Colorada, Chubut

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos
Distrito uranífero Pichiñán: yacimientos Los Adobes, Cerro Cóndor y Cerro Solo, Chubut
Distrito uranífero Sierra Cuadrada, Chubut
Los recursos de caolín de Chubut y Santa Cruz

Depósitos residuales y de alteración
El yacimiento uranífero Chacay-Curá, Chubut

Fuente, A. y M. R. Gayone, 1999. Distrito uranífero Laguna Colorada, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1253-1254, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO LAGUNA COLORADA, CHUBUT

Alberto Fuente[1] y María R. Gayone[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento Laguna Colorada está ubicado en el departamento de Paso de Indios, 32 km al sureste de la localidad homónima. Las Manifestaciones Bardas Coloradas y La Quebrada se encuentran en los alrededores del yacimiento mencionado, aproximadamente 12 km al norte.

Las coordenadas geográficas son 43°58' latitud sur y 68°44'O longitud oeste.

Leyes y reservas

En el yacimiento Laguna Colorada una primera estimación provisoria de reservas geológicas arrojó la cifra de 123.788 t de mineral, conteniendo 82 t U con ley media 0,066 % U (Zarco, 1982).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Con motivo de la verificación terrestre de anomalías aéreas surgidas de la prospección de 100.000 km^2 realizada entre los años 1978 y 1979, en noviembre de 1979 fue revisada la anomalía de Laguna Colorada.

En 1980 se realizaron tareas de prospección geológico-radimétrica abierta y detallada, laboreos mineros, muestreo y perforaciones. Los sondeos ejecutados en esa oportunidad más los realizados en 1991 hacen un metraje total de 1.993 metros.

Propietarios

La CNEA tiene la propiedad minera del yacimiento.

GEOLOGÍA REGIONAL

Este distrito corresponde a la unidad morfoestructural Chubut Extraandino y pertenece a la cuenca del Golfo San Jorge. El yacimiento y las manifestaciones mencionadas están ubicadas en la sección piroclástica del Grupo Chubut, en el nivel estratigráfico correspondiente al Miembro Cerro Castaño. Esta formación está constituida por un conjunto de tobas, tobas arenosas y areniscas tobáceas de tonos rojizos en algunas zonas y secuencias varicolores en otras. Apoyan sobre las volcanitas de la Formación Lonco Trapial o sobre las sedimentitas y piroclastitas de la Formación Cañadón Asfalto. Suprayaciendo al Grupo Chubut se encuentran las tobas de la Formación Sarmiento y coladas basálticas de edad terciaria.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La roca hospedante es el Miembro Cerro Castaño de la Formación Cerro Barcino. Está integrada por tobas y chonitas primarias, con textura vitroclástica y composición riolítica a dacítica según la composición de la fracción cristaloclástica y dacítica, subalcalina, de acuerdo a la interpretación de los resultados químicos propuesta por Fytikas *et al.,* 1979 (en Maloberti 1989).

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Patagonia.*

Estructura

Es una cuenca cerrada, homoclinal, afectada por el emplazamiento de diques anulares y fracturas radiales, que tendrían origen en las manifestaciones de volcanismo básico cenozoico (Zarco, 1982).

Morfología

La mineralización uranífera en este cuerpo es de tipo tabular, conformando un banco homoclinal de 1 m de espesor.

Alteración hidrotermal

Se infiere un episodio de mineralización postmagmático, con tenores de uranio comprendidos entre 50 y 1.000 ppm. Estos valores según el criterio de Wenrich (1985) en Maloberti (1989), corresponden a un enriquecimiento de tipo epitermal. Luego los procesos sedimentarios superficiales formaron concentraciones puntuales de minerales oxidados de uranio.

Mineralogía

Se presentan minerales oxidados de uranio tales como boltwoodita, schroeckingerita y uranofano, finamente dispersos en la roca rellenando vesículas y conformando pátinas en las grietas (Maloberti, 1989).

Los minerales asociados son ceolitas, provenientes de la alteración de las tobas, que se presentan en forma de microagregados anhedrales o como relleno de cavidades, asociadas con sílice criptocristalina (cuarzo, calcedonia y ópalo), calcita, yeso, baritina y alunita.

Las determinaciones realizadas en la fracción arcilla indican presencia mayoritaria de heulandita, clinoptilolita y estilbita, existiendo en menor cantidad natrolita y analcima.

MODELO GENÉTICO

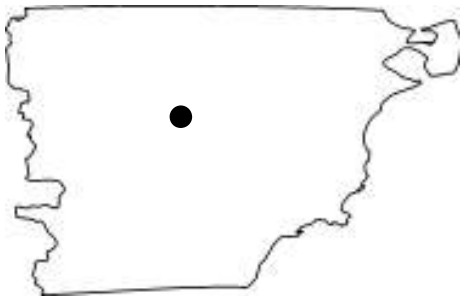
Depósito relacionado a volcanismo subaéreo.

BIBLIOGRAFÍA

Maloberti, A., 1989. Presencia de uranio en rocas volcaniclásticas cretácicas de la región central de la provincia del Chubut. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Zarco, J., 1982. Informe sobre los resultados de la exploración realizada durante el período Dic/79-Mayo/80 en el Yacimiento Laguna Colorada. provincia del Chubut. Departamento de Paso de Indios. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Fuente, A. y M. R. Gayone, 1999. Distrito uranífero Pichiñán, yacimientos Los Adobes, Cerro Cóndor y Cerro Solo, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1255-1259, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO PICHIÑÁN YACIMIENTOS: LOS ADOBES, CERRO CÓNDOR Y CERRO SOLO, CHUBUT

Alberto Fuente[1] y María R. Gayone[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Se encuentra en inmediaciones de la sierra homónima, aproximadamente en el centro geográfico de la provincia del Chubut. Dista 430 km de la ciudad de Trelew y 300 km de la ciudad de Esquel. A este distrito pertenecen los yacimientos Los Adobes y Cerro Solo, cuyas coordenadas aproximadas son latitud 43°20'S y longitud 68°47'O, y el yacimiento Cerro Cóndor ubicado en la latitud 43° 23' S y longitud 69° O.

Leyes, reservas y producción

El yacimiento Los Adobes produjo 90.198 t de mineral con una ley media de 1,41%0 U_3O_8 y 127 t de fino (Navarra, 1976).

En el caso del yacimiento Cerro Cóndor la producción alcanzó 57.340 t. de mineral con una ley aproximada de 0,92%0 U_3O_8, conteniendo 53 t de fino (Gallucci, 1980).

El yacimiento Cerro Solo, actualmente en etapa de evaluación, cuenta con un potencial uranífero de 7.710 t de U recuperable, de las cuales 3.240 t de U corresponden a los cuerpos principales del mismo: C_1, B_5, B_6, B_8, B_9, B_{13}, B_{14} y B_{16} (Sardín, com. pers.). La ley promedio es entre 0,3 y 0,5 % U.

Sistema de explotación

El yacimiento Los Adobes se explotó a cielo abierto, mediante el sistema de escalones, fijándose una potencia de 2 m para cada uno de ellos, deshechándose la alternativa de seleccionar paños de espesores menores. En algunos sectores se practicó la remoción selectiva en capas (Navarra, 1976).

En la explotación del yacimiento Cerro Cóndor, que también se realizó a cielo abierto, se usó el método de escarificado y topado para la extracción selectiva del mineral (Gallucci, 1980).

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Entre los años 1960 y 1961 se efectuaron vuelos de prospección aérea realizados por la CNEA en la zona del río Chubut medio.

Se prospectaron 19.558 km^2 en malla expeditiva y detallada y 2.365 km^2 en malla de reconocimiento, detectándose entre otras las anomalías Cerro Chivo, Los Adobes, noreste de cerro Cóndor, oeste de cerro Los Chivos y Lagunitas Puesto Alvear, correspondientes al distrito Pichiñán.

Al verificar por tierra la anomalía Los Adobes se determina la necesidad de realizar una serie de trabajos complementarios, iniciándose tareas de relevamiento topográfico-geológico y muestreo, posteriormente complementado con geofísica (ionometría y resistividad), laboreo minero y perforaciones, tareas que terminan por definir el área dando origen al yacimiento Los Adobes.

En el año 1971 se llevó a cabo un relevamiento aeroradimétrico en el área de influencia del yacimiento Los Adobes, en el sector occidental de la sierra de los Pichiñanes, surgiendo de esta prospección la anomalía Cerro Cóndor. Posteriormente se realizaron prospección emanométrica, laboreos y perforaciones.

El yacimiento Cerro Solo surge, en 1971, a partir de una obra de perforaciones en el área de influencia del yaci-

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica.Regional Patagonia.*

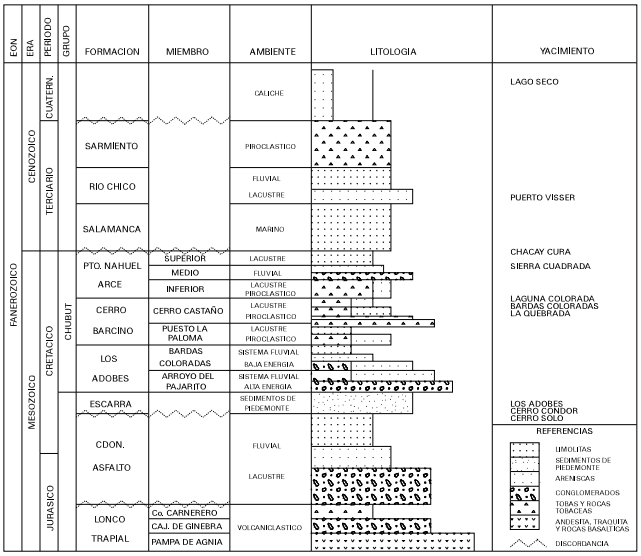


Figura 1. Estratigrafía simplificada. Cuenca del Golfo San Jorge.

miento Los Adobes, como un sector dentro de dicho yacimiento. Posteriormente se realizaron sobre este sector tareas de prospección emanométrica utilizando el método de *track-etch.*

El distrito Pichiñán fue explorado principalmente mediante perforaciones a través de las distintas obras llevadas a cabo desde 1972 hasta la fecha. Considerando toda el área de influencia del distrito, es decir, Pichiñán Oeste, Pichiñán Este, Cuenca Norte y Arroyo Perdido, se han efectuado 163.226 m de perforación.

Propietarios

La CNEA tiene la propiedad minera del yacimiento Cerro Solo.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito Pichiñán corresponde a la unidad morfoestructural Chubut Extraandino. Está ubicado en el borde noroeste de la cuenca del golfo San Jorge y sus yacimientos están asociados al Miembro Arroyo del Pajarito de la Formación Los Adobes, perteneciente al Grupo Chubut.

La cuenca del golfo San Jorge es una cuenca intracratónica, con fondo de corteza continental, generada por procesos extensionales a partir del Jurásico tardío y como consecuencia de la disgregación de Gondwana y de la deriva de la placa Sudamericana hacia el oeste (Hechem *et al*., 1989).

En la parte norte de la cuenca el Grupo Chubut se inicia con un ciclo fluvial (Formación Los Adobes) que evoluciona de cursos entrelazados gravosos proximales (Miembro Arroyo del Pajarito) a fluvial de alta sinuosidad (Miembro Bardas Coloradas). Se le superpone un ciclo piroclástico (Formación Cerro Barcino) que comienza con la facies de tobas verdes (Miembro Puesto La Paloma) y continúa con tobas abigarradas (Miembro Cerro Castaño). La sedimentación del Grupo Chubut culmina con un episodio fluvial que evoluciona a lagunar con importante participación piroclástica (Formación Puesto Manuel Arce). La edad del Grupo Chubut está comprendida en el lapso Barremiano-Santoniano (Fígari y García, 1992).

El basamento más frecuente del Grupo Chubut lo constituyen rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias del Jurásico medio correspondientes a la Formación Lonco Trapial y rocas sedimentarias de la Formación Cañadón Asfalto, conformada por sedimentitas de origen lacustre y fluvio-deltaico en las que se determinaron edades que van desde Calloviano hasta Valanginiano-Hauteriviano (Fígari y García, 1992).

El suprayacente del Grupo Chubut lo constituyen coladas basálticas terciarias posiblemente relacionadas a la Formación Sarmiento, las que son cubiertas por los depósitos de la Formación Renguenao, equivalente a los Depósitos paleopleistocenos más antiguos definidos por Nullo (1983) (figura 1).

El Sistema Gastre de fracturamiento, con orientación N55ºO y N55ºE y fallas con importante desplazamiento horizontal (Coira *et al.*, 1975), imprimió los lineamientos fundamentales a la región, los cuales iniciados posiblemente durante la fase Asíntica, han sido reactivados a través de diferentes ciclos tectónicos posteriores.

En la zona de la sierra de los Pichiñanes, el ascenso del núcleo cristalino determinó en la cubierta sedimentaria una estructura de tipo anticlinal asimétrico con rumbo nornoreste-sursuroeste de 50 km de desarrollo, estando el flanco oriental más tendido que el occidental. Evidencias de campo demuestran que esta sierra tuvo etapas de ascenso previas y posteriores al Cretácico (Bianchi y Páez, 1996).

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

La secuencia sedimentaria del Miembro Arroyo del Pajarito de la Formación Los Adobes está integrada por facies conglomerádicas, areniscosas y pelíticas.

Facies conglomerádicas. La fracción psefítica se compone de clastos mayoritariamente de origen volcánico, como riolitas, riodacitas y andesitas, y de origen piroclástico de variada granulometría. El tamaño máximo de los litoclastos es inferior a 10 cm para los conglomerados masivos y de 4 a 6 cm para los estratificados, los cuales presentan secuencias granodecrecientes que hacia los tramos superiores van incrementando la fracción arenosa como matriz de los elementos mayores. El grado de redondeamiento es bueno a muy bueno y la esfericidad es moderada a buena. El cemento más frecuente es de naturaleza carbonática, aunque hacia el techo de la pila sedimentaria se ha reconocido cemento silíceo.

Las estructuras primarias que se presentan son imbricación de clastos, estratificación horizontal, entrecruzada en artesa y planar.

Facies areniscosas. Litológicamente son areniscas líticas, inmaduras, de moderada selección. Se componen de areniscas muy finas a sabulíticas que conforman bancos psamíticos o representan la matriz de los niveles psefíticos, litológicamente son consideradas como areniscas líticas, inmaduras, de moderada selección . Composicionalmente se reconocen 40-70% de fragmentos líticos que corresponden a rocas volcánicas ácidas, 10-25% de cuarzo de origen volcánico, 5-10% de feldespato, siendo sanidina la especie dominante y 5-20% de matriz pelítica que incluye arcillas de posible origen autigénico y clástico.

Facies pelíticas. Corresponde a limos y limos arenosos de composición tufítica , con alto contenido de materia orgánica clástica, diseminada e interestratificada.

Estructura

La tectónica de este sector responde al Sistema Gastre, siendo los lineamientos mejor evidenciados los de rumbo noroeste-sureste. Estas fallas concentran los movimientos horizontales, con posteriores movimientos secundarios gravitacionales.

Las fallas de rumbo presentan pliegues de arrastre con ejes ligeramente transversales a las trazas de las mismas. Estos pliegues generalmente se encuentran limitados por fallas gravitacionales que forman grabens. Como complemento de las estructuras descriptas tiene lugar un sistema de fallas secundario o de cizalla apreciables en los cañadones, mediante el cual se producen ajustes y rotación de los bloques.

Con respecto a la relación estructuras-mineralización se puede acotar que si bien en algunos casos han favorecido la formación de zonas de oxidación y posterior lixiviación, en otros casos han actuado como barrera frente a los fluídos mineralizantes.

El yacimiento Cerro Cóndor se encuentra emplazado en un bloque tectónicamente elevado de caracter mesetiforme, limitado respectivamente al norte y al sur por dos profundos cañadones, cuyo origen por lo menos en parte de su recorrido, está controlado por sendas fracturas subparalelas. La falla más fácilmente observable pasa 500 m. al norte del yacimiento, es directa, presenta el labio elevado hacia el sur y su rechazo es superior a 100 m. Subparalelamente a la anterior y coincidiendo con el cañadón sur del yacimiento, pasa la segunda falla, que es directa y su labio elevado mira al sur. La tectónica es de caracter tensional con escaso desarrollo de brechas (figura 2).

Morfología

La mineralización en el yacimiento Los Adobes estaba ubicada en un banco de areniscas conglomerádicas de 10 a 12 m de potencia, confinado entre dos niveles limoarcillosos tobáceos. Las dimensiones del cuerpo mineralizado fueron de 80 m en dirección noroeste-sureste por 100 m en dirección noreste-suroeste, con espesor variable entre 3 y 10 metros.

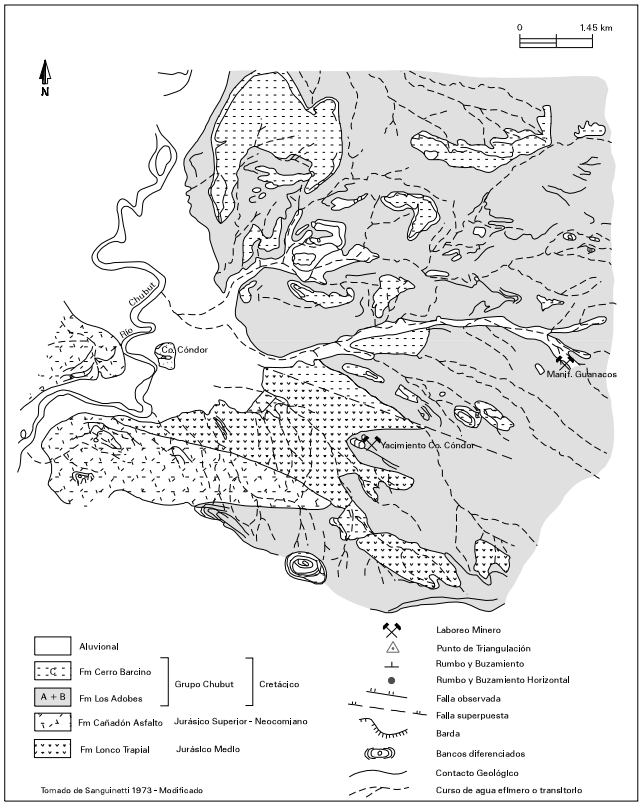


Figura 2. Yacimiento nuclear Cerro Cóndor. Plano geológico.

La mena del yacimiento Cerro Cóndor estaba concentrada en la fracción psamo-psefítica, en forma de lentes elongadas y aureolas concordantes con el basamento. El desarrollo de estos cuerpos variaba entre 5 y 40 m y los espesores entre 0,5 y 7 metros.

En el caso del yacimiento Cerro Solo la geometría de lo cuerpos responde a niveles mineralizados de características tabulares tipo *trend,* presentando bolsones que responden a zonas mejor preservadas de la lixiviación o a sectores que se han enriquecido posteriormente, en respuesta a un cambio en la hidrodinámica de las aguas subterráneas (figura 3).

Cada cuerpo está formado por una serie de niveles mineralizados superpuestos cuyas potencias varían entre 0,50 y 6 metros (figura 4).

Este yacimiento se encuentra entre los 60 y 120 m de profundidad.

Mineralogía

Las especies uraníferas determinadas en el yacimiento Los Adobes son autunita, metaautunita, fosfouranilita, schroeckingerita, uranofano y carnotita, con textura de relleno de poros y grietas y cementando clastos.

En el yacimiento Cerro Cóndor predominan vanadatos y silicatos de uranio hexavalente, como tyuyamunita, carnotita y uranofano, betauranofano, ranquilita y gastuni-

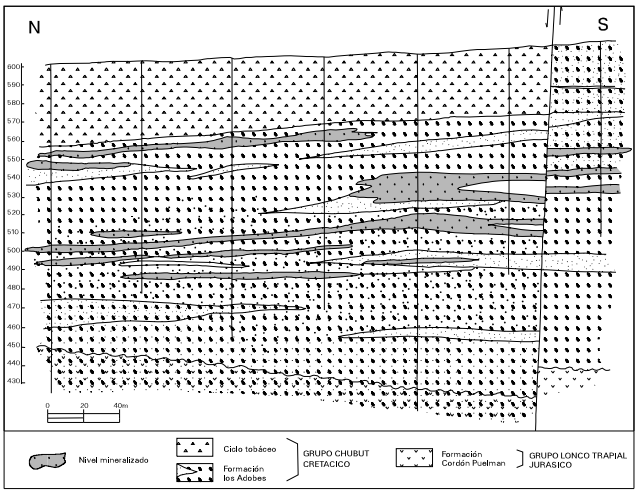


Figura 3. Yacimiento Cerro Solo. Esquema de correlación de niveles mineralizados. Cuerpo "A".

ta respectivamente. Estos se han formado bajo condiciones climáticas de aridez y alta evaporación (Maloberti, 1989).

Ambos yacimientos, Los Adobes y Cerro Cóndor, corresponden geoquímicamente a un ambiente de tipo oxidado.

Infiriendo una etapa previa de enterramiento, aporte y fijación de uranio en condiciones reductoras, el control dentro del canal o intraformacional está determinado escencialmente por la presencia de materia orgánica vegetal (factor reductor) y otro factor físico-litológico, como es la estructura de corte y relleno y los marcados contrastes granulométricos que la misma provoca.

En el nivel inferior del yacimiento Cerro Cóndor estarían presentes condiciones reductoras, habiendo materia orgánica carbonosa asociada con sulfuros y minerales negros de uranio. Con posterioridad se modifican dichas condiciones reductoras hacia téminos francamente oxidados, posiblemente merced al diastrofismo subsiguiente que provoca la erosión y exhumación de este paisaje y a condiciones climáticas húmedas, que han permitido la existencia de un nuevo nivel freático y de aguas meteóricas suficientes como para delimitar una zona superior de oxidación, lixiviación y concentración hasta la freática y otra inferior a ésta, donde queda preservado el ambiente reductor. En la zona superior, la oxidación de la pirita y su transformación final en limonita (goethita, oligisto y lepidocrosita) y jarosita, ha permitido removilizar en sentido vertical al uranio tetravalente como gummita (mezcla de óxidos hexavalentes) y luego reprecipitarlo como silicatos y vanadatos. En este nivel oxidado, se pierden las características del depósito primitivo, la materia vegetal antes carbonizada es ahora silicificada y limonitizada, la pirita asociada a ésta fue oxidada. La presencia de H_2SO_4 como compuesto intermedio de la oxidación del sulfuro, además de oxidar al uranio, puede actuar disolviendo parcialmente el cemento carbonático, aportar CO_2 al agua y finalmente precipitar como yeso, el cual también puede ser de origen alóctono.

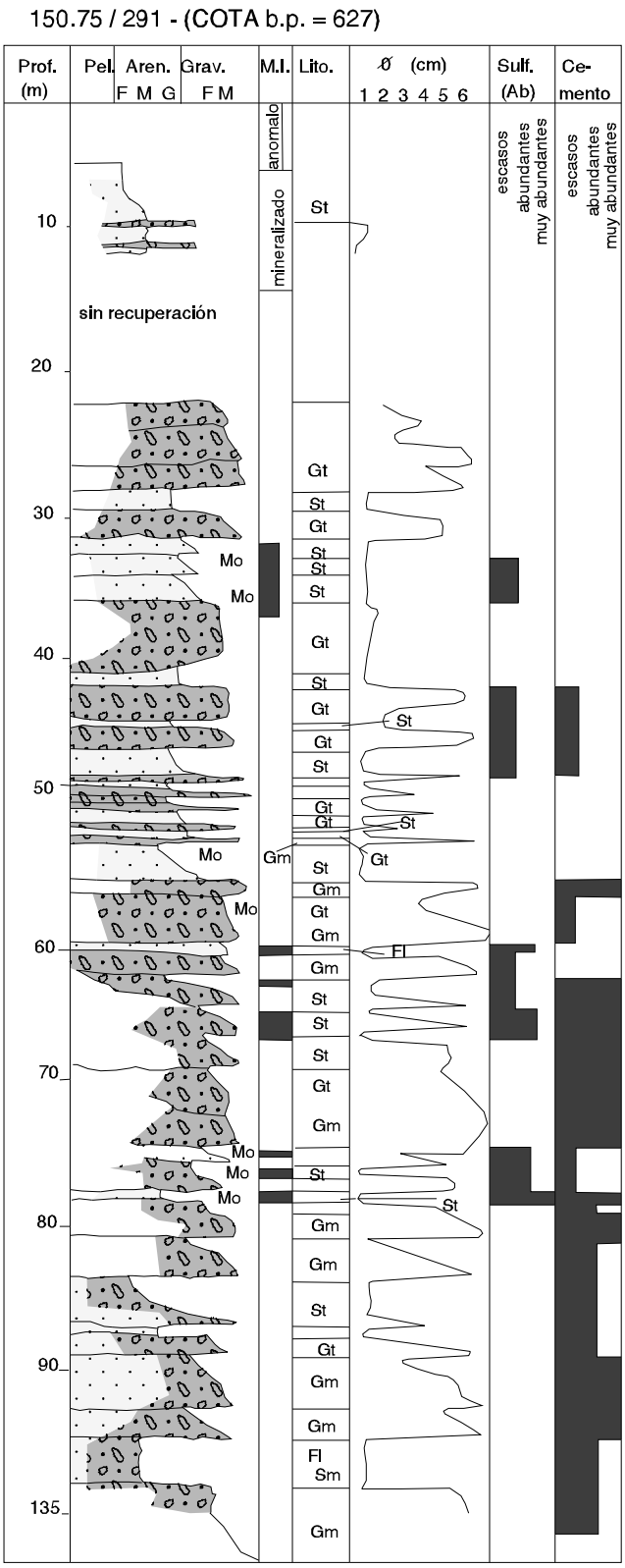


Figura 4. Yacimiento Cerro Solo. Secuencia de facies.

La concentración de minerales de uranio en la zona oxidada se vio favorecida, aparte de los factores físicos ya citados, por la variación del clima hacia condiciones de aridez como las actuales, dado que estos minerales tienen as-

pecto de haber precipitado por evaporación y saturación de una solución fértil (Maloberti, 1981).

En el yacimiento Cerro Solo se han determinado hasta la fecha las siguientes especies minerales: -uraninita (variedad microcristalina pechblenda), UO_2, en finos agregados reniformes y botroidales incluídos en restos carbonosos, en costras sobre pirita e incluída en nódulos de marcasita. -Uranopilita $(UO_2)_6$ $(SO_4)(OH)_{10}x12H_2O$, muy escasa, microcristalina con textura fibrosa, en costras y películas delgadas, asociadas con pirita e incluída a veces por la baritina. -Coffinita $U(Si\ O_4)_{1-X}$ $(OH)_{4X}$ muy escasa asociada con pirita en formas de costras y con materia orgánica.

La asociación uranio-materia orgánica es la forma más frecuente en que se presenta el uranio. En estos casos, el elemento está también relacionado con sulfuros microcristalinos contenidos en la materia carbonosa y a complejos urano-orgánicos macromoleculares formados a expensas de los ácidos húmico y fúlvico. Los controles de mineralización, tipicamente sedimentarios, ocurren en diversos pasos a saber: aporte de uranio epigenético y de aguas subterráneas en solución muy diluída de uranio hexavalente; forma complejos carbonatados del ion uranilo que en contacto con la materia orgánica es fijado o precipitado de acuerdo con algunos de los siguientes procesos: a) generación de H_2S (Eh reductor), el ion uranilo es reducido y forma óxidos tetravalentes de uranio, que por deshidratación dan pechblenda. Si ocurre en un medio con alta concentración de sílice se forma coffinita; b) Sorción, el uranio es fijado en la superficie de la materia orgánica. c) complejos urano-orgánicos, no se conocen los enlaces químicos, forman quelatos y sales que precipitan en medio ácido (pH 5). En el yacimiento se reconocieron los tres procesos citados, siendo el último el más frecuente. La actual mineralización está relacionada con la diagénesis de la roca alojante. Los lugares inicialmente mineralizados, donde las sedimentitas permanecen fuertemente cementadas, son los de mayor ley en uranio (Maloberti, 1993).

Los minerales acompañantes más importantes son pirita, calcita, goethita, siderita y baritina (Maloberti, 1989).

MODELO GENÉTICO

De acuerdo a la clasificación de Dahlkamps (1993) los yacimientos de este distrito serían epigenéticos-supergénicos hospedados en sedimentos continentales (areniscas con yacencia tabular a lenticular).

BIBLIOGRAFÍA

Benítez, A., A. Fuente, A. Maloberti, V. Landi, R. Bianchi, N. Marveggio y M. Gayone, 1993. Evaluación de la mina nuclear Cerro Solo, provincia del Chubut. Parte 1: Características geológicas del yacimiento y de la cuenca. *12º Congreso Geológico Argentino* y *2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 5: 272-278.

Bianchi, R. y M. Páez, 1996. Síntesis geológica de la vertiente oriental de la Sierra de los Pichiñanes. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Coira, B., F. Nullo, C. Proserpio y V. Ramos, 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 30 (4): 361-383. Buenos Aires.

Dahlkamps, F., 1993. Uranium ore deposits. Berlin, Heildelberg, New York, *Springer- Verlag.* p. 460.

Fígari, E. y D. García, 1992. Análisis litofacial y arquitectónico de los depósitos continentales mesocretácicos aflorantes en el Cerro Fortín, Chubut. *4º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas,* 1: 119-126. La Plata.

Galucci, A., 1980. Informe sobre la explotación del Yacimiento Cerro Cóndor, departamento de Paso de Indios, Chubut. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Hechem, J., J. Homovc y E. Fígari, 1989. Estratigrafía del Chubutiano en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Comodoro Rivadavia*.

Maloberti, A., 1981. Mineral de mena y características geológicas del Yacimiento "Cerro Cóndor". Departamento Paso de Indios, Chubut. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

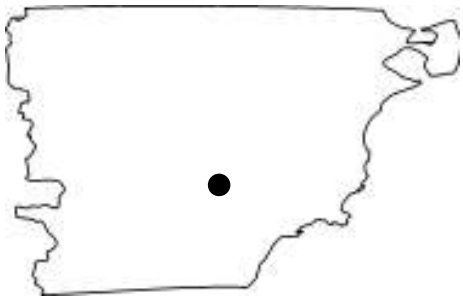
Maloberti, A., 1989. Presencia de uranio en rocas volcaniclásticas cretácicas de la región central de la provincia del Chubut. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Maloberti, A., 1993. Informe de avance sobre petrografía, mineralogía y mineralización de uranio del Yacimiento Cerro Solo. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Navarra, P., 1976. Informe sobre la explotación del Yacimiento Los Adobes. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Nullo, F., 1983. Descripción geológica de la hoja 45c, Pampa de Agnia. provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín, 199.* Buenos Aires.

Fuente, A. y M. R. Gayone, 1999. Distrito uranífero Sierra Cuadrada, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1261-1264, Buenos Aires.



DISTRITO URANÍFERO SIERRA CUADRADA, CHUBUT

Alberto Fuente[1] y María R. Gayone[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito uranífero Sierra Cuadrada se encuentra ubicado en el extremo oriental de la sierra del mismo nombre, comprendiendo varias manifestaciones e indicios situados en los flancos norte y sur de la misma. Jurisdiccionalmente corresponde al departamento Paso de Indios, distando 200 km en dirección noroeste de la ciudad de Comodoro Rivadavia y 300 km en dirección suroeste de Trelew. Sus coordenadas aproximadas son 44°49' de latitud sur y 68° de longitud oeste.

Leyes y reservas

Una primera estimación provisoria de reservas geológicas arrojó la cifra de 3.581.250 t de mineral, 931 t U con una ley media de 0,026% U. Los últimos trabajos ejecutados datan de 1979.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

En 1958 un poblador de la zona del Cerro Virgen, ubicado en el faldeo sur de la Sierra Cuadrada, acerca al personal de la CNEA que se encontraba en la localidad de Sarmiento, restos de un tronco fósil, que resultó estar mineralizado, lo cual permitió al geólogo J. Anzulovich iniciar los estudios en el área del hallazgo. Esta zona denominada "Manifestación Sierra Cuadrada", fue más tarde llevada a la categoría de distrito, dada la cantidad de anomalías e indicios descubiertos en una extensa área de los alrededores.

En 1961 se realiza prospección radimétrica aérea sistemática, desde el faldeo norte de la Sierra Cuadrada hasta la Meseta del Humo-Mallín Chico. Durante ese mismo año se reconoce por vía terrestre la anomalía aérea del Cerro Virgen y la zona limitada por los paralelos de 44° y 45° de latitud sur y los meridianos de 67°30' y 68°30' de longitud oeste. Todas las manifestaciones revisadas se alojan en sedimentitas del Grupo Chubut (parte media a superior), Formaciones Cerro Barcino y Puesto Manuel Arce y están relacionadas a facies areno-conglomerádicas, determinándose en el Cerro Virgen, los minerales de uranio carnotita y autunita relacionados a materia orgánica.

En 1964 se efectuó prospección aérea detallada del faldeo septentrional de la Sierra Cuadrada, lo cual permitió ubicar siete zonas anómalas que dan lugar a los Grupos A, B, C, D (yacimiento), E, F y G.

Durante 1975 se realiza la revisión de esas anomalías y se efectúan trabajos de prospección pedestre detallada que incluyen laboreos y perforaciones en los Grupos D y E, emanometría en los Grupos D, A y E.

Durante 1978-79, el área quedo incluída en la obra de 100.000 km^2 de prospección aérea.

En 1978 se efectuó una prospección mediante el método de *track-etch.* También se realizaron perfiles geológico-radimétricos, terminando los trabajos en 1979 con un programa reducido de exploración mediante perforaciones a malla 250x250 m,obteniéndose una evaluación preliminar del yacimiento, de acuerdo al trabajo realizado.

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Patagonia.*

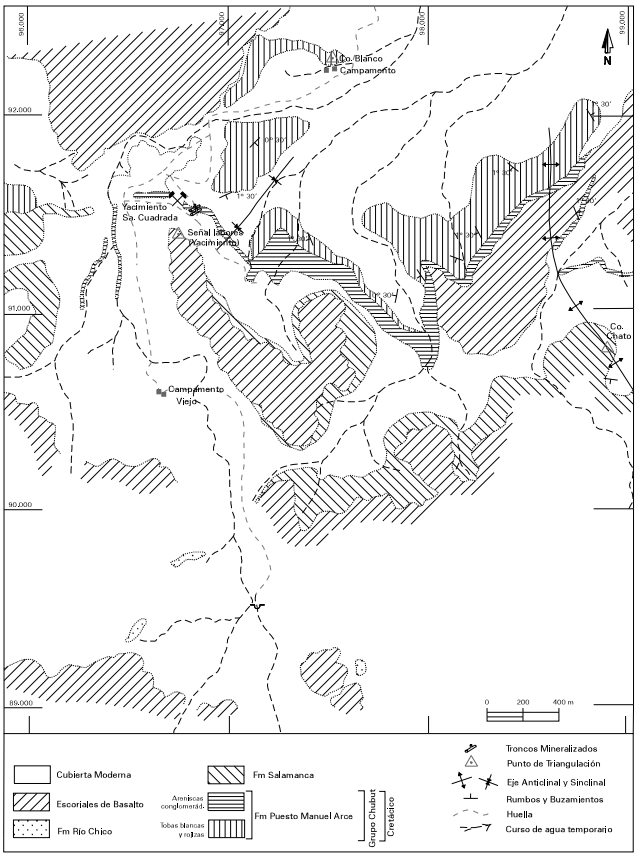


Figura 1. Geología del yacimiento Sierra Cuadrada.

PROPIETARIOS

El distrito está cubierto por cateos de exploración de la CNEA.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área pertenece a la unidad morfoestructural Chubut Extraandino y se encuentra ubicada dentro de la Cuenca del Golfo San Jorge.

En la comarca de la Sierra Cuadrada estan representadas las siguientes unidades geológicas:

La Formación Marifil es la unidad geológica más antigua de la zona. Sus afloramientos estan representados por arcillas tobáceas y tobas blancas en su parte inferior y un manto muy duro de pórfido cuarcífero de color oscuro, coronando el conjunto. Los principales afloramientos se encuentran unos 4 km al norte del yacimiento, a la vera de la Ruta Provincial 27 y en la Sierra Mora, distante 30 km hacia el noroeste.

La edad asignada a esta Formación por Lesta y Ferello (1972) es Jurásico medio, habiendo sido afectada por los movimientos intermálmicos.

En esta área de la Cuenca del Golfo San Jorge, tras una fuerte discordancia angular y erosiva se apoyan sedimentos piroclásticos, constituidos por tobas de colores blanquecinos, rojo ladrillo y gris pertenecientes al Grupo Chubut, los que se disponen en bancos de espesor y dureza variable. Esta secuencia es asignable al Miembro Cerro Castaño de la Formación Cerro Barcino.

La primera unidad sedimentaria está constituída por tufitas areniscas y conglomerados con abundante material tobáceo que se encuentra estratificado, con tonalidades rosado-amarillentas y que presenta características de sedimentación subácuea. A continuación se desarrolla un ciclo fluvial constituído por un banco conglomerádico, fuertemente cementado, sobre el que se apoya otro banco de igual litología menos cementado y con grandes cambios laterales de facies, portador de abundantes restos vegetales.

Las facies areno-conglomerádicas contienen grandes troncos silicificados, cuyas cortezas en casos están carbonizadas e impregnadas de minerales amarillos de uranio. La coloración general es gris, siendo frecuentes las manchas de color ocre, posiblemente originadas por oxidación de sulfuros.

Hacia arriba se presenta un banco de areniscas medianas, que por sectores se hace conglomerádico, medianamente cementado y de color gris rojizo. Esta unidad pasa en transición a limos arenosos los que hacia arriba se hacen limo-arcillosos, presentando intercalaciones tufíticas. El color de esta sección superior varía de rosado a rojo violáceo.

Inmediatamente hacia arriba se desarrolla un estrato de areniscas rosadas a rojas de granulometría mediana a fina, con estratificación entrecruzada y fuertemente cementada. También se encuentran grandes troncos silicificados, los cuales no presentan radioactividad.

Culminando la secuencia, se observa un paquete de limos arcillosos rojos con intercalaciones lenticulares de toscas calcáreas y yeso en su parte más alta, lo cual para esta comarca estaría indicando la terminación del ciclo sedimentario cretácico por colmatación de la cuenca.

A continuación se localiza una secuencia estratigráfica que correspondería a la Formación Puesto Manuel Arce (figura 1), a las cuales Chebli *et al.* (1974) le atribuyen una edad post-aptiana a pre-senoniana.

La Formación Salamanca de origen marino, se apoya sobre una superficie de erosión de las sedimentitas del Grupo Chubut. La unidad está constituida por areniscas y areniscas arcillosas de color verde amarillento que continenen yeso y niveles con abundantes restos de valvas y dientes de selácios, estratificación diagonal e intercalaciones de bancos de coquinas. Lesta y Ferello (1972) le asignan a esta formación edad daniana y se atribuye su depositación a la ingresión marina altlántica.

Por encima, se encuentran las sedimentitas continentales de la Formación Río Chico, constituidas por areniscas tobáceas, areniscas rojizas de grano mediano a grueso y areniscas conglomerádicas levemente verdosas, las que suelen presentar estratificación subhorizontal, intercalándose en la secuencia bancos de arcillas arenosas muy duras, grises, con dendritas de manganeso y areniscas rojas, las que se disponen en discordancia sobre la Formación Salamanca. Estos sedimentos en el área de la Sierra Cuadrada, se en-

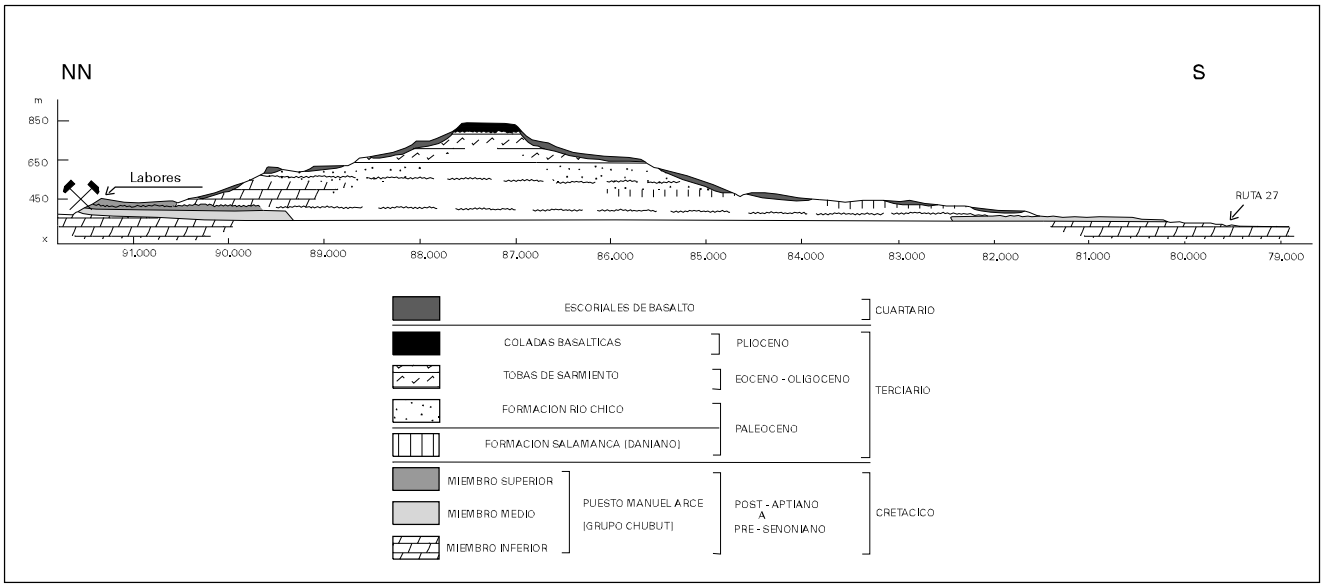


Figura 2. Perfil geológico de Sierra Cuadrada.

cuentran muy cubiertos por escoriales de basaltos, por lo cual sus afloramientos son saltuarios (figura 2).

La Formación Sarmiento se encuentra casi completamente cubierta por escoriales de basalto. Donde aflora, está constituída por tobas terrosas blanquecinas y grisáceas y cineritas muy friables de color gris claro a amarillentas. Se le atribuye a la misma edad oligocena.

Los basaltos terciarios se disponen en varias coladas, las que coronan la Sierra Cuadrada.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La base de la unidad portadora de la mineralización está constituida por tobas blanquecinas, duras, estratificadas, que por sectores presenta potentes bancos que continúan hacia arriba con un banco de tobas litoideas de color rojo intenso, estratificadas, que por sus características constituyen una excelente capa guía. Intercalado se encuentra un paquete de arcillas tobáceas claras, por encima del cual aparece un potente banco de conglomerados, arcillas y areniscas de color predominantemente rojizo, en el que resalta en su parte inferior, una faja decolorada en la que se distribuyen los minerales de uranio.

El banco conglomerádico, de estratificación entrecruzada y torrencial, incluye gran cantidad de troncos silicificados, muchos de ellos con mineral a la vista.

Los rodados son mayoritariamente de pórfiros, aunque abundan las tobas de igual composición, que en su mayoría proveen clastos subangulosos y cementados por arenas con abundante material calcáreo.

Las areniscas son medianas hasta sabulíticas de color gris azulado a castaño oscuro, con pobre selección. En niveles aislados suelen aparecer abundantes granos de cuarzo ahumado bipiramidal. Las estructuras sedimentarias observables son tabular, entrecruzada, tangencial y diagonal, las que suelen estar constituida por capas menores (láminas) oblicuas respecto a los planos de estratificación.

Con respecto a los componentes minerales, si bien no son bien conocidos, se describe cuarzo, cuarzo ahumado, chert, feldespatos caolinizados y arcillas no identificadas (Antonietti *et al.,* 1982; Etchart *et al.,* 1962; Valdiviezo y Fuente, 1981).

Estructura

La estructura en el flanco norte de la Sierra Cuadrada se resuelve en una serie de suaves pliegues anticlinales y sinclinales cuyos ejes cortan en forma diagonal a dicha sierra. Existen estructuras menores sobreimpuestas controladas por el paleorrelieve infrayacente, donde la tectónica solo aumentó ligeramente su intensidad.

Morfología

Los estratos son generalmente de escaso desarrollo lateral pero de gran extensión areal. En algunos sectores se presentan canalizaciones dentro de los mismos cuerpos arenosos o conglomerádicos.

Mineralogía

La mineralización es secundaria, generando minerales a partir del ion uranilo, por oxidación y lixiviación, en los alrededores, de minerales como uraninita y coffinita. En ambientes de clima árido la evapotranspiración concentra el uranio y precipita ligantes tales como vanadatos, fosfatos, silicatos y arseniatos.

Los minerales determinados en el distrito son carnotita, tyuyamunita, autunita y schroeckingerita.

MODELO GENÉTICO

El modelo genético corresponde a depósitos en sedimentos.

De acuerdo a la clasificación de Dahlkamps (1993) correspondería a un yacimiento secundario, de origen epigenético supergénico. La roca hospedante son sedimentos continentales de ambiente fluvial y el depósito yace en areniscas tabulares a lenticulares.

BIBLIOGRAFÍA

Antonietti, C., S. Gorustovich, A. Valdiviezo, A. Benitez y P. Saucedo, 1982. Geología y metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Parte I- Acumulaciones con control sedimentario. *Comisión Nacional de Energía Atómica Mendoza,* informe interno.

Chebli, G., C. Nakayama, J. Sciutto y A. Serraioto, 1976. Contribución a la estratigrafía del Grupo Chubut. *6º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 375-391.

Dahlkamps, F., 1993. Uranium ore deposits. Berlin, Heildelberg, New York, *Springer- Verlag.*

Etchart, L., H. Olsen, E. Saccone y E. Schiano, 1962. Sierra Cuadrada, su geología y aspectos de la mineralización uranífera. *1º Jornadas Geológicas Argentinas, Anales,* 3: 113-124. Buenos Aires.

Lesta, P. y R. Ferello, 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En A. Leanza (Dir.), *1º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias:* 602-687. Córdoba.

Valdiviezo, A. y A. Fuente, 1981. Resultado de los trabajos realizados en el Distrito uranífero de Sierra Cuadrada. Departamento Paso de Indios. Provincia del Chubut (incluye control geológico de Obra 75 Ex.). *Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno.* Córdoba.

Domínguez, E. y F. Cravero, 1999. Los recursos de caolín de Chubut y Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1265-1272, Buenos Aires.



LOS RECURSOS DE CAOLÍN DE CHUBUT Y SANTA CRUZ

Eduardo Domínguez[1] y Fernanda Cravero[1]

INTRODUCCIÓN

Por caolín se entiende «a una roca caracterizada por el contenido útil de minerales del caolín» (Kuzvart, 1977). Este término es apropiado porque abarca tanto a los yacimientos de origen residual (caolines) como a los de origen sedimentario (arcillas). En las estadísticas mineras se hace esta distinción y se habla de caolines, arcillas refractarias (caolines) o de arcillas plásticas (arcillas caolínicas). Esta nomenclatura introduce una gran incertidumbre en los datos ya que se comercializan con una u otra denominación según el mercado. En este trabajo se utilizará la denominación abarcativa de caolines para agrupar a ambos tipos de yacimientos.

UBICACIÓN

En la provincia de Chubut los principales depósitos se encuentran a lo largo del Valle Inferior del Río Chubut, entre el dique Ameghino y Boca Toma, próximos a Trelew. Yacimientos de menor volumen e importancia han sido descriptos al noroeste de la localidad de Alto Río Senguerr.

En la provincia de Santa Cruz, las manifestaciones de mayor interés comercial se encuentran en los Lotes 8, 18 y 19, a unos 200 km al oeste de Puerto San Julián. Además, en la zona del cerro Rubio se encuentra una mineralización de importancia, que se explotó en el pasado. Manifestaciones menores han sido halladas en varias localidades, entre otras Camarones próxima a la localidad homónima y en la estancia Los Machos, a 20 km al noroeste de Puerto San Julián.

CALIDAD, RESERVAS, PRODUCCIÓN, USOS, DESTINO, SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Entre ambas provincias, de acuerdo a la demanda interna del mercado, la producción anual supera las 130.000 toneladas. En los últimos años se ha comenzado su exportación a países del Mercosur.

Los caolines desde su descubrimiento han sido usados por la industria cerámica: para piezas de calidad (sanitarios, vajillas, esmaltes), para piezas estructurales (gres porcellanato, pisos y revestimiento) y en la fabricación de refractarios. También se los utiliza como carga en plásticos, en cauchos, como soporte de insecticidas y plaguicidas, y en otros usos menores. Hasta el presente se han extraído más de 3.000.000 t y su destino ha sido la industria cerámica de sanitarios (60%), loza y porcelana (30%) y aisladores y otros productos (10%).

Los datos publicados de su calidad indican que de acuerdo a las características mineralógicas, granulométricas y físicas, los caolines sedimentarios tienen propiedades cerámicas de moldeo óptimas y blancuras superiores a 69 a 1.200°C equiparables a las *ball and plastic clays* de Inglaterra (Factorovich *et al.*, 1997). Por sus altos contenidos de caolinita y bajos tenores de hierro los caolines son utilizados en la dosificación de pastas cerámicas blancas y otros usos que requieren arcillas de calidad.

Los recursos son importantes. Se utilizará la acepción recursos, en lugar de reservas, para indicar las bases exclusivamente geológicas de las estimaciones. Romero *et al.* (1974) determinaron recursos de 14.800.000 t en los yacimientos del Río Chubut. En dicha oportunidad el único yacimiento sedimentario evaluado fue Valeriana. En la

[1] *CONICET. Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología.*

actualidad se están explotando además Chenque, y Los Pajaritos (Cardenal, Golondrina, Zorzal y Marieta entre otros). Sobre la base de sondeos de exploración, considerando únicamente los datos de una de las compañías más importantes, Domínguez (1984 a y b) aumenta a 25.000.000 t la estimación de los recursos. La calidad de estos recursos es variable, pero en general son aptos para cerámica.

En el lote 18 de la provincia de Santa Cruz se estimaron recursos de alrededor de 16.000.000 t (Vía, 1983), en tanto que en el Lote 19 entre las minas La Barranca, El Verano y El Alba, se estiman recursos de 200.000 toneladas. El sector de Cerro Pirámide presenta afloramientos aún no evaluados de muy buen potencial. Actualmente, para el Lote 18, una de las compañías mineras asegura recursos probados por valores superiores a los 4.000.000 toneladas. En el yacimiento Ñandú del Lote 8 se cubicaron 350.000 t sobre la base de una campaña de sondeos (Treo, 1983). Esta cifra contempla únicamente el mineral que tiene un contenido de Al_2O_3 mayor del 17% y una blancura mayor al 75%. Para este yacimiento con una nueva campaña de sondeos se estimaron recursos superiores a 2.000.000 toneladas. En la extensa meseta entre el Guadal de Baqueró y el Cerro Cuadrado se han hallado manifestaciones de arcillas (Don Jacinto, 25 de Mayo, Los Guadales y Nacho), algunas de las cuales han sido explotadas temporariamente (Don Jacinto). Esta superficie, de unos 49 km^2, tiene un excelente potencial para la exploración.

La utilización cerámica de los caolines de la zona del Alto Río Senguerr debe ser estudiada con detalle debido a la presencia de alunita (a los 800°C pierde azufre), su composición variable (relación cuarzo-caolinita), y dureza del mineral (seguramente poco plástico).

Durante algunos años una planta industrial produjo un caolín papelero grado filler. La blancura del producto era de 76 GE y su abrasividad de 44 mg ambos por debajo de la calidad internacional requerida. La posibilidad de utilizar los caolines para la industria del papel fue intensamente investigada entre los años 1974 y 1991. Los estudios encuentran que existe la posibilidad de producir un caolín grado filler y hasta cobertura utilizando los sectores más blancos y con alto contenido de caolinita de diversos yacimientos. Una blancura por encima de 80 puede ser obtenida con tratamiento químico, pero una abrasividad menor de 20 mg sólo se consigue en la fracción <2 µm. La recuperación de esta fracción es muy baja y limita la posibilidad de un proceso industrial económico. A su vez el yacimiento que presenta los mejores resultados es el del Lote 8.

El mineral se comercializa en forma natural o beneficiado. El proceso de purificación consiste en una molienda con distintos grados de desarenado en húmedo y una clasificación granulométrica vía hidrociclones y decantación en piletas. El caolín en suspensión es concentrado mediante filtros prensa, y secado natural. Los distintos nombres comerciales indican el yacimiento de procedencia, y si se trata de mineral natural o molido y lavado.

Los yacimientos son explotados a cielo abierto mediante la apertura de canteras. En el pasado, algunos lo fueron en forma subterránea, por el método de cámaras y pilares. En la explotación a cielo abierto las técnicas de destape y arranque han variado con los años de acuerdo con los cambios tecnológicos. En el pasado la explotación era manual y permitía una selección más cuidadosa del material. En la actualidad, los yacimientos se destapan y explotan con equipo pesado (topadoras frontales y retroexcavadora) permitiendo una mayor relación estéril a mineral en la extracción económica.

HISTORIA DEL DISTRITO

La utilización en cerámica de los caolines del Chubut comenzó alrededor del año 1939 en el yacimiento Playa Duñac (Angelelli, 1941). Para la misma época fue descripta una caolinización en la parte superior del pórfido riolítico en el río Chubut a la altura de Las Chapas (Mina Paraná). Desde el año 1934 se explotaba una capa de arcillas caolínicas para la producción de material refractario en la mina Los Granaderos y en 1939 se inició la explotación de la mina La Unión en el lote 8 de la provincia de Santa Cruz.

A partir de ese momento son numerosos los trabajos de exploración, mineros y científicos que se han realizado. Entre otros se encuentran los de Olivieri y Terrero (1954) que estudian la geología y mineralogía del yacimiento Don Emilio (Chubut) y Cannelle (1960) que describe los yacimientos de los alrededores de Camarones. Hayase y Maiza (1973) estudian los yacimientos hidrotermales en la zona de Alto Río Senguerr y, Romero *et al.* (1974) estudian los yacimientos de Chubut con el propósito de determinar si se justifica la instalación de una planta de tratamiento para su uso en papel. Wilson (1977) concluye que los caolines sedimentarios de Santa Cruz son aptos para cerámica blanca y sostiene que los del Lote 8, por ser silíceos y tener minerales de Fe y Ti, necesitan de un estudio de detalle previo a su uso en cerámica blanca y cree que tienen potencial papelero. Bleier (1981) confirma el potencial papelero y recomienda una exploración más detallada del depósito. Entre 1982 y 1985 Galazzo *et al.* (1985) concluyen que pueden conseguirse caolines aptos para papel con mineral de alta pureza y con adecuados tratamientos industriales. Galazzo *et al.* (1986) trabajando con mineral beneficiado (80% menor de 2µm) encuentran que la reología de sus suspensiones excluye su posible uso como cobertura a menos se las trate saturándolas con un ion monovalente (sodio). Panza *et al.* (1994a) describe, a 35 km. al noroeste de Puerto San Julián, en la estancia Los Machos, tres yacimientos y se refiere a los yacimientos del lote 8 (El Ñandú, El Ranquel y Unión) estimando sus reservas en 1.200.000 toneladas.

Tanto en Chubut como en Santa Cruz la propiedad de la mayoría de los yacimientos pertenece a las siguientes compañías: Minera Ameghino; FAPA- Armanino; Piedra Grande y Minera Zafiro entre las más importantes.

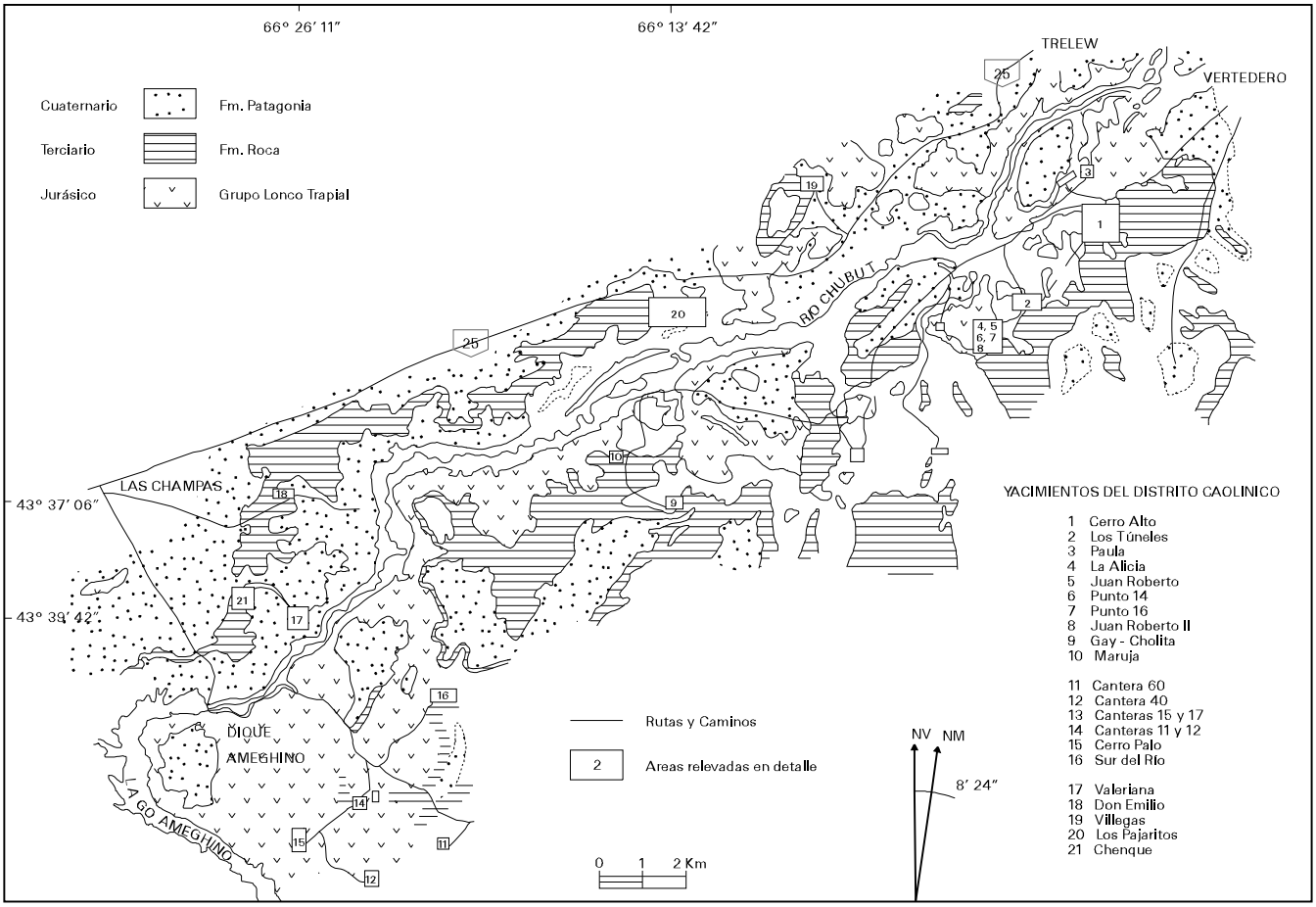


Figura 1. Ubicación de los yacimientos del distrito caolínico.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Los yacimientos de caolín de la Patagonia se han formado por dos procesos diferentes, a partir de la alteración *in situ* de rocas volcaniclásticas (residuales) y por el transporte y depositación de arcillas caolínicas (sedimentarios). Esta diferencia en el origen implica una diferencia en la geología de los mismos. Por lo tanto en este apartado se los tratará en forma independiente.

Depósitos residuales

En la provincia de Chubut se hallan depósitos residuales en tres áreas: el Valle Inferior del Río Chubut, Alto Río Senguerr y Camarones. En el Valle Inferior del Río Chubut existen numerosos yacimientos tales como: Cerro Alto, Los Túneles, Paula, La Alicia, Juan Roberto, Punto 14, Punto 16, Juan Roberto II, Gay, Maruja, Cantera 40, Cantera 60, Canteras 15 y 17, Canteras 11 y 12, Cerro Palo, Sur del Río, Don Emilio y Villegas (figura 1).

En la provincia de Santa Cruz, los yacimientos residuales se encuentran en el lote 8, estancia Los Machos y Cerro Rubio (figura 2).

Los yacimientos residuales son producto de alteración de rocas piroclásticas de los depósitos de Rift II del Jurásico Medio a Superior. Los de la provincia de Chubut se hallan en el Grupo Lonco Trapial, que interdigita con la Formación Marifil (Jurásico medio a superior) y los de la provincia de Santa Cruz se encuentran en el Grupo Bahía Laura (Jurásico medio: Calloviano a Berriasiano). En el área de los yacimientos, el Grupo Lonco Trapial está constituido por pórfidos rosados, tobas de color pardo, brechas y aglomerados de rocas porfíricas de composición riolítica (Romero *et al.*, 1975) y el Grupo Bahía Laura, por rocas piroclásticas de tipo ignimbritas de composición riolítica (Domínguez y Murray, 1997). Las ignimbritas poco alteradas están compuestas por cristaloclastos de cuarzo, sanidina y como accesorio biotita en una matriz felsítica. La rocas más alteradas son las brechas y tobas que gradan lateral y verticalmente a ignimbritas más densas y menos alteradas.

La argilización no muestra un control estructural, excepto en dos canteras en Chubut donde la alteración está asociada a fallas. Todos los yacimientos presentan un fuerte control estratigráfico, ya que se presentan en la parte superior del complejo volcánico en su contacto con unidades más jóvenes. Las zonas caolinizadas tienen formas tabu-

	Sur del Río Rosado	Sur del Río Blanco	Verónica	Sonia	Paula	Verde
SiO_2	64,0	58,7	60,7	59,9	66,3	67,9
Al_2O_3	21,9	28,6	27,3	27,5	19,9	21,1
Fe_2O_3	1,10	0,40	1,80	0,80	2,50	1,00
TiO_2	0,30	0,30	0,50	0,30	0,20	0,30
CaO	2,20	0,40	0,10	0,70	0,90	0,20
MgO	0,30	0,00	0,10	0,30	0,00	0,30
K_2O	2,70	0,90	0,10	0,60	3,40	1,80
Na_2O	0,30	0,40	0,30	0,10	0,48	0,30
ppc	7,2	10,3	8,1	9,8	6,3	7,1

Tabla 1. Análisis químicos de yacimientos residuales del Valle Inferior del Río Chubut.

lares con una extensión horizontal superior a los 1.500 m y un espesor de 6 m en algunos yacimientos. Datos de sondeos indican que la profundidad de la alteración varía entre 3 y 6 m, aunque excepcionalmente se han encontrado espesores de hasta 30 metros. El espesor de la zona inferior con una caolinización débil oscila entre 1 y 20 m (Domínguez e Iñiguez Rodríguez, 1987). Los sectores caolinizados tienen áreas entre los 0,6 y los 6 km^2 y una revisión del distrito del Río Chubut permite afirmar que el área caolinizada tiene al mínimo unos 40 kilómetros cuadrados. En Santa Cruz los sondeos de exploración indican que la argilización decrece con la profundidad. En las canteras donde la argilización está controlada por fallas, la alteración se presenta únicamente en uno de sus labios y decrece con la profundidad.

La distribución granulométrica indica un contenido aproximado del 60% menor de 2 µm con un grit (fracción > 44 µm) que no supera el 1%. La fracción > 44mm está compuesta por cuarzo y feldespatos con cantidades menores de agregados líticos y trazas de circón, vidrio volcánico, zeolitas, magnetita y hematita. La fracción arcilla está compuesta por caolinita, 7 Å halloysita, illita y cuarzo con cantidades menores de interestratificados tipo I/S y esmectita. La caolinita predomina en la parte superior y más blanca de la argilización en tanto que el contenido de illita y esmectita aumentan con la profundidad. La caolinita de la roca alterada es de baja cristalinidad mientras que la de las venillas tiene una buena cristalinidad. En las rocas con alteración intensa solo se encuentra caolinita y 7 Å halloysita. La illita, los interestratificados y la esmectita están presentes únicamente en las zonas débilmente alteradas.

La microscopía electrónica de barrido (SEM) en el mineral blanco muestra una textura abierta de con paquetes de caolinita creciendo a partir de feldespato. Los análisis químicos indican un incremento de Al_2O_3 y H_2O y un empobrecimiento en K_2O y Na_2O en la medida que la alteración se hace más intensa. En la tabla 1 se muestran análisis químicos del mineral en algunos yacimientos.

Para los caolines de Santa Cruz la distribución granulométrica indica que la fracción <2 µm es de 45% y que la fracción > 44 µm no llega al 1 por ciento. Los principales minerales de alteración son caolinita, 7Å halloysita e illita. La illita aparece en las muestras más profundas y menos alteradas. La halloysita se encuentra en las muestras superficiales (20%) y su contenido es bajo o nulo en las muestras más profundas. La caolinita, el mineral de alteración más abundante, reemplaza pseudomórficamenta a la sanidina y la biotita.

	P158				P158 <2µm			
	8-14	14-22	22-32	32-42	8-14	14-22	22-32	32-42
Caolinita	49	33	8	5	88	87	84	80
Cuarzo	50	44	44	47	12	7	9	10
Sanidina	0	22	47	47	0	5	8	10

Tabla 2. Variación de la argilización con la profundidad en una muestra de sondeo del lote 8 (Domínguez y Murray, *op. cit.*).

Muestra	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	ppc
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Superficie	69,8	0,12	20	0,27	0,006	0,024	0,055	0,013	0,54	8,38
P158										
8-14 total	58,9	0,800	21,2	6,39	0,018	0,513	0,13	0,592	3,50	7,93
<2µm	68,1	0,085	22,6	0,44	0,009	0,011	0,07	0,006	0,15	8,30
14-22 total	74,0	0,110	16,2	0,84	0,006	0,060	0,05	0,092	1,89	6,71
<2µm	62,2	0,320	24,3	0,29	0,008	0,041	0,25	0,561	6,81	5,18
22-32 total	75,3	0,078	13,3	0,71	0,006	0,055	0,13	0,278	8,04	2,70
<2µm	60,7	0,132	23,3	0,27	0,009	0,023	0,10	0,257	10,30	4,90
32-42 total	75,2	0,090	13,6	0,23	0,008	0,037	0,12	0,435	9,42	0,80
<2µm	61,3	0,110	22,2	0,37	0,011	0,044	0,09	0,204	11,0	0,157
Roca fresca	73,5	0,10	12,6	1,21	0,043	0,305	1,12	3,45	5,49	0,063

Tabla 3: Variación en la composición química en un pozo del yacimiento Lote 8 (Domínguez y Murray, *op. cit.*).

Los análisis SEM muestran una textura abierta con cuarzo y paquetes de caolinita cubiertos por halloysita en las rocas argilizadas, mientran que las rocas inalteradas muestran una textura cerrada. En la tabla 2 se indica como varían las proporciones caolinita/cuarzo/sanidina con la profundidad y en la fracción menor de 2 µm.

Los análisis químicos presentan un incremento de Al_2O_3 y H_2O y un decrecimiento de álcalis en las muestras con mayor alteración, esta tendencia se observa en la tabla 3.

Hayase (1969) propone un origen hidrotermal para los depósitos de Chubut, Sus conclusiones se basan, entre otros argumentos, en la presencia de venillas de caolinita de buena cristalinidad con texturas de tipo stockwork. Describe además una zonación con una caolinita blanca en la parte superior de los yacimientos que se hace rojiza hacia abajo para pasar luego a la roca inalterada. Romero *et al.* (1994) y Domínguez y Murray (1995, 1997), sobre la base de evidencias morfológicas e isotópicas proponen un origen meteórico. Cravero y Domínguez (1991) y Cravero *et al.* (1991) muestran que la relación isotópica $\delta^{18}O$ y $\delta D\%$ en caolinitas de los distintos yacimientos (tabla 4) cae en el campo de las de origen meteórico. Panza *et al.* (1994b) consideran que los yacimientos se originaron por meteorización *in situ* basándose en la extensión de los depósitos, lo mantiforme de la mineralización, y la ausencia de minerales hidrotermales diagnósticos. Para el cerro Rubio propone un origen sedimentario por su relación con la sedimentación baqueroense, pero incluye también la influencia de fluidos descendentes con formación de caolín meteórico *in situ*.

En los yacimientos Alto Río Senguerr (Hayase y Maiza, 1973) el origen de la alteración se atribuye a la actividad de soluciones hidrotermales ácidas a una temperatura de 260-300°C. La argilización esta zonada tanto vertical como horizontalmente y la mineralización incluye además de caolinita, alunita, dickita, pirofilita, diasporo, baritina, covellina y blenda.

La caolinización se produjo entre el Jurásico superior y el Cretácico Superior. En la provincia de Chubut las

Yacimiento	Provincia	$\delta^{18}O$	δD
Lote 8-superficie	Santa Cruz	18,2	-86,507
Lote 8 8-14 m	Santa Cruz	17,4	-72,714
Lote 8 14-22 m	Santa Cruz	16,8	-82,754
Zona Lote 18	Santa Cruz	17,5	-83,204
Romina	Chubut	18,7	-57,508
Don Carlos	Chubut	16,1	-60,152
Cantera 60 venillas	Chubut	18,3	-59,043

Tabla 4: Composición isotópica de caolinitas de yacimientos residuales de Chubut y Santa Cruz.

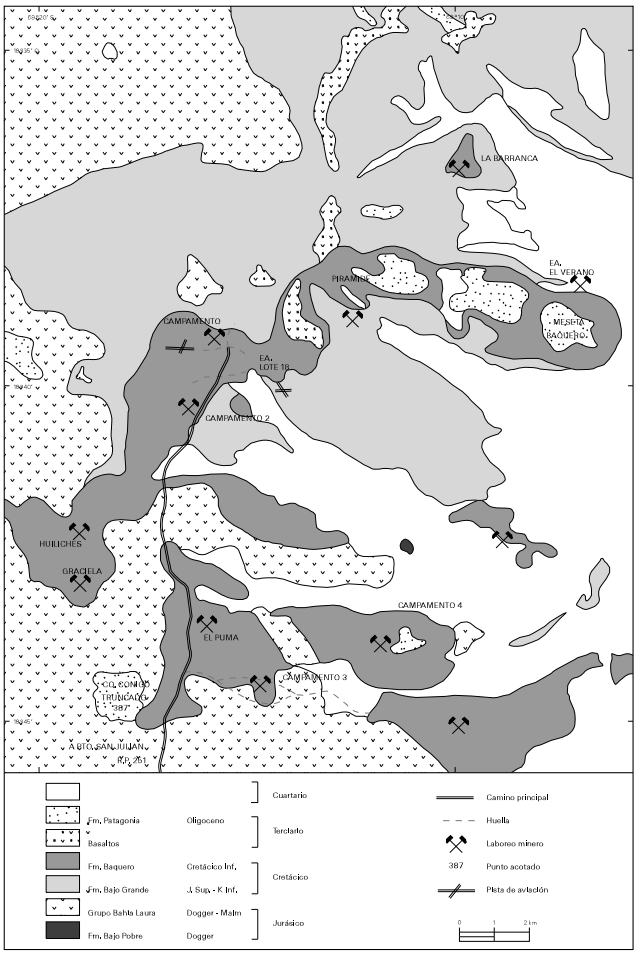


Figura 2. Depósitos sedimentarios de Santa Cruz.

areniscas, arcillas y coquinas de la Formación Roca (Paleoceno), que incluyen clastos líticos argilizados, yacen en discordancia erosiva sobre las volcanitas jurásicas caolinizadas. En Santa Cruz, la edad de la alteración se situaría entre el Jurásico superior-Cretácico inferior, ya que la Formación Baqueró (Cretácico Inferior) contiene yacimientos sedimentarios de caolín producto de la erosión y transporte de las volcanitas alteradas del Grupo Bahía Laura.

Depósitos sedimentarios

Los principales depósitos sedimentarios de la provincia de Santa Cruz se encuentran en los lotes 18 y 19, entre ellos se pueden citar: Campamentos 1, 2, 3 y 4; Huiliches, Graciela, El Puma, El Verano, Don Jacinto, La Barranca y Cola de Zorro (figura 2). En el Valle Inferior del Río Chubut se encuentran los yacimientos Valeriana, Chenque, Cholita y Los Pajaritos (Marieta, Golondrina y Cardenal).

Los yacimientos de la provincia de Santa Cruz se localizan en los depósitos de SAG Cretácicos del Miembro Inferior de la Formación Baqueró, (Aptiano). Esta se sobrepone en discordancia sobre los depósitos volcaniclásticos de Rift II del Jurásico (Grupo Bahía Laura) y se encuentra cubierta por los depósitos de margen pasivo de la Formación Patagonia (Oligoceno).

En los yacimientos, el Miembro Inferior de la Formación Baqueró está compuesto por secuencias granodecrecientes en donde capas lenticulares de conglomerados con estratificación entrecruzada gradan a areniscas y limos masivos, culminado con lentes masivos de arcillas que constituyen los depósitos de caolín. El límite superior estratigráfico que controla la posibilidad de encontrar arcillas caolínicas se relaciona con la aparición de capas tobáceas pertenecientes al Miembro Superior de la Formación Baqueró, o las capas marinas de la Formación Patagonia.

Las capas de caolín son ovoidales en planta y lenticulares en perfil, con espesores que varían desde pocos centímetros a decenas de metros (12 m) y superficies entre 180.000 m^2 y 2.500 metros cuadrados. Son masivas, de color blanco a gris blanquecino, con granos de tamaño arena y clastos tobáceos «flotando» en su cuerpo. Es frecuente encontrar restos de plantas tales como *Dictyozamites minusculus, Ptilophyllum antarticum, Otozamietes sp. y Cycalodepis mendezii* .

La fracción < 2 µm varía entre el 40 y el 60% y la fracción > 44 µm entre un 2 y un 6%. Mineralógicamente están compuestas por caolinita y cuarzo con escasa cantidad de illita y esmectita. La relación caolinita/cuarzo en roca total es de 32-47/66-53, y en la fracción < 2 µm de 85/15. La illita se encuentra concentrada principalmente en la fracción < 0,5 µm en proporciones, como máximo, del 12 por ciento. En la tabla 5 se da la composición mineralógica, química y la distribución granulométrica de muestras pertenecientes a algunos yacimientos del lote 18. En el yacimiento Campamento 4 y en algunos sectores de La Barranca, se ha detectado esmectita, aunque la presencia de illita es mas frecuente. La cristalinidad de la caolinita varía de acuerdo a la posición de la capa de arcilla en el Miembro Inferior de la Formación Baqueró y se relaciona al grado de su transporte desde su lugar de origen. Las de mayor orden cristalino se encuentran en los niveles estratigráficos más bajos y cercanos al área de aporte (Cravero y Domínguez, 1991). Estudios SEM muestran paquetes de caolinita en arreglos borde a cara o formando texturas en remolino, los cristales de caolinita presentan bordes redondeados.

El origen de estos yacimientos está relacionado a un ambiente fluvial donde las capas de caolín representan depósitos de tipo lagos abandonados. La caolinita, cuarzo y los minerales acompañantes provienen de la erosión de las rocas alteradas del Grupo Bahía Laura donde existen depósitos residuales de caolín (Cravero y Domínguez, 1992)

De los yacimientos sedimentarios de la provincia de Chubut se han publicado menos trabajos por lo que se conoce menos de su geología. Se encuentran sobre las volcanitas jurásicas caolinizadas e integrían, de acuerdo con el estudio de Aliotta *et al.* (1977), las facies fluviales de la Formación Roca (Paleoceno, Daniano). Son capas masivas que incluyen lentes de conglomerados. Algunos datos de la mineralogía y análisis químicos de los yacimientos Cardenal, Chenque, Golondrina y Valeriana se muestran en la tabla 6.

MUESTRAS	MINERALOGÍA					COMPOSICIÓN QUIMICA						Color
	% fracción	% Qz	% Fd	% K	% I	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	H_2O	
Puma Negra												
total		42	-	58	-	68,76	22,80	0,02	-	0,24	8,02	Gris claro
ret #325	3,50											
<2µm	58,0	9	-	91	-	50,50	36,12	0,03	-	0,37	12,71	Gris claro
Puma Gris												
total	-	49	-	51	-	72,51	20,06	0,02	-	0,21	7,06	Gris claro
ret #325	4,30											
<2µm	53,0	6	-	94	-	49,17	37,09	0,03	-	0,38	13,05	Gris claro
Zeta												
total		46	-	49	5	70,94	20,78	0,45	0,02	0,21	7,13	Blanco
ret #325	6,10											
<2µm	41,0	3	-	88	9	48,29	37,01	0,77	0,03	0,38	12,72	Blanco
Super												
total		41	-	59	-	68,16	23,23	0,02	-	0,24	8,18	Blanco
ret #325	4,80											
<2µm	43,0	5		87	8	48,88	36,62	0,73	0,03	0,37	12,60	Blanco

Tabla 5: Composición mineralógica y química de algunos yacimientos del lote 18 de la provincia de Santa Cruz.

MUESTRAS	MINERALOGÍA					COMPOSICIÓN QUIMICA						Color
	% fracción	% Qz	% Fd	% K	% I	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	H_2O	
Cardenal												
total	-	54	2	44	-	75,30	17,93	0,15	0,09	0,20	6,20	Gris amarillento
ret #325	8,1											
<2µm	46,0	10	-	90	-	51,06	35,71	0,03	-	0,37	12,57	Gris claro
Golondrina												
total						67,0	22,1	0,30	0,40	0,80	9,6	
Valeriana												
total						62,1	24,4	0,30	0,20	1,80	9,6	
Chenque												
total		34	-	57	9	65,13	24,74	0,74	0,03	0,25	8,41	Gris rosado
ret #325	4,2											
<2µm	44	4	-	86	10	48,71	36,58	0,89	0,03	0,37	12,51	Blanco

Tabla 6: Composición mineralógica y química y distribución del tamaño de grano en algunos yacimientos de Chubut.

BIBLIOGRAFÍA

Aliotta, G., E. Domínguez y R. Whewell, 1977. Sedimentología de las psamitas del Terciario Inferior entre Dique Ameghino y boca Toma, provincia de Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 32: 282-288.

Angelelli V., 1941. Los Yacimientos de Minerales y Rocas de Aplicación de la República Argentina. Su Geología y relaciones genéticas. *Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección de Minas y Geología, Boletín,* 50. Buenas Aires.

Bleier P., 1981. Study of the Possibility of Starting a Paper caolin Filler and Paper Kaolin Coating Pigments Production in the Provincia de Santa Cruz, Argentina. *United Nations Industrial Organization, unpublished Report.* Buenos Aires

Cannelle L. E., 1960. Informe sobre los yacimientos de arcillas y arcillas caolinicas de los alrededores de Camarones. Departamento Camarones (Chubut) *Dirección Nacional de Geología y Minería, informe técnico,* 7. Buenos Aires.

Cravero M. F. y E. Domínguez, 1991. Influencia del transporte en la mineralogía, granulometría y cristalinidad de caolinitas de yacimientos sedimentarios de la provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46 (1-2): 51-59.

Cravero F., E. Domínguez y H. H. Murray, 1991. Valores $d^{18}O$ y dD en caolinitas indicadores de un clima templado-húmedo para el Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Patagonia. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46 (1-2): 20-25.

Cravero M. F. y E. Domínguez, 1992. Origin of kaolin deposits. Baqueró Formation (Lower Cretaceous). Santa Cruz Province, Patagonia. Argentina. *Journal of South American Earth Science,*6 (4): 223-235.

Domínguez, E., 1984a. Revisión y evaluación del informe Piedra Grande S.A.M.I.C.A y F Exploración de Caolín y Arcilla en la provincia de Chubut. *Resolución Secretaria de estado de Minería 375/82 1983. Piedra Grande,* informe inédito. Buenos Aires.

Domínguez, E., 1984b. Evaluación de la Cantera 40-Caolines Argentinos. *Ferrum S A.,* informe inédito. Buenos Aires.

Domínguez, E. y A. M. Iñiguez Rodríguez, 1987. Evaluación de las posibilidades de nuevos yacimientos de caolín en el campo del Sr Parodi. *Piedra Grande S A.*, informe inédito.

Domínguez, E. y H. H. Murray, 1995. Genesis of the Chubut River Valley kaolin deposits, Argentina, and their industrial applications. *Proceedings of the 10th International Clay Conference. Australia. Churchman R., Fitzpatrick R., Eggleton R. Editores:* 129-134.

Domínguez, E. y H. H. Murray, 1997. The Lote 8 Kaolin Deposit, Santa Cruz, Argentina . Genesis and Paper Industrial Application. *Proceedings 11th International Clay Conference,* Canda. En prensa.

Factorovich, J.C., F. Cravero, D. Badino y E. Domínguez, 1997. Arcillas caolínicas de la Patagonia Argentina. Relación entre la Mineralogía y las Propiedades cerámicas. *41° Congreso Brasileiro de Cerámica y 2° Congreso de Cerámica e Minerais Industrais do Mercosur, Anais,* 2: 705-708.

Galazzo J. L., R. L. Cerro y P. J. Depetris, 1985. Los Caolines de Chubut y Santa Cruz. Sus características importantes para el uso papelero. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (3-4): 278-283.

Galazzo J. L., P. Depetris, R. L. Cerro y H. H. Murray, 1986 Viscosity improvement of Argentine Kaoli by ionic Teatment. *Applied Clay Science,* 1: 367-373.

Hayase, K., 1969. Génesis del yacimiento de Caolín de la mina Villegas, Provincia de Chubut, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (1): 55-71.

Hayase, K. y P. J. Maiza, 1973. Presencia de Dickita en yacimientos de caolín en la Patagonia, República Argentina. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 153-159. Buenos Aires.

Kuzvart, M., 1977. Aspects of kaolin genesis. In: E. Galán (Ed.), Proceed. *8th Kaolin Symposium and Meeting on alunite, Madrid-Rome, K-12, 12pp. Ministerio de Industria y Energía.* Madrid.

Oliveri, J. C. y J. M. Terrero, 1954. El yacimiento de material Caolínico Don Emilio (Departamento Gaiman) Territorio del Chubut. *Dirección Nacional de Minería, Boletín,* 81. Buenos Aires.

Panza, J. L., M. V. Irigoyen y A. Genini, 1994a. Hoja Geológica 4969-IV. Puerto San Julián. Geología: Panza, Irigoyen; Mineria: Genini. *Secretaría de Minería de la Nación, Boletín,* 211 (Nueva Serie) Buenos Aires.

Panza, J. L, M. Zubia, A. Genini y M. Jones, 1994b. Hoja geológica 4969-II Tres cerros. Provincia de santa Cruz Geología: Panza; Minería: Zubia, Genini, y Jones. *Dirección de Minería de la Nación, Boletín,* 213. Buenos Aires.

Romero, A. J. B., E. Domínguez y R. Whewell, 1974. El área caolinera del departamento de Gaiman, Provincia del Chubut. (contribución al conocimiento geológico, mineralógico y genético de los yacimientos). *Fundación Bariloche-Centro Nacional Patagónico,* informe inédito. Bariloche- Pto Madryn.

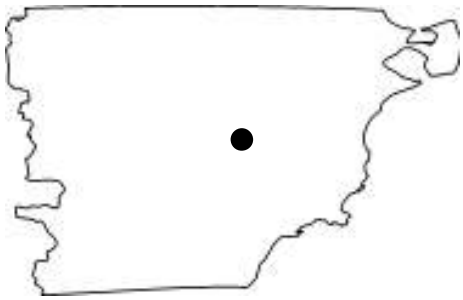
Romero, A., E. Domínguez y R. Whewell, 1975. Génesis de los yacimientos de caolín del Río Chubut Inferior. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 4: 423-444.

Treo, C., 1983. Metodología usada en la exploración de un yacimiento de caolín. Departamento de Magallanes, provincia de santa Cruz. *2º Congreso Nacional de Geología Económica,* 2: 719-724.

Vía, E. K., 1983. Evaluación geológica potencial de arcillas de revestimiento. Distrito de caolín San Julián, Departamento de Magallanes, San Julián, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Informe inédito.

Wilson, 1977. Report on Laboratory Assessement of Campañía Minera San Julián S C A Kaolins from Santa Cruz Province, Patagonia Argentina. English China Clay St Autswell . *Ump Rep United Kingdom.*

Fuente, A. y M. R. Gayone, 1999. El yacimiento uranífero Chacay Curá, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1273-1275, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO URANÍFERO CHACAY CURÁ, CHUBUT

Alberto Fuente[1] y María R. Gayone[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El Distrito Chacay Curá está ubicado a 48 km al sursuroeste de la localidad de Las Plumas, departamento Mártires, a 250 km de Trelew. Sus coordenadas son 44º05' de latitud sur y 67º27' de longitud oeste.

LEYES Y RESERVAS

Una primera estimación provisoria de reservas geológicas arrojó la cifra 99.495 t de mineral, 26,4 t U con una ley media de 0,0265 % U.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO

El yacimiento Chacay Curá fue descubierto por los trabajos de prospección aérea ejecutados durante 1958, siendo designada como anomalía 1 del vuelo XXV. Posteriormente se verifica por tierra, efectuándose una radimetría semidetallada y ejecutando varias labores.

Las tareas se reanudaron en 1969, realizando relevamientos topográfico-geológico-radimétricos y trabajos de geofísica (emanometría). A partir de estos estudios se seleccionan dos áreas donde se efectuaron sendas labores y algunas perforaciones utilizando pala "australiana".

En 1978 se efectuó una serie de perforaciones a malla 50x50m y labores con fines de evaluación.

Elena (1981) informa sobre trabajos realizados.

PROPIETARIOS

El distrito está cubierto por cateos de la CNEA.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área se encuentra ubicada dentro de la unidad morfoestructural Chubut Extraandino y pertenece a la Cuenca del Golfo San Jorge.

La secuencia comienza con lavas ignimbríticas de la Formación El Córdoba (Liásico), sobre las cuales se asienta en discordancia erosiva las tobas y sedimentitas de la Formación Osta Arena (Liásico).

La Formación Lonco Trapial, constituida por una potente sucesión de lavas e ignimbritas de composición mesosilícica, ocupa el sector más occidental del área, mientras que hacia el oriente se interdigitan con riolitas, ignimbritas riolíticas, pórfidos cuarcíferos y un séquito de piroclastitas finas y aglomerados volcánicos interestratificados asignados a la Formación Marifil (Dogger).

Mediando discordancia angular, cubren a las formaciones jurásicas, las piroclastitas y sedimentitas de la Formación Cerro Barcino (Grupo Chubut) de amplia dispersión en la comarca y sobre la cual en el sector oriental y austral se dispone la Formación Puesto Manuel Arce (Grupo Chubut) de origen fluvial y edad cretácica superior.

Por encima de las sedimentitas cretácicas, mediando una suave discordancia regional, se encuentran los sedimentos marinos de la Formación Salamanca, representantes de la ingresión daniana.

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica. Regional Patagonia.*

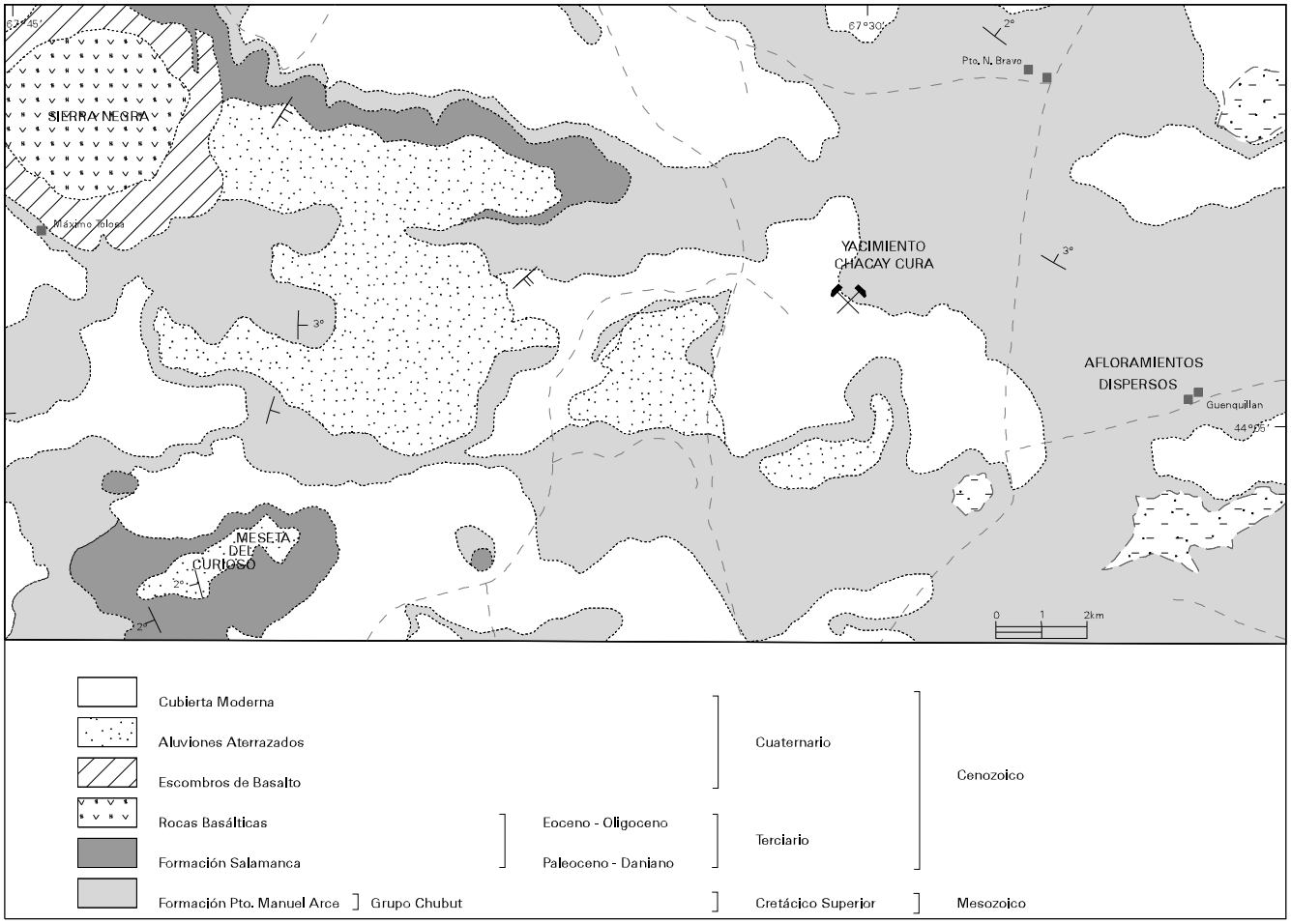


Figura 1. Yacimiento Chacay-Curá. Geología.

Algunos afloramientos saltuarios de origen continental son atribuidos a la Formación Río Chico (Paleoceno superior), la cual yace en forma discordante sobre las sedimentitas marinas.

Coladas basálticas localizadas en la Sierra Negra se disponen pseudoconcordantemente sobre las unidades anteriores, correspondiendo a efusiones básicas (Eoceno-Oligoceno).

Completan el cuadro estratigráfico, los escoriales de basalto, niveles aterrazados y la cubierta moderna (figura 1).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La Formación Puesto Manuel Arce, portadora de la mineralización, está compuesta por areniscas conglomerádicas y arcillas tobáceas. La mineralización uranífera se encuentra en los niveles psamo-psefíticos, según lo apreciado en las labores realizadas, donde se ha observado que existen diferencias de estructura, composición y color entre conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas. Los conglomerados medianos a finos y las areniscas conglomerádicas presentan en general colores grisáceos con oxidaciones férricas. Poseen matriz carbonática y escasas porciones parcialmente cementadas por calcita. Predominan los clastos de pórfidos cuarcíferos y en menor proporción los tobáceos. Es abundante la presencia de caliche, yeso pulverulento y cuarzo ahumado, particularmente donde existe mineral a la vista, como así también de manganeso, que en parte de la fracción areniscosa, forma un cemento que le da mayor dureza y compacidad.

No se descarta que algunas de las sedimentitas sean productos relaborados, posteriores a la depositación cretácica, lo cual queda evidenciado por la abundante participación de caliche y yeso en los niveles psefíticos.

El nivel mineralizado está asociado a distintos tipos litológicos que van desde areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados, arcillas tobáceas, hasta depósitos modernos compuestos por arcillas, arenas, caliche y yeso.

Estructura

En el área del yacimiento las estructuras son de escasa magnitud y las mismas están representadas por peque-

ños braquianticlinales y braquisinclinales relacionados con el movimiento diferencial de pequeños bloques del basamento jurásico.

Morfología

La mineralización es mantiforme, concordante con el relieve topográfico, a pesar de los cambios faciales en cortas distancias, manteniéndose entre los 0,50 y 4,00 m de profundidad.

Mineralogía

Los minerales de uranio determinados son tyuyamunita y metatyuyamunita, en forma de agregados irregulares de pequeños cristales o agregados masivos microcristalinos.

Las especies minerales asociadas son cuarzo, ilmenita, magnetita, pirolusita reemplazando a manganita, psilomelano y posiblemente hollandita.

Los estudios de arcillas mediante rayos X, determinaron que la montmorillonita es la más abundante y en menor proporción se encuentra caolinita e illita.

MODELO GENÉTICO

El modelo corresponde a un depósito uranífero -vanadinífero de baja ley y escasa sobrecarga de estéril (Dahlkamp, 1993), de origen supergénico.

BIBLIOGRAFÍA

Antonietti, C., S. Gorustovich, A. Valdiviezo, A. Benitez y P. Saucedo, 1982. Geología y metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Parte I- Acumulaciones con control sedimentario. *Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno*. Mendoza.

Dahlkamp, F., 1993. Uranium ore deposits. Berlin, Heildelberg, New York, *Springer-Verlag.* p. 460.

Elena, O., 1981. Informe sobre los trabajos realizados en la manifestación uranífera Chacay Curá. Departamento Mártires, provincia del Chubut. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Maloberti, A., 1989. Presencia de uranio en rocas volcaniclásticas cretácicas de la región central de la provincia del Chu but. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.



CRETÁCICO:

Arco magmático

Depósitos tipo pórfiro
Pórfiro cuprífero Campana Mahuida, Neuquén
Prospecto de cobre-molibdeno Cerro Coihue, Chubut

Depósitos metasomáticos
Las manifestaciones de hierro en skarns de Campana Mauhida, Neuquén
Potencial aurífero de los skarns ubicados entre los arroyos Cajón Grande y Cajón del Medio, Neuquén

Depósitos epitermales y de transición
Las mineralizaciones hidrotermales de la región del Lago Fontana, Chubut
Distrito polimetálico Río Oro, Santa Cruz

Chabert, M. R. y J. C. M. Zanettini, 1999. Pórfiro cuprífero Campana Mahuida, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1279-1288, Buenos Aires.



PÓRFIRO CUPRÍFERO CAMPANA MAHUIDA, NEUQUÉN

Mario R. Chabert[1] y Juan C. M. Zanettini[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El proyecto se encuentra ubicado en el departamento Loncopué. El centro del mismo está definido por las coordenadas 38º13' L.S. y 70º32' L.O.

Está situado a 308 km al noroeste de la ciudad de Neuquén y se accede transitando 224 km por la Ruta Provincial 22 hasta la localidad de Las Lajas, de allí se toma la Ruta Provincial 21, asfaltada, recorriendo 68 km, en dirección norte, hasta la localidad de Loncopué. Aquí se cruza el río Agrio y se toma la Ruta 10, hacia el sur por 16 km, llegando al sitio llamado Campana Mahuida, desde donde se continúa por un camino secundario de 8 km que lleva al proyecto.

La población más cercana al proyecto es Loncopué, a 16 km al norte; 20 km al sur se encuentra la población de Huarenchenque, centro de una comunidad indígena mapuche. A 68 km se ubica la localidad de Las Lajas y 120 km al sur se encuentra la ciudad de Zapala, la segunda de importancia en la provincia y cabecera del ex Ferrocarril Roca.

El clima de la comarca es árido, con pronunciados cambios térmicos diurnos y estacionales. En verano la temperatura es moderada, con máximas de 35°C en enero; en mayo llega el tiempo frío que dura hasta setiembre; las temperaturas mínimas, que alcanzan hasta los 20°C bajo 0, ocurren en julio. El régimen pluvial es invernal con precipitaciones entre 250 y 300 mm anuales. Las nevadas, de corta duración, se producen entre junio y agosto. Los vientos dominantes son del oeste; en general son moderados, aunque adquieren cierta intensidad en primavera.

Leyes y reservas

Varias son las estimaciones de recursos minerales realizadas en Campana Mahuida.

En 1972, Falconbridge SAMA calculó 2.356.120 t con una ley de 1,44 % de Cu en el sector más rico de la zona de cementación y 10.581.480 t con una ley de 1,09 % de Cu en el resto de la zona de cementación**.**

Zanettini (1976) estimó las siguientes reservas con un *cut off* de 0,30 % de CuT: 4.575.891 t con una ley de 0,77% para la zona de oxidación y 22.042.475 t con una ley de 0,60 % para las zonas de enriquecimiento supergénico y primaria juntas.

En 1984 la OEA, Copade y Dirección General de Minería del Neuquén determinaron la existencia de 12.000.000 t con una ley de 1 % de Cu.

En 1994 Mineral Resources Development para Recursos Americanos Argentinos utilizando un *cut off* de 0,20% estimó: 30.772.000 t con una ley de 0,399 % de Cu y 0,138 g/t de Au para la zona de oxidación; 10.947.000 t con una ley de 0,601 % de Cu y 0,032 g/t de Au para la zona de enriquecimiento secundario y 70.823.000 t con una ley de 0,38 % de Cu y 0,091 g/t de Au para la zona de mineral primario.

En 1997 Grant (Grupo Minero Aconcagua SA) efectuó una estimación de recursos, mediante un cálculo manual basado en secciones con equidistancia de 50 m, calculando solamente el mineral lixiviable (zonas de óxidos y enriquecimiento supergénico) (tabla 1).

[1] *Northern Orion Explorations Ltd.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, delegación Mendoza.*

Categoría	Óxidos		Supergénico		Total	
	t	%CuT	t	%CuT	t	%CuT
Medidas-Indicadas	14.240	0,36	14.770	0,59	29.010	0,48
Inferidas	3.420	0,31	7.760	0,58	11.180	0,50
Total	17.660	0,35	22.530	0,59	40.190	0,49
Cu Contenido	62.300		132.000		194.300	

Tabla 1. Recursos Estimados (en toneladas de mena x 1.000) y Cu contenido (en toneladas).

Metalurgia

Varios fueron los estudios metalúrgicos realizados sobre la mena de Campana Mahuida.

En 1972 Falconbridge realizó 10 ensayos de recuperación de cobre por flotación en Lakefield Research of Canadá Ltd., donde se determinó una recuperación de solamente el 65% de cobre en una mezcla que representa el total del mineral.

En 1975 la DGFM realizó 13 ensayos de flotación, 1 de electroxidación y 4 de lixiviación oxidante en el BRGM de Francia. De ellos se desprende que la concentración por flotación no conduce a resultados aceptables y que la electroxidación da lugar a porcentajes de rechazos demasiado elevados. Por el contrario la lixiviación oxidante, que permite tratar al mismo tiempo sulfuros y oxidados, condujo a un resultado aceptable del 86% de recuperación.

En 1986 la Dirección General de Minería del Neuquén realizó en el CIMM de Chile 2 pruebas preliminares de lixiviación bacteriana con mineral de la zona de enriquecimiento supergénico. Los resultados de extracción de cobre alcanzaron a 62,8 % y 64,4 % luego de 90 días de operación.

En 1994 Cormine Sep realizó en el CIMM de Chile, 1 prueba con mineral oxidado y dos pruebas con mineral enriquecido en columnas de lixiviación bacteriana. Para el mineral oxidado, se obtuvo una recuperación del 71% del Cu contenido en 129 días de tratamiento. Para el mineral enriquecido, se obtuvo una recuperación del 86 % del Cu contenido en 203 días de tratamiento.

En 1996 y 1997 GMASA tomó tres muestras de mineral oxidado y cuatro muestras de mineral de la zona de enriquecimiento secundario de los testigos de perforación de diámetro HQ, totalizando unos 500 kg de muestra. Estas muestras fueron enviadas a Lakefield R. CH. Assay de Santiago, Chile, para la realización de ensayos metalúrgicos, con el fin de determinar el comportamiento de los diferentes tipos de menas, bajo condiciones típicamente encontradas en los procesos de Heap Leaching SX-EW. Estas pruebas metalúrgicas se encuentran actualmente en proceso.

Sistema de explotación

GMASA se encuentra realizando un perfil de prefactibilidad donde se seleccionará el método más apropiado para la explotación del depósito; en una primera etapa se considera efectuar solamente la explotación del mineral lixiviable.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Tanto la geología de la comarca como las minas situadas en ella fueron objeto de estudios realizados antiguamente por: Angelelli (1938), Groeber (1946 y 1963) y Serrano (1948).

En 1966, durante la prospección regional realizada por el Plan Cordillerano (DGFM-NU), se determinó la existencia de anomalías de cobre en sedimentos de corriente en los drenajes del Cerro Tres Puntas. Posteriormente, hasta 1968, Salaberry y Núñez efectuaron tareas de muestreo de sedimentos y rocas, prospecciones geofísicas por el método de P I, determinación de la geología, alteración y mineralización y perforación de 486,60 m de sondeos a diamantina en 4 pozos. Estas tareas permitieron definir al sector, ubicado en la falda oeste del cerro Tres Puntas, como un prospecto tipo Pórfido de Cobre.

En 1972 la compañía Falconbridge S A M A llevó a cabo los siguientes trabajos: Geología regional, geoquímica de suelos y roca, perforación de 2.100,65 m de sondeos a diamantina en 22 pozos, ensayos metalúrgicos y estimación de recursos minerales.

En 1974-1975, la DGFM (CEGMI) retomó la exploración y realizó trabajos de: Geología regional, geología local, topografía, geoquímica de suelos y rocas, geofísica por el método de P I, perforación de 1.455,60 m de sondeos a diamantina en 18 pozos, ensayos metalúrgicos y estimación de recursos minerales.

En 1990 y 1991 Cormine Sep realizó las siguientes tareas: Construcción de un pique de 65 m de profundidad y dos galerías con un total de 106 m, perforación de 366,90 m de sondeos a diamantina en el interior de las galerías, distribuidos en 11 pozos y ensayos metalúrgicos.

En 1993, Recursos Americanos Argentinos S A tomó un permiso de exploración sobre el proyecto ejecutando los siguientes trabajos: Topografía de detalle, perforación de 4.496 m de sondeos por el sistema de aire reversa en 60 pozos, ensayos metalúrgicos, estimación de reservas y estudio de prefactibilidad.

En 1995, Grupo Minero Aconcagua S A, subsidiaria de Northern Orion Explorations LTD, tomó un permiso de exploración, efectuando estudios geológicos y geoquímicos en la zona de posible mineralización de tipo Skarn. En 1996, constituyó una Joint-Venture con Brooks Resource de Canadá, desarrollando el siguiente programa de tareas: (1996) Remuestreo de testigos y *cutting*, para control de leyes, perforación de 1.273,52 m de sondeos a diamantina en 7 pozos. (1997) Perforación de 1.164,80 m de sondeos a diamantina en 14 pozos, 2.614 m de sondeos de aire reversa en 25 pozos, estimación de recursos minerales, cálculo de reservas, plan de minado, ensayos metalúrgicos y perfil de prefactibilidad.

Propietarios

El depósito fue cubierto legalmente en 1966 por el Área de Reserva Nacional N° 54 Campana Mahuida a nombre de la Dirección General de Fabricaciones Militares. En 1978 el área pasó a manos de la provincia, bajo control de la Dirección de Minería. En el año 1989 la titularidad del área fue transferida a Cormine Sep, que la mantuvo hasta la actualidad. En el año 1994 Cormine replanteó el área, solicitando un Área de Reserva Minera, bajo el régimen del Título XVIII del Código de Minería de la Nación denominándose Área de Reserva Provincial N° 8 Campana.

Los vértices así definidos configuran un rectángulo de 14.000 m de longitud en sentido norte-sur y 9.000 m de longitud en sentido este-oeste con una superficie de 12.600 hectáreas.

En mayo de 1997 se firmó un Contrato de Exploración con opción a explotación en el Área Campana- Malal entre Cormine Sep y Grupo Minero Aconcagua.S.A.

GEOLOGÍA REGIONAL

La unidad más antigua que aflora en la región es el Grupo Lotena, asignado al Jurásico. Este grupo se conforma con la Formación Lajas (Weaver, 1931), compuesta por areniscas limolíticas, micáceas y calcáreas de grano mediano a fino, con intercalaciones de limolitas micáceas y lutitas de color negro. En la Formación Lotena (Weaver, 1931) se pueden diferenciar dos miembros. El primero se integra con conglomerados polimícticos que se intercalan con lentes de areniscas conglomerádicas y areniscas de grano grueso; el segundo miembro se constituye de areniscas cuarzosas, con intercalaciones de areniscas de grano mediano y areniscas gris oscuro. La Formación Chacay Melehue (Marchese, 1971) contacta transicionalmente con la anterior y se integra con lutitas y arcilitas de color gris oscuro entre las que se intercalan areniscas de grano fino a mediano.

Dispuesta en seudoconcordancia sobre la anterior entidad se ubica la Formación La Manga (Stipanicic y Mingramm en Groeber, 1963) de edad jurásica. Aquí se diferencian dos secciones. La inferior comienza con lutitas calcáreas con intercalaciones de delgados bancos de caliza; siguen calizas bituminosas, lutitas calcáreas y margas. La sección superior está formada por areniscas calcáreas, conglomerados brechosos y arcilitas margosas.

También de edad jurásica y dispuesta en discordancia sobre la anterior, aflora la Formación Tordillo (Groeber, 1946). En base a la coloración es posible diferenciar dos miembros. El primero con conglomerados polimícticos, areniscas de grano grueso, areniscas de grano fino a mediano y arcilitas de colores rojo violáceo y pardo amarillento, con intercalaciones de limolitas, areniscas tobáceas, tobas y algunos conglomerados intraformacionales. El segundo miembro se integra con areniscas de grano mediano a fino, de colores verde claro y blanco verdoso, con intercalaciones de lutitas negras.

De igual edad es la Formación Vaca Muerta (Weaver,1931) sobrepuesta en concordancia y transición a la anterior unidad y compuesta por lutitas negras con intercalaciones de estratos de calizas grises, margas y delgadas capas de anhídrita.

Al ciclo magmático del Cretácico superior, pertenece el Grupo Campana Mahuida (Zanettini, 1979 a y b). Este Grupo se integra con la Formación Pedregoso, que constituye el cuerpo plutónico diorítico-granodiorítico que forma los cerros Pedregoso y Tres Puntas y la Formación El Sillero compuesta por cuerpos hipabisales de pórfiro andesítico.

Al Terciario se asignan los cuerpos hipabisales y mantos de pórfiros andesíticos y andesitas del Grupo Molle (Groeber, 1946). En el Cuaternario se agrupan varias Formaciones de rocas volcánicas y sedimentitas de origen fluvial, aluvial y coluvial.

Desde el punto de vista estructural la comarca se sitúa en la provincia geológica de Cordillera Principal. El fracturamiento se desarrolló en dos fases principales. La más antigua se manifiesta en dos sistemas de rumbos generales nornoreste y oestenoroeste; son fallas directas y con superficies inclinadas 80° al este u oeste y 70°-75° al noreste o suroeste respectivamente. La segunda fase de fallamiento está representada por una falla regional de rumbo norte-sur. Coetáneamente con esta fractura se desarrollaron otras locales de rumbo estenoreste y oeste, que desplazaron fracturas anteriores.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las rocas más antiguas que afloran en el proyecto pertenecen a la Formación La Manga, que se dispone en seudoconcordancia sobre lutitas y areniscas de la unidad anterior; sobre base paleontológica se le asigna edad argoviana en la base del Jurásico superior. Al suroeste del depósito, esta formación se presenta como un afloramiento elongado, de rumbo general noroeste-sureste con un buzamiento entre 5° y 10° al noreste y una potencia aparente de unos 200 metros.

En el área se pueden diferenciar dos secciones separadas por un banco de areniscas. La inferior está formada por lutitas calcáreas de color gris con intercalaciones de bancos

de calizas de igual color; continúan calizas bituminosas gris oscuras, con cristales diseminados de pirita singenética, que se intercalan con bancos de lutitas calcáreas y margas de igual color. La sección superior, que se encuentra muy cubierta por derrubios, se integra con un calcáreo blanco sacaroide, muy deleznable, que contiene concreciones silíceas.

Las calizas de esta entidad se presentan en parte recristalizadas como efecto del metamorfismo de contacto causado por la intrusión de la granodiorita de la Formación Pedregoso. En la zona del arroyo Sillero el metamorfismo ha sido más intenso y las calizas han sufrido silicificación masiva, produciéndose un reemplazo total de las calizas por cuarzo, ópalo y calcedonia con fuerte contenido de jarosita y hematita. Este fenómeno ha sido ocasionado por la intrusión del pórfiro andesítico de la Formación El Sillero, formándose también pequeños cuerpos de skarns de hierro.

Las rocas sedimentarias, que forman preponderantemente la caja del sistema mineralizado (figura 1), son parte de la Formación Tordillo de edad kimmeridgiana, (Jurásico superior). Estas rocas se disponen en discordancia sobre la entidad anterior, presentando un rumbo entre 10° y 40° al oeste y un buzamiento de entre 10° y 20° al noreste. Están integradas por bancos de areniscas de grano grueso, areniscas de grano fino y arcilitas de color rojo violáceo, con intercalaciones de limolitas, areniscas tobáceas, tobas y algunos conglomerados intraformacionales.

Por metamorfismo de contacto ocasionado por la Formación Pedregoso, las sedimentitas que la componen han sido transformadas en *hornfels* y pizarras; posteriormente fueron alteradas hidrotermalmente por la intrusión de la Formación El Sillero, dando por resultado la formación de cuarcitas.

Ubicado en el ángulo noreste del sector, intruyendo a las sedimentitas de la Formación Tordillo y provocando un halo de metamorfismo de contacto, se encuentra el cuerpo plutónico de la Formación Pedregoso, que forma los cerros Tres Puntas y Pedregoso. Esta Formación es asignada al Cretácico superior y se compone de un núcleo diorítico posteriormente intruido por una granodiorita que presenta diferenciaciones a pórfiro granodiorítico y a tonalita. Las diferenciaciones porfíricas se encuentran en los bordes del plutón. El conjunto del cuerpo se muestra escasamente piritizado y presenta sectores con alteración hidrotermal.

La Formación El Sillero aflora como diques y pequeños apófisis que intruyen a las formaciones antes descriptas. En el subsuelo se la ha localizado masivamente conformando un cuerpo tipo *stock* de unos 1.300 m de largo y unos 400 m de ancho, que en superficie se encuentra prácticamente cubierto por detritos y suelo (figura 1). La intrusión de este cuerpo ha sido controlada por una zona de fracturación de rumbo nornoreste. Se trata de un pórfiro andesítico cuyos principales componentes son plagioclasa y hornblenda y con biotita, feldespato potásico y cuarzo como componentes minoritarios, con pasta afanitica y de color gris. Se distinguen dos facies de acuerdo a la textura: una de grano medio más porfírica y otra de grano fino; esta última también se caracteriza por contener magnetita. En los testigos puede reconocerse dos tipos de diques; diques andesíticos semejantes a la facies de grano fino y diques dacíticos con tonalidad verdosa y contactos netos (Williams, 1997). Esta unidad es la de mayor importancia del sector por cuanto es la responsable de los procesos de alteración hidrotermal y mineralización que dieron origen al sistema tipo Pórfido de Cobre de Campana Mahuida.

En base a la datación radiométrica, por el método K/Ar, de la alteración hidrotermal de la Formación El Sillero que arrojó 74,2 ± 1,4 Ma (Sillitoe, 1976), se le asigna edad cretácica superior.

Al Holoceno inferior corresponden los conglomerados brechosos de matriz areniscosa color pardo oscuro, de hasta 2,50 m de espesor, que se ubican al oeste del sector y que se interpretan como paleovegas. Al Holoceno superior pertenecen los aluvios y coluvios que se encuentran en la parte central cubriendo prácticamente todo el pórfiro andesítico.

Estructura

El sector se caracteriza por un intenso fracturamiento y craquelamiento, causado por la intrusión de la Formación El Sillero, que afecta al mismo cuerpo y sobre todo, a los metasedimentos de la Formación Tordillo en los cuales ha borrado las estructuras originales; el mayor número de fracturas pequeñas y diaclasas coincide en rumbo con el de estructuras mayores próximas que se interpretan como fallas. Dicha interpretación se basa en la existencia de brechas de falla y superficies con espejos de fricción que se reconocen claramente en los testigos de perforación.

Se diferencian dos sistemas de fallamiento. Al más antiguo corresponden las fallas que se ubican en la parte central del sector con rumbo nornoreste; en general inclinan unos 80° al noroeste. Es en este sistema donde se encuentran brechas silicificadas que, en algunos casos, sobresalen como crestas, y es el que ha condicionado la intrusión de la Formación El Sillero. Varias fallas de menor recorrido acompañan en rumbo y buzamiento a las fallas principales. El segundo sistema muestra dos fallas que difieren del rumbo principal con dirección noroeste-sureste; ellas presentan buzamiento casi vertical y producen un claro desplazamiento al noroeste de las fallas del primer sistema.

Al ciclo orogénico Cimérico, en su fase Intersenoniana o Sub-hercínica, corresponden las fallas del sistema principal nornoreste, aunque también es posible que dicho fallamiento haya sido ocasionado por la fase Nevádica.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones hidrotermales características de este tipo de depósito mineral se encuentran bien desarrolladas en tres zonas; una zona interna de alteración de silicatos de potasio es rodeada por una zona media de alteración fílica la cual, a su vez, pasa a una zona externa de alteración propilítica (figura 1).

Para la definición de estas zonas fue empleada la presencia de minerales diagnósticos; los límites de las zonas en realidad son transicionales. La zona de alteración potásica fue definida en base a los testigos de perforación ya que ella casi no se observa en superficie por hallarse cubierta, en su mayor parte, por derrubio.

La zona de alteración potásica se encuentra solamente en el sector situado dentro de la zona de fracturación nornoreste; se elonga en esa dirección con una longitud aproximada de 900 m y su ancho es de unos 400 metros. Un poco al sudoeste se halla otro núcleo potásico de muy reducidas dimensiones. La zona de alteración fílica tiene una forma aproximadamente elíptica en el sector, pero no cierra sino que se prolonga hacia el este siguiendo la quebrada del arroyo El Sillero. Su máxima dimensión en sentido norte-sur es de unos 2,5 km, prolongándose en sentido sursureste por unos tres kilómetros. La zona de alteración propilítica es elongada en dirección nornoroeste, es decir que adopta una forma elíptica de unos 7 km de largo por 5,5 km de ancho rodeando a la Formación Pedregoso, y se prolonga hacia el oeste envolviendo a los depósitos vetiformes de Campana Mahuida.

Alteración potásica. La alteración de silicato de potasio conforma el núcleo del sistema. Afecta al pórfiro andesítico y a las metasedimentitas. Esta alteración queda definida por la asociación hidrotermal biotita-feldespato potásico, acompañados por cuarzo y sericita además de otros minerales de alteración.

La biotita secundaria, de colores pardo, pardo oscuro, pardo rojizo y verde, se distribuye en forma diseminada constituyendo nidos, en ocasiones asociada con sulfuros, y en venillas sola y asociada con cuarzo, clorita y sulfuros; se la encuentra también como reemplazo de hornblenda y biotita. Las venillas de biotita con o sin bornita y pirita son la clave de la alteración potásica. El feldespato potásico (ortosa secundaria) es escaso y se lo ha observado en los testigos. Se presenta límpido, en venillas solo o asociado con cuarzo y como halos alrededor de venillas de cuarzo y sulfuros.

El cuarzo en esta asociación es límpido y se presenta de diversas maneras. Las más abundantes son en venillas, como agregados diseminados y a manera de silicificación masiva de la roca. En venillas se lo encuentra solo o en varias asociaciones: con biotita, ortosa, sulfuros, clorita, sericita, turmalina incolora y albita. Se lo ha encontrado también como reemplazo de plagioclasas. La sericita se presenta diseminada, formada a partir de biotita primaria, como reemplazo de plagioclasa, en agregados fibro-radiales sola o asociada a moscovita y en venillas independiente y asociada con sulfuros o con cuarzo y clorita. Otro mineral que se observa en las zonas profundas de esta alteración es la calcita, que aparece principalmente en finas venillas.

Un mineral que se considera de importancia en esta asociación es la turmalina incolora que ocurre en agregados radiales diseminados o en venillas con cuarzo. Se piensa que esta turmalina incolora es un rasgo distintivo de la alteración potásica porque la que se encuentra en la zona de alteración fílica es de color negro. La clorita, incolora y verde, se presenta como reemplazo de biotita primaria, en agregados diseminados y en venillas con cuarzo y sericita, con sulfuros y con biotita hidrotermal.

También se halla de mediana a abundante cantidad de rutilo diseminado y como inclusiones en pirita; moscovita en agregados con sericita; epidoto como reemplazo de plagioclasa y albita en venillas con cuarzo.

Alteración fílica. La zona de alteración fílica rodea a la anterior. Afecta a los metasedimentos, a la granodiorita, al pórfiro andesítico y sus variaciones dacíticas y en menor proporción a las areniscas y a las calizas. En éstas se manifiesta casi exclusivamente como silicificación. Se caracteriza por la asociación sericita-cuarzo-pirita, acompañados por otros minerales hidrotermales en menor cantidad. La sericita se presenta como reemplazo de plagioclasa y biotita primaria, diseminada, en agregados masivos y en venillas sola o asociada a cuarzo.

El cuarzo es límpido y su ocurrencia macroscópica es siempre en venillas solo o con sericita y como silicificación masiva; al microscopio se lo observa también diseminado y en agregados. La moscovita se encuentra como reemplazo de biotita primaria y feldespato, diseminada y en venillas. La turmalina de esta zona es negra y se presenta en agregados radiales. Otros minerales de alteración que se hallan en la zona fílica son epidoto y calcita como reemplazo de plagioclasa, clorita como reemplazo de hornblenda y rutilo escaso que se observó solamente al microscopio en testigos de perforación.

Alteración propilítica. La zona externa de alteración propilítica sobrepasa los límites del sector. Como ya se dijo rodea al intrusivo diorítico-granodiorítico de los cerros Tres Puntas y Pedregoso y se extiende hacia el oeste. Afecta a todas las rocas que conforman la caja del sistema. Se caracteriza por la asociación clorita-epidoto-calcita acompañados por cuarzo.

El epidoto, de color verde, se presenta en agregados, en venillas y como reemplazo de biotita primaria, plagioclasa y hornblenda. La clorita verde ocurre en agregados con calcita y cuarzo, diseminada y como reemplazo de hornblenda y biotita primaria. La calcita se encuentra en venillas, como agregados con clorita y cuarzo y como reemplazo de plagioclasa y hornblenda. El cuarzo, límpido, está en venillas y en agregados con clorita y calcita.

Alteración supergénica. La alteración de tipo supergénico se encuentra mayormente desarrollada en la parte superior de las zonas potásica y fílica y se manifiesta como argilización de feldespatos del pórfiro andesítico, arcillas rellenando fracturas y ópalo y sílice coloidal arriñonada también en fracturas.

Mineralogía

De la zona potásica. La mineralización hipogénica en la zona de alteración potásica consiste en pirita, calcopi-

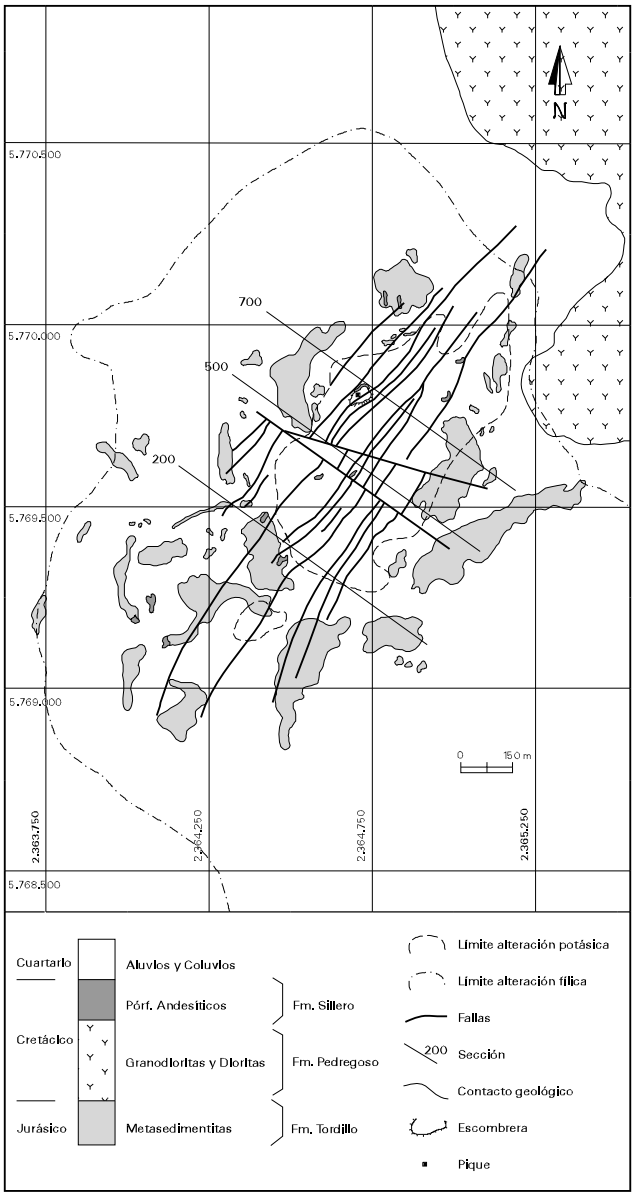


Figura 1. Geología del pórfiro cuprífero Campana Mahuida.

rita, bornita, cobres grises, molibdenita, magnetita, pirrotina y oro. Esta mineralización, que indica un depósito mesotermal, se presenta diseminada y en venillas con o sin cuarzo.

La pirita, de color amarillo de latón pálido, ocurre en granos alotriomorfos y automorfos con dimensiones que varían de 1 mm a 0,01 milímetros. Lleva inclusiones de calcopirita, pirrotina, bornita y rutilo. Se presenta diseminada, aglomerada y en venillas sola o asociada con calcopirita, bornita, molibdenita, cobres grises y cuarzo.

La calcopirita es el principal mineral hipogénico de cobre; de color amarillo latón, ocurre en granos alotriomorfos de dimensiones variables entre 1 mm y 0,005 milímetros. Contiene inclusiones de molibdenita y se la encuentra incluida en pirita; presenta exsoluciones de mackinawita y cubanita. Se presenta diseminada, en agregados y en venillas independiente o asociada a pirita y/o cuarzo.

La bornita, cuyas dimensiones varían entre 0,3 mm y 0,05 mm, se encuentra en venillas, escasamente diseminada, y como inclusiones en pirita. En el centro del depósito, tanto en la roca intrusiva como en las sedimentitas, se determina la existencia de núcleos de alta ley, unos con venillas de cuarzo, biotita, pirita, calcopirita y bornita, muy controlados por estructuras, y otros sin control estructural y solamente con calcopirita como mineral de cobre. La ley de cobre es proporcional a la densidad de fracturas. En general la densidad es mayor en la secuencia sedimentaria cercana al contacto que en la roca intrusiva. Se observan varios eventos de fracturación; así, venillas de cuarzo y sulfuros cortan venillas de biotita y venillas de biotita cortan a otras de cuarzo y sulfuros. Venillas discontinuas de pirita son presumiblemente el último evento de fracturación. La densidad de fracturación es mínima en los diques de andesita y dacita.

La molibdenita, de color gris plomo levemente azulado, se presenta en escamas de tamaño variable entre 0,2 mm y 0,015 mm, diseminada, formando nidos y en venillas independiente o asociada a pirita y cuarzo; también se la halló como inclusiones en calcopirita. La magnetita, de color negro, ocurre en cristales idiomorfos de 0,1 mm que se presentan diseminados y con alteración a martita, marmatita y hematita. El oro nativo se halló como "chispas" diseminadas cuyas dimensiones varían entre 0,01 mm y 0,2 milímetros. Otros minerales presentes en la zona potásica son los cobres grises que se hallan en venillas con pirita y la pirrotina que se encuentra como inclusiones en pirita.

La cantidad de sulfuros en la zona es de 1% a 2% y la relación pirita-calcopirita varía de 1:1 (en partes 1:2) en el núcleo a 2:1 en la periferia. En el borde exterior de esta zona se efectuó un sondeo a diamantina, CMD-52, de 250 m de profundidad. La finalidad del sondeo fue alcanzar las calizas de la Formación La Manga, en el contacto con la roca intrusiva y determinar la existencia de una posible mineralización tipo *skarn*. El sondeo corre por el contacto hasta los 100 m, pero luego entra en roca intrusiva hasta el final, sin tocar en ningún punto las calizas buscadas. Hasta los 170 m la relación pirita-calcopirita se mantiene en 1:1 o 2:1, en esta profundidad desaparece la calcopirita y la relación se vuelve 5:1, pero el contenido total de sulfuros se mantiene en 2%.

De la zona fílica. La mineralización hipogénica de la zona fílica es semejante a la de la anterior, con neto predominio de la pirita; solamente revisten interés los minerales de cobre que se hallan hacia el borde interno de esta zona. La disminución de la calcopirita hacia la periferia de la zona fílica se pone de manifiesto en los sondeos más externos en los cuales este mineral está prácticamente ausente. El molibdeno y el oro muestran la misma disminución de su presencia desde el borde interno hacia el externo de la zona considerada.

La relación pirita-calcopirita también muestra un aumento de 5:1 en la parte interna a 20:1 en la periférica, en

donde la mineralización es casi exclusivamente de pirita. La mineralización se presenta en venillas y diseminada, dominando la primera ocurrencia.

En el borde interno de esta zona, también se realizó un sondeo, CMC-75, de 300 m en busca de calizas y depósitos tipo *skarn*. Hasta los 130 m el pozo corta roca intrusiva y luego areniscas y pelitas con diques de pórfiro andesítico; los primeros 60 m corresponden a alteración fílica y hasta el fondo del sondeo a alteración propilítica. En los primeros 120 m se pasa por zonas de lixiviación y de enriquecimiento; dentro del mineral primario prácticamente sólo se encuentra pirita hasta los 150 m con un contenido de 1% a 3% y de esa profundidad al final con contenido de 3% a 10%. Este sondeo tampoco interceptó calizas o mineralización tipo *skarn*.

De la zona propilítica. La mineralización hipogénica de la zona propilítica dentro del sector es exclusivamente de pirita, que se presenta en venillas y escasamente diseminada. Se hallaron también escasos cristales diseminados de magnetita. Fuera ya del sector, se encuentran depósitos vetiformes de galena, baritina y especularita; las vetas de galena contienen, además, argentita, pirolusita y psilomelano en ganga de baritina y cuarzo.

Bajo este ítem se describen a los minerales oxidados y sulfuros secundarios de cobre, que se producen por efecto de los fenómenos supergénicos que distribuyen a la mineralización en zonas verticales perfectamente definibles y bien desarrolladas, de las cuales depende en este caso la economicidad del depósito cuprífero.

Zona de lixiviación. Se caracteriza por limonitas indígenas y transportadas que son el producto de la oxidación de pirita, de minerales hipogénicos de cobre y de magnetita. Dichas limonitas son hematita, goethita y jarosita, predominando la goethita en la parte central, la jarosita y hematita en la zona fílica y la hematita en la zona propilítica. Ocasionalmente se observa limonita de molibdeno (ferrimolibdita), tanto en superficie como en los sondeos. En algunos sondeos se presenta también hematita color rojo derivada de la oxidación de calcosina, lo cual indica una oxidación de la parte superior de la zona de enriquecimiento supergénico subyacente por un descenso del nivel freático, ya sea por reactivación de fallas o bien por un cambio en el régimen pluvial.

La zona de lixiviación tiene escasa a nula potencia en la parte central del depósito, engrosándose progresivamente hacia la periferia donde alcanza espesores de hasta más de 80 m (figura 2). También se encuentran sectores limonitizados dentro de la zona de cementación, los que podrían indicar la comunicación, por fracturas, de esos sectores con la superficie.

Zona de oxidación. En la parte central del depósito se desarrolla una continua zona con minerales oxidados de cobre y limonitas que alcanza a más de 50 m de potencia, decreciendo progresivamente hasta desaparecer en la periferia (figura 2). Aquí pueden diferenciarse dos subzonas: óxido-1, de baja ley y baja solubilidad en ácido sulfúrico caracterizada por la presencia de óxidos negros de cobre tales como tenorita y delafossita y arcillas amarillo verdosas (nontronita, un silicato hidratado de hierro con alto grado de expansión, lo que permite atrapar cationes de Cu) que se encuentran principalmente rellenando fracturas. La otra subzona, óxido-2, de alta ley y alta solubilidad, se caracteriza por la presencia de malaquita, crisocola, pseudomalaquita, escasa turquesa y brochantita y muy escasa cuprita y cobre nativo. Estos minerales de color verde en general se presentan rellenando fracturas. Por otra parte se observa que el cobre ha sido adsorbido por los feldespatos argilizados del pórfiro andesítico, que toman un color verde claro. En superficie estos óxidos son muy escasos.

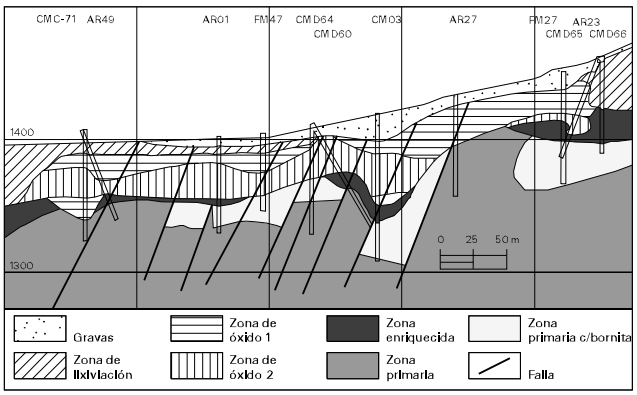


Figura 2. Distribución de la mineralización de secciones determinadas por sondeos.

Zona de enriquecimiento supergénico. La zona de enriquecimiento en sulfuros supergénicos de cobre muestra un límite superior neto con las zonas de oxidación y de lixiviación, siendo groseramente paralelo a la superficie del terreno, mientras que el límite inferior es transicional hacia la zona hipogénica o primaria (figura 2).

Esta zona se desarrolla formando un halo que deja en el centro un núcleo estéril, que se ubica entre las zonas de alteración potásica y fílica, debido a una óptima relación pirita-calcopirita, que permite una buena lixiviación de los minerales de cobre y su transporte y posterior depositación debajo del límite de la zona de reducción. Si bien el desarrollo de la zona de cementación se debe a la mencionada relación entre minerales, se estima que los mayores espesores (> de 50 m) se deben al escurrimiento de fluidos supergénicos a lo largo de superficies de falla y la depositación de los minerales en las proximidades de las mismas además existe una migración lateral de estas soluciones causada por efecto topográfico.

Los sulfuros supergénicos de cobre que se hallan en esta zona son calcosina (neodigenita y digenita) y escasa covelina. La calcosina, de color negro, se presenta rómbica y en agregados alotriomorfos, con dimensiones variables

entre 0,5 mm y 0,01 milímetro. Se la encuentra diseminada y en venillas sola o con cuarzo y pirita; es producto de la lixiviación de calcopirita y bornita y ocurre como reemplazo total, o en pátinas sobre y bordeando calcopirita y pirita y combinada con covelina. La covelina, de color azul oscuro, es más bien escasa. Sus dimensiones varían entre 0,5 mm y 0,01 mm y se la encuentra diseminada y en venillas; reemplaza y bordea a calcopirita y está también combinada con calcosina.

Geoquímica

Varios muestreos geoquímicos de superficie, tanto de sedimentos de corriente como de rocas, fueron realizados en la zona del proyecto, por las diferentes empresas que han efectuado tareas de exploración en él. Así, las anomalías de cobre en sedimentos de corriente, tomados durante el Plan Cordillerano, condujeron al descubrimiento del depósito. En 1968 y 1972 se realizaron muestreos de roca en un reticulado de 100 m de lado. El análisis estadístico de los resultados de cobre arrojó valores de umbral entre 70 y 130 ppm y de anomalía >250 ppm; el registro más elevado fue de 1.140 partes por millón. Estos valores son perfectamente compatibles con los que corresponden a una superficie lixiviada en un modelo tipo Pórfido de Cobre.

Los valores de umbral demarcan claramente el depósito en superficie, coincidiendo con la zona potásica y la parte interna de la fílica; unos pocos sectores anómalos se presentan sobre áreas de mayor fracturación en la zona fílica, lo que indica un control local de la mineralización por parte de estructuras preexistentes y también sobre pequeños afloramientos de pórfiro andesítico. En la parte sur los valores de umbral y anómalos podrían indicar la posibilidad de depósitos de reemplazo en calizas de la Formación La Manga.

La distribución de valores umbral y anómalos de molibdeno muestran una coincidencia general con los de cobre. Los de plomo y zinc, en cambio, se ubican sobre el borde externo de la zona fílica y en la zona propilítica; son escasos y se relacionan con fracturas y afloramientos de pórfiro. También hay valores sobre las calizas metasomatizadas de la Formación La Manga.

En profundidad, los sondeos realizados cortan gran cantidad de intersecciones importantes de los diferentes tipos de mineral. Aquí mencionaremos los valores más destacados en cobre total:

NU-1, con 19,5 m de 1,52% en zona de enriquecimiento (este es el primer sondeo y el descubridor de la mineralización).

FM-30, con 34,5 m de 0,23% en óxido-1; 19,5 m de 0,48% en óxido-2; 40,5m de 1,76% en enriquecimiento y 27,6 m de 0,41% en primario-2 (con bornita).

FM-39, con 31,5 m de 0,39% en óxido-1 y 13,5 m de 1,14% en enriquecimiento.

FM-46, con 21 m de 0,26% en óxido-1; 13,5 m de 0,58% en óxido-2 y 49,5 m de 0,55% en primario-2.

FM-47, con 16,5 m de 1,01% en óxido-2 y 10,95 m de 0,53% en primario-2.

AR-30, con 37 m de 0,27% en óxido-1; 17 m de 0,43% en óxido-2; 31 m de 1,14% en enriquecimiento; 6 m de 0,50% en primario-2 y 3 m de 0,13% en primario-1 (sin bornita).

AR-35, con 8 m de 0,21% en óxido-1; 17 m de 0,50% en óxido-2 y 30 m de 1,19% en enriquecimiento.

CMD-49, con 52 m de 0,21% en óxido-1 y 34 m de 1,12% en enriquecimiento.

CMD-53, con 14 m de 0,21% en óxido-1; 8 m de 0,33% en óxido-2 y 58 m de 1,00% en enriquecimiento.

CMC-69, con 10 m de 0,24% en óxido-1; 16 m de 0,65% en óxido-2 y 46 m de 1,80% en enriquecimiento.

Geofísica

La primera exploración geofísica del sector fue llevada a cabo en 1968 por McPhar Geophysics Ltd. Los estudios realizados fueron de polarización inducida y de resistividad, para los cuales se utilizó el método dipolo-dipolo sobre una distancia de 26,8 km lineales. Sus resultados y las diversas interpretaciones a que dieron lugar, son resumidas brevemente a continuación:

McPhar Geophysics Ltd. Efectos anómalos de P.I. se presentan en todas partes de la grilla a excepción del rincón noroeste, el que está constituido por granodiorita no mineralizada. Los efectos anómalos se extienden hasta el fin de casi todos los gráficos de datos. La magnitud de los efectos de P.I. brinda una buena medida del contenido metálico de las rocas.

Los resultados de P.I. son bastante complejos y sugieren tanto zonas profundas como poco profundas con alto contenido metálico. Es interesante destacar que casi todas las fuentes más concentradas aparecen dentro del área con mayor alteración mapeada. Parece haber un aumento significativo en el contenido metálico, con la profundidad, en tres lugares de la grilla con una apreciable extensión areal. Junto a estos fueron definidas nueve zonas de menor extensión que corresponden a anomalías poco profundas.

Plan Cordillerano. El relevamiento de P.I. ha manifestado indicaciones claras de mineralización metalífera. La respuesta es fuerte pero no al extremo de indicar intensa mineralización, tal como la que se asocia con pirita masiva estéril. El aspecto general de la anomalía sugiere la presencia de sulfuros diseminados del orden del 3 al 5%, distribuidos de manera uniforme.

Aún cuando la anomalía de Factor Metálico parecería algo complicada puede interpretarse en términos simples, aceptando que la parte superior de la zona mineralizada es una superficie plana que buza 7° a 8° al oeste-suroeste. Esta superficie está fallada, desplazando la parte superior mineralizada hacia abajo a lo largo de lineamientos bien distinguibles, lo que sugiere un considerable control estructural.

La conclusión final es que las anomalías indican un nivel muy favorable de mineralización de sulfuros tanto en forma como en intensidad y dimensiones.

Falconbridge SAMA. Los resultados de P.I. sugieren zonas profundas y superficiales con alto contenido de sulfuros, que están ubicadas dentro de la zona de alteración principal. Sugieren además una distribución uniforme de la mineralización de sulfuros que parecería buzar suavemente al oeste. El techo de esta mineralización está a unos 50 m de profundidad.

A escala regional la distribución de la respuesta del factor metálico está reflejada en el porcentaje de sulfuros encontrados y que varía del 2 al 10%. Pero esto no ocurre en el detalle. De acuerdo con el conocimiento del depósito se estima que el estudio de P.I. llevado a cabo por McPhar cubre la totalidad del área mineralizada de interés.

Una segunda exploración geofísica del sector fue llevada a cabo en 1997 por GMASA por contrato con Quantec Geofísica Argentina SA. El trabajo consistió en el relevamiento magnetométrico terrestre de Campo Total sobre 39 km lineales, con el objetivo de determinar la presencia de posibles mineralizaciones tipo skarn. Los resultados fueron presentados en planos de Campo Total y Reducido al Polo, donde se muestra una consistente anomalía magnetométrica sobre la zona del depósito mineral y una extensa anomalía elongada ubicada sobre los afloramientos de calizas de la Formación La Manga, situados al sudeste del depósito.

La anomalía coincidente con el depósito puede deberse a la presencia de magnetita en los diques andesíticos y en las rocas metamorfizadas de la caja. La interpretación realizada indica que la anomalía elongada del sudeste se puede corresponder con un cuerpo débilmente magnético, tal como un intrusivo situado a gran profundidad. Otra interpretación indica que podría tratarse de una faja de relativamente alta susceptibilidad magnética situada a poca profundidad y con un buzamiento de unos 10° al noreste. Esta interpretación se correspondía con la posible existencia de un depósito de reemplazo en bancos de caliza.

Esta anomalía fue comprobada por un sondeo de aire reversa de 140 m de profundidad. Este sondeo cortó areniscas calcáreas y calizas negras silicificadas hasta los 80 m y luego un dique de pórfiro, areniscas y pelitas. A partir de los 90 m aparece pirrotina diseminada hasta el fondo del sondeo; el sondeo no encontró mineralización de tipo *skarn*, pero la presencia de pirrotina diseminada explica la anomalía magnética.

MODELO GENÉTICO

Las calizas, areniscas calcáreas, conglomerados, areniscas de grano grueso, mediano y fino, arcilitas, areniscas tobáceas y lutitas que componen las Formaciones La Manga y Tordillo del Jurásico superior, conforman la roca de campo donde se intruye el Grupo Campana Mahuida, de edad cretácica, con la siguiente secuencia: La primera roca que intruyó a las sedimentitas fue la diorita, que constituyó un cuerpo central con apófisis de igual roca y andesíticas, a manera de diques y filones capas. A esta penetración magmática continuó la de la granodiorita-tonalita, lo cual es demostrado por la asimilación de la diorita por parte de la granodiorita en las zonas de contacto entre una y otra roca.

Como consecuencia de la segunda intrusión se produjeron fenómenos de metamorfismo de contacto sobre las rocas de caja, las que se convirtieron en calizas recristalizadas (sin llegar a ser mármoles), *hornfels* y pizarras. El metamorfismo es puesto de manifiesto, además, por la presencia de granate, biotita, turmalina, sillimanita, pirita, epidoto y calcita.

La evolución del sistema de alteración hidrotermal y mineralización tipo Pórfiro de Cobre implantado en el sector oeste del cerro Tres Puntas está caracterizado por dos eventos (Williams, 1997): El primero se manifiesta por una intensa hidrofracturación de la secuencia sedimentaria, producida por la liberación de volátiles a partir de una cámara magmática profunda, dando lugar a alteración potásica. En este evento no se producen zonas bien definidas de alteración fílica y propilítica debido al pequeño gradiente químico existente entre los fluidos y la secuencia sedimentaria.

El segundo evento ocurre luego del emplazamiento del pórfiro andesítico, el cual intruye la secuencia sedimentaria con alteración potásica; este evento está centrado en el pórfiro y desarrolla una nueva zona potásica, que se sobrepone a la anterior. Este segundo evento es el que completa el modelo de alteración hidrotermal que está caracterizado por la zonación lateral de la misma. La parte central es ocupada por un núcleo o zona potásica, la que afecta al pórfiro andesítico y a las areniscas de la caja transformadas en cuarcitas y está caracterizada por la presencia de biotita, feldespato potásico, cuarzo, sericita y turmalina incolora. La clave de la alteración potásica está dada por la existencia de venillas de biotita con o sin bornita y pirita, venillas de cuarzo y sulfuros con halos de feldespato potásico y venillas de cuarzo y sulfuros. El núcleo potásico se halla rodeado totalmente por un halo o zona fílica, caracterizada por la asociación mineralógica sericita, cuarzo, pirita y turmalina negra. Esta zona es rodeada a su vez por un extenso halo o zona propilítica, la que se reconoce por la asociación clorita, epidoto y calcita acompañados de cuarzo y pirita. En las zonas centrales se sobreponen arcillas y cuarzo coloidal de origen supergénico.

La mineralización hipogénica, de tipo mesotermal, muestra también una zonación lateral, con un núcleo enclavado en la parte central del depósito; este núcleo de alta ley o zona de bornita se encuentra totalmente controlado por estructuras y caracterizado por la presencia de venillas de cuarzo, biotita, bornita, calcopirita y pirita. Rodeando parcialmente a este núcleo se extiende una zona irregular de ley intermedia, con venillas de cuarzo, biotita o sericita, calcopirita y pirita. Por fuera de la anterior se desarrolla una zona donde el mineral principal es la pirita constituyendo un verdadero halo pirítico sobrepuesto a la parte externa de la zona fílica y a la parte interna de la zona propilítica.

Los fenómenos supergénicos han afectado la mineralización hipogénica, produciendo una zonación vertical en la columna mineralizada, pudiendo determinarse la existencia de 6 zonas diferentes: zona de lixiviación, con limonitas y sin cobre; zona de óxido-1, con limonitas, minerales oxidados negros de cobre y arcillas con cobre adsorbido; zona de óxido-2, con limonitas, crisocola, pseudomalaquita y malaquita; zona de enriquecimiento supergénico, con sulfuros secundarios de cobre; zona de primario-1, solamente con pirita y calcopirita y zona de primario-2 con pirita, bornita y calcopirita.

El modelo elaborado muestra que la zona de lixiviación prácticamente no existe en el centro del depósito, aumentando su potencia hacia los bordes. Las zonas de oxidación ocupan el núcleo y se afinan progresivamente hacia la parte periférica. La zona de enriquecimiento supergénico forma un halo en torno a un núcleo libre de sulfuros secundarios y se extiende por fuera de la zonas de oxidación. La mineralización primaria con alta ley se concentra en la parte interna del depósito y la mineralización primaria de baja ley ocupa la parte periférica e inferior del sistema.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades de Northern Orion Exploration LTD por haber permitido la publicación de este trabajo, a Callum Grant por la revisión crítica del mismo y por su intervención en la cubicación del depósito y el diseño de explotación, a William Williams por su guía permanente y por su importante aporte a la comprensión del modelo genético y a los geólogos Javier Madrid y Damian Echavarría por su inestimable colaboración en todos los trabajos realizados en el terreno y en gabinete.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1938. La región plumbífera de Campana Mahuida. *S.N.M.G.* Buenos Aires, inédito.

CIMM, 1986. Pruebas preliminares de lixiviación con muestras del yacimiento Campana Mahuida, Santiago, Chile. *Informe final S-647.*

CIMM, 1994. Pruebas Metalúrgicas con minerales de cobre de Campana Mahuida. *Cormine Sep Neuquén.* Informe Final P-896.

Falconbridge SAMA, 1972. *Campana Mahuida (Argentina), estudio preliminar de factibilidad,* inédito. Buenos Aires.

Grant, C. L. B., 1997. Summary of 1997 Activities, Campana Mahuida Copper Porphyry, Neuquén Province, Argentina. *Grupo Minero Aconcagua. S.A.*

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Sociedad Geológica Argentina, Revista,* 1 (3): 177-208. Buenos Aires.

Groeber, P., 1963. La Cordillera entre las latitudes de 22º20' y 40º. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 43 (2, 3 y 4): 111-176. Córdoba.

Marchese, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26: 343-410. Buenos Aires.

McPhar Geophysics Ltd., 1968. Report on the induced polarization and resistivity survey Campana Mahuida Area, Argentina, for the United Nation Special Fund. *Dirección General de Fabricaciones Militares (Plan Cordillerano),* Mendoza.

Mineral Resources Development, 1994. *Campana Mahuida Copper Project Preliminary Feasibility Study. A. R C. USA.*

Salaberry, C. A. y E. Núñez, 1968. Informe Final zona Campana Mahuida, Área de reserva Nº 54 , Provincia del Neuquén, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares (Plan Cordillerano).* Buenos Aires.

Serrano, A., 1948. Informe sobre mi actuación en la exploración de la mina Lastenia. *Compañía Minera Campana Mahuida,* inédito. Buenos Aires.

Sillitoe, R. H., 1976. Studies of mineralization in Argentina. *United Nations*, New York, inédito.

Weaver, Ch. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west-central Argentina. *University of. Washington, Memories,* 1, Seattle.

Williams, W. C., 1997. Observations on the Campana Mahuida Porphyry Copper Deposit, Neuquén, Argentina. *Grupo Minero Aconcagua. S.A.*

Zanettini, J. C., 1976. Exploración Geológico-Minera de la Zona de Campana Mahuida, provincia del Neuquén. *Dirección General de Fabricaciones Militares, CEGM 1.* Mendoza.

Zanettini, J. C., 1979a. Geología de la comarca de Campana Mahuida, (Provincia del Neuquén). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34: 61-68. Buenos Aires.

Zanettini, J. C., 1979b. Geología del Pórfido Cuprífero Campana Mahuida, Provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34: 224-234. Buenos Aires.

Genini, A. D., 1999. Prospecto de cobre-molibdeno Cerro Coihue, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1289-1290, Buenos Aires.



PROSPECTO DE COBRE-MOLIBDENO CERRO COIHUE, CHUBUT

Adolfo D. Genini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El área se ubica en el departamento Cushamen, provincia del Chubut, a unos 13 km al estenoreste de la localidad de Epuyén por la Ruta 243.

HISTORIA DEL PROSPECTO

El marco geológico del área fue establecido por González Bonorino (1974/1979). Las primeras evaluaciones con sentido económico estuvieron a cargo de Jutorán y Takashima (1969), quienes realizaron tareas de prospección geoquímica entre las localidades de El Maitén y Epuyén.

Genini y Grizinik (1982) llevaron a cabo específicamente en el cerro Coihue tareas de levantamiento geológico a escala subminera, muestreo geoquímico, petrográfico y calcográfico. Los resultados de estas tareas fueron parcialmente expuestos en Genini *et al.* (1988) y Genini y Nillni (1994).

Otros estudios fueron efectuados por Ametrano *et al.* (1979) y por Lizuain (1983).

Se desconoce, a la fecha, si se han realizado otras tareas mineras, fuera de las de superficie ya citadas.

GEOLOGÍA REGIONAL

Rocas de la Formación Cushamen esquistos, micacitas, gneises y anfibolitas, constituyen parcialmente la cumbre y faldeo occcidental del cerro Coihue. Esta unidad, de edad precámbrica a paleozoica inferior, constituye el basamento. Es intruida por granitoides del Complejo Granítico Lago Puelo, representantes de un ciclo magmático que se extendería del Devónico al Terciario. La Formación Piltriquitrón, de carácter sedimentario y edad jurásica, se ubica hacia el occidente del área. Las volcanitas de la Formación Ventana de edad eocena cubren discordantemente las unidades anteriores hacia el sector oriental del área. Depósitos inconsolidados de origen glacial y fluvioglacial, aluviales y coluviales completan la estratigrafía del área.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El área de estudio se orientó (Genini y Grizinik, 1982) específicamente a las denominadas quebradas Baya, Gabriel, Ferreyra y Loncón, sectores donde se podían apreciar los afloramientos sin cobertura vegetal. En todas las quebradas citadas la litología dominante corresponde a rocas de composición tonalítica pertenecientes al Complejo Granítico Lago Puelo (Lizuain, 1983), que son las portadoras de la mineralización y alteración del cerro Coihue.

Además de tonalitas y tonalitas profiroides, los estudios petrográficos determinaron granodioritas, granitos y dioritas, aunque estas últimas muy subordinadas a las anteriores. Las tonalitas son de colores claros en gamas que varían entre el rosado, gris verdoso y blanco, con frecuentes pátinas limoníticas y textura granosa mediana.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Patagonia.*

Las granodioritas, granitos y dioritas constituyen pequeños afloramientos, difíciles de separar por observación de campo, ya que presentan texturas, colores y tamaño de grano similares.

En el sector inferior de la quebrada Gabriel se ubica una brecha con clastos tonalíticos, parcialmente rotados y cementados por agregados prismáticos de turmalina y epidoto. La presencia de turmalina es una constante en el área, llegando a formar diques de cuarzo-turmalina o bien franjas de turmalinización constituidas por venillas de turmalina de hasta 10 mm de potencia y varios metros de longitud (mediante rayos X se determinó que la variedad de turmalina presente correspondía a dravita), que afectan con preferencia a los pórfiros tonalíticos.

Alteración hidrotermal

El área cerro Coihue posee como característica fundamental una extensa zona de blanqueo, producida por la alteración de las rocas tonalíticas.

Los estudios petrográficos indican como asociaciones de alteración dominantes la propilitización y la argilización, en tanto que piritización, turmalinización y silicificación serían subordinadas.

Por otro lado el estudio de los minerales arcillosos mediante rayos X (Genini y Nillni, 1994) revela que la alteración propilítica está dividida en tres zonas que presentan como especies comunes clorita-epidoto y además especies diagnósticas para cada una de ellas que en la Zona A son: sericita y pirofilita subordinada, en la Zona B: calcita y caolinita y en la Zona C: laumontita. En principio la mineralización estaría vinculada con preferencia a las zonas B y C.

Mineralogía

La mineralización en las distintas quebradas es esencialmente la misma en cuanto a especies minerales y modo de yacencia. Los minerales más comunes son pirita y pirrotina. Otras especies primarias, aunque muy escasas, son calcopirita, bornita, molibdenita, esfalerita, marcasita y oro. Todas se presentan diseminadas y distribuídas irregularmente, salvo la pirita que además se observa en pequeñas venas junto a cuarzo y limonitas.

Con excepción de pirita, determinable fácilmente en la observación de campo, al resto de los minerales se los observa a simple vista y por lo tanto se los cita en el marco de los estudios calcográficos.

La calcopirita se asocia preferentemente a pirita y en algunos casos posee inclusiones de esfalerita o bien se muestra alterada a covelina y calcosina. En el campo su presencia queda indicada por pátinas de malaquita.

El oro, identificado como pequeños granos de unos 15 μ, se observó sólo en pocas muestras vinculado a pirita, pirrotina y calcopirita. La molibdenita se ubicó macroscópicamente en un pequeño afloramiento de la quebrada Baya, concentrada en venillas de cuarzo o asociada a pirita.

MODELO GENÉTICO

En base a los datos disponibles, rocas involucradas, tipo de mineralización y modo de disponerse de la misma y las asociaciones de alteración presentes, se puede inferir un modelo genético vinculado a depósitos relacionados a rocas félsicas e intermedias del tipo pórfiro Cu-Mo-Au. Cabe señalar que parte de la mineralogía y alteraciones (turmalinización) presentes indican una asociación de moderada a alta temperatura.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S., B. Coira, E. Donnari, y N. Pezzutti, 1979. Mineralización de cobre asociado al plutonismo terciario en la zona de mina Condorcanqui. Chubut. Secretaría de Estado de Minería, inédito. 44 p.

Genini, A. y M. Grizinik, 1982. Informe Preliminar. Proyecto 04HA. Epuyen. Area de Reserva Nº 8, Cerro Coihue. Chubut. S.E.M. Comodoro Rivadavia.

Genini, A y A. Nillni, 1994. Estudio de las alteraciones en el Cerro Coihue. Provincia del Chubut. *Revista Naturalia Patagónica,* 2. U.N.P.S.J.B. Comodoro Rivadavia.

Genini, A. D., M. Grizinik y H. D. Pezzuchi, 1988. Geología y mineralización del sector suroriental del cerro Coihue, provincia del Chubut. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: A85-A96 (realizado en Olavarría).

Jutorán, A y K. Takashima, 1969. Prospección geoquímica de las Sierras Occidentales de El Maiten. *Servicio Minero Nacional,* Carpeta 660. Buenos Aires.

Lizuain, A. 1983. Geología de la Cordillera Patagónica entre las localidades de Lago Puelo y Leleque. *Universidad de Buenos Aires,* tesis doctoral, inédita.

Franchini, M., 1999. Las manifestaciones de hierro en skarns de Campana Mahuida, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1291-1294, Buenos Aires.



LAS MANIFESTACIONES DE HIERRO EN *SKARNS* DE CAMPANA MAHUIDA, NEUQUÉN

Marta Franchini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Las manifestaciones ferríferas del cateo Candelaria y otros *skarns* se hallan ubicados al sur y sureste del núcleo potásico definido para el pórfiro cuprífero de Campana Mahuida, en las áreas de los cerros Tres Puntas y Pedregoso. Estos cerros están localizados en la margen izquierda del río Agrio, a una altura de 1.300-1.400 m s.n.m. y a 115 km al nornoroeste de la localidad de Zapala (figura 1A).

Leyes

Las zonas con alteración supergénica de la mina Candelaria han sido mayormente explotadas en el pasado para obtener mineral de hierro. Estas zonas contenían hasta 55% de Fe; se desconocen los tenores de Cu del material extraído.

Sistema de explotación

Las zonas con alteración supergénica de la mina Candelaria han sido explotadas a cielo abierto para obtener mineral de hierro con destino a las cementeras de la localidad de Zapala.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El cateo Candelaria fue reconocido por pozos y varias trincheras. La zona de los *skarns* fue cartografiada por Zanettini (1979 a y b) y descripta por Franchini y Danieli (1992) y más tarde por Franchini y Malvicini (1997). La empresa minera American Resource Corporation (1993) realizó tareas de exploración en el área de los *skarns*. Estudios magnetométricos y posteriores perforaciones en la zona de los *skarns* han sido realizados recientemente por la empresa Minera Aconcagua S.A.

GEOLOGÍA REGIONAL

De acuerdo a la única datación radimétrica disponible, los *skarns* se formaron en el arco volcánico del Cretácico superior.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Rocas sedimentarias que alojan los skarns. Están hospedados en las calizas micríticas de la Formación La Manga; en menor medida afectan a las areniscas de la Formación Lotena. (figura 1B)

Rocas ígneas asociadas. Los *skarns* y los cuerpos de sílice-pirita están asociados a filones capa y diques de composición andesítica. La única datación radimétrica efectuada sobre una biotita hidrotermal en andesita vinculada al pórfido de Cu indica una antigüedad de 74,2 ±1,4 Ma (Sillitoe, 1977). Presentan alteración hidrotermal intensa, abundantes fracturas, textura porfírica, brechas y *stockworks*;

[1] *CONICET. Dirección Provincial de Minería, provincia de Neuquén.*

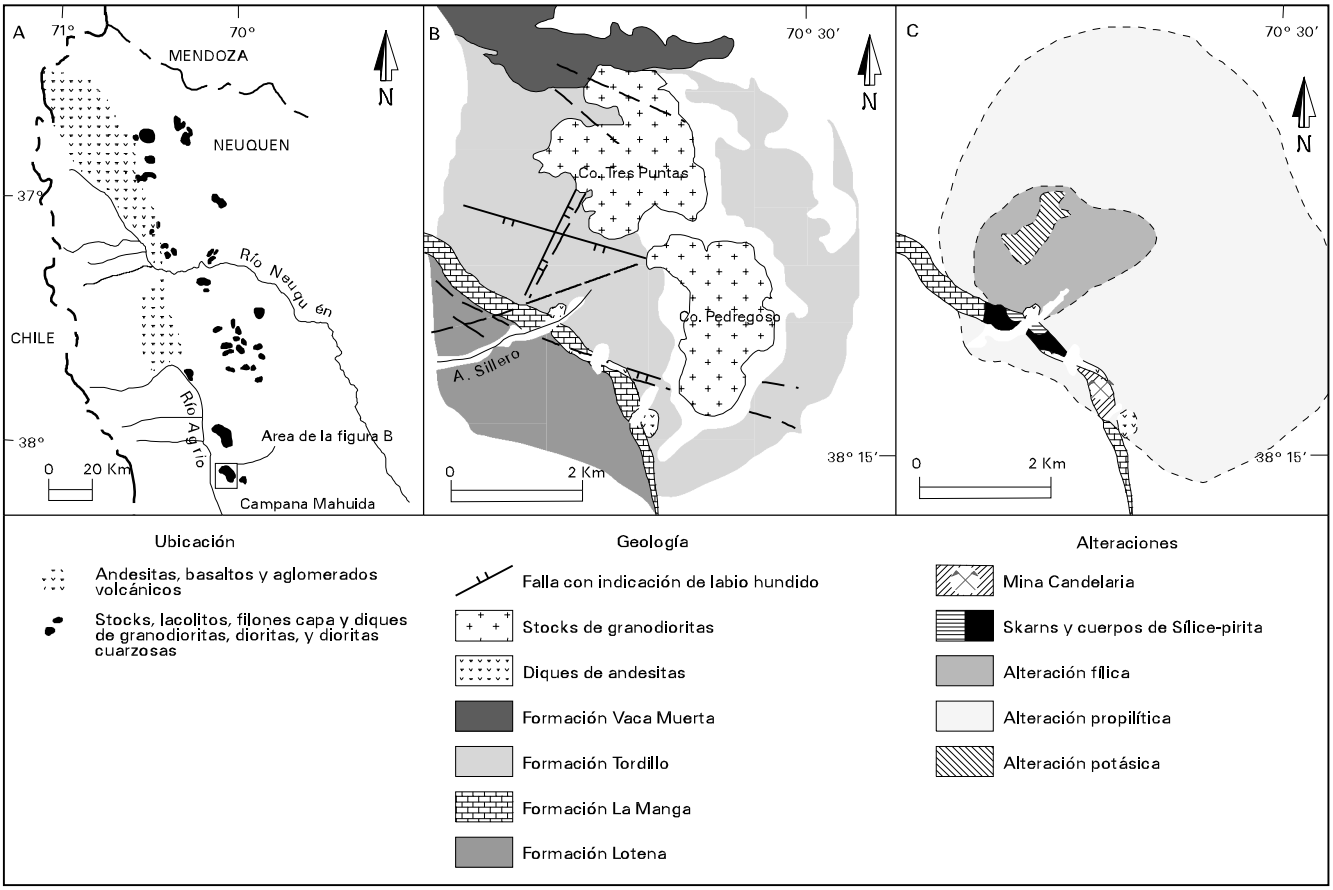


Figura 1. A: Ubicación del distrito minero Campana Mahuida junto con las rocas ígneas del Cretácico superior y del Eoceno-Oligoceno expuestas en Neuquén (modificado de Llambías, inédito). B: Mapa geológico del distrito Campana Mahuida (modificado de Zanettini, 1979 a y b). C: Alteraciones del pórfiro cuprífero de Campana Mahuida (modificado de Zanettini, 1979 a y b) y localización de los skarns mineralizados.

todos estos rasgos señalan un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamente superficial.

Estructura

Los *skarns* mineralizados se localizan a lo largo de los contactos litológicos. También las fallas directas de rumbos nornoreste y oestenoroeste y otras posteriores de carácter local, de rumbos estenoreste y oestenoroeste controlan las mineralizaciones.

Morfología del *skarn*

Varios cuerpos de sílice-pirita (limonitas) y *skarns* están expuestos dentro de la aureola de alteración fílica y propilítica del pórfiro cuprífero (distantes 1,5 a 2,5 km del núcleo biotítico; figura 1C). Los afloramientos más próximos al núcleo potásico consisten en cuerpos irregulares de sílice-pirita con relictos de *exoskarn* de granate-epidoto (figura 1C). En la mina Candelaria, varios cuerpos irregulares y pequeños con *skarn* mineralizado afloran en una zona de 80 m de largo por 400 m de ancho (figura 1C). En el *skarn*, la facies progradante más abundante es el granate; reemplaza masivamente a la andesita y a la caliza. En el *endoskarn* el granate es marrón y rico en aluminio, excepto en los bordes de los cristales que representan la inundación de la roca por los fluidos hidrotermales. En el *exoskarn* el granate presenta zonación del color: los cristales pardos ocurren en las zonas internas y los cristales verdes en las zonas externas, en contacto con la caliza. El epidoto, junto con hematita y magnetita tabular según hematita constituyen las facies minerales más abundantes luego de granate; forman cuerpos irregulares que reemplazan a la caliza y a la arenisca. Lentes de epidoto-piroxeno-calcopirita reemplazan localmente a la andesita. El cuarzo y en menor cantidad la calcita acompañan a los silicatos progradantes del *skarn*. Varios cuerpos de sílice-pirita irregulares y pequeños afloran en forma esporádica remplazando a la caliza y a los *skarns*. Están formados por sílice criptocristalina con pirita, limonitas (jaspe), ópalo, calcedonia, cuarzo en cristales de hasta 1 cm y brechas silicificadas con clastos de caliza y jaspe cementados por cuarzo y calcedonia. Entre los restantes minerales retrógrados determinados, el anfíbol constituye la facies más abundante en el *skarn*.

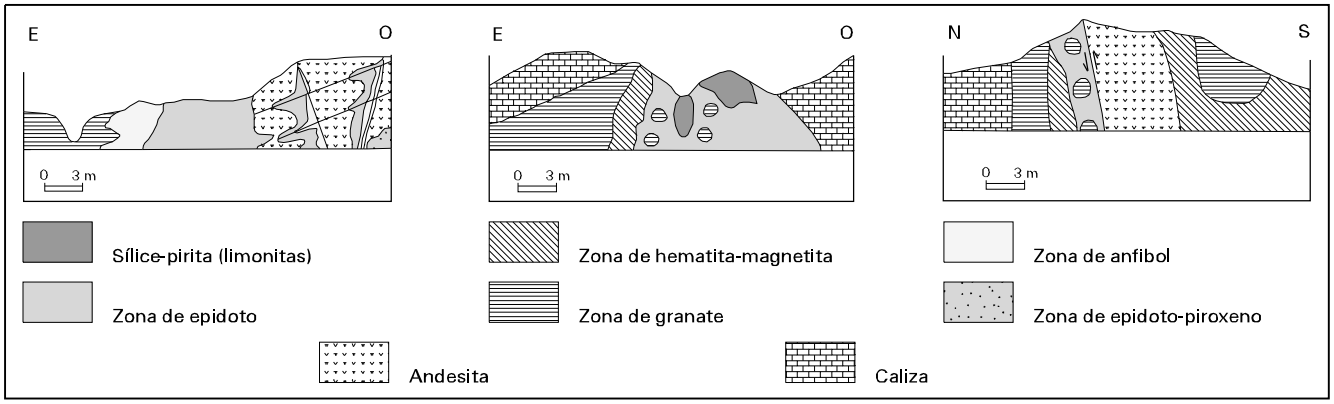


Figura 2. Secciones transversales esquemáticas del skarn mineralizado de la mina Candelaria.

En la figura 2 se muestran secciones transversales esquemáticas del skarn mineralizado de la mina Candelaria.

Mineralogía

Los minerales primarios son: hematita-magnetita-pirita- calcopirita.

La intensa alteración supergénica de los óxidos, los sulfuros y los silicatos produjo limonitas (goethita dominante) con cuarzo, arcillas, malaquita y azurita.

En los skarns los minerales progradantes son: granate(Ad_{36-98})-epidoto-piroxeno(Hd_{16-28})-cuarzo-calcita-biotita-apatita-esfena y los minerales retrógrados cuarzo-calcita-epidoto-actinolita-cloritas-arcillas-ceolitas-calcedonia-ópalo.

Inclusiones fluidas

Los análisis de las inclusiones fluidas en granate indican temperaturas de homogeneización comprendidas entre 240° y 540°C y fluidos con salinidades moderadas a altas (hasta 50,30% eq. peso NaCl). Para las inclusiones fluidas presentes en epidoto se midieron temperaturas de homogeneización comprendidas entre 315° y 650°C y salinidades de hasta 36% eq. peso NaCl, correspondiendo a los cristales del *endoskarn* las temperaturas más bajas (315-415°C). Para el cuarzo y la calcita se obtuvo un rango de temperaturas comprendido entre 220° y 620°C. Los datos preliminares obtenidos en inclusiones fluidas de venillas de cuarzo-sulfuros procedentes del núcleo potásico indican la presencia de fluidos salinos (38-49 % eq.peso NaCl) y temperaturas medias y altas (300°-635°C).

Geoquímica

Muestras extraídas de los afloramientos de los cuerpos de sílice-pirita (distantes 1,5 km del núcleo potásico) contienen entre 0,1 y 0,28 g/t de Au y 0,007 a 0,05% de Cu.

MODELO GENÉTICO

Los *skarns* y concentraciones metálicas de Campana Mahuida se formaron como consecuencia del metasomatismo infiltracional generado por los fluidos magmáticos-hidrotermales que fueron liberados durante la cristalización y el enfriamiento de las andesitas en las rocas sedimentarias jurásicas.

Del mismo modo que en los sistemas hidrotermales zonados que caracterizan a la asociación de depósitos *skarns* de Cu-pórfidos cupríferos de otros márgenes convergentes, los afloramientos de caliza adyacente a la andesita con alteración fílica están reemplazadas por cuerpos de sílicie-pirita-(hematita) con leyes de Cu muy bajas y los *skarns* son pequeños. Además, recientes perforaciones realizadas en la zona hallaron pirrotina en la caliza, descartándose toda posibilidad de encontrar *skarn* con sulfuros de Cu en profundidad y la prolongación hacia el sur de la alteración potásica en la andesita.

El *skarn* y los cuerpos de sílice-pirita de la mina Candelaria están vinculados a otro cuerpo ígneo subvolcánico similar en composición a la andesita que hospeda al pórfiro cuprífero, pero sin evidencias de alteración y mineralización de Cu. Aún no se conocen las edades y las características químicas de los cuerpos ígneos mapeados en el distrito para saber si se trata de un único ciclo ígneo prolongado en el tiempo o de ciclos con diferentes edades. La presencia de cuerpos de sílice-pirita y la composición química de los silicatos del *skarn* (granate$_{(Ad36-98)}$-epidoto-piroxeno-actinolita-piroxeno$_{(Hd16-18)}$) constituyen rasgos característicos de los *skarns* de Cu asociados a los pórfidos de Cu. En los afloramientos de los *exoskarns* faltan las zonas intermedias y distales de piroxeno que por lo general son las más ricas en sulfuros de cobre. Dado que el *skarn* ha sido explotado en el pasado, es posible que las zonas con potencial para alojar mineralización de Cu hayan sido extraídas de los frentes de cantera.

BIBLIOGRAFÍA

American Resource Corporation, 1993. Area de reserva Campana Mahuida, 17 pág. *CORMINE*.

Franchini, M y Danieli, J. C., 1992. Los depósitos de hierro en *skarns* de Campana Mahuida. *Iº Reunión de Mineralogía y Metalogenia:* 107-120, La Plata.

Franchini, M y Malvicini, L., 1997. Las alteraciones y mineralizaciones de Campana Mahuida y Caicayén, Neuquén: Nuevos datos para la exploración de la asociación *skarns* de Cu- Pórfidos Cupríferos en la Cordillera Principal. *Asociación Geológica Argentina, Revista.* En prensa.

Sillitoe, R. H., 1977. Permo Carboniferous, upper Cretaceous and Miocene porphyry copper- type mineralization in the Argentinean Andes. *Economic Geology,* 72: 99–103.

Zanettini, J.C., 1979a. Geología de la comarca de Campana Mahuida, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34 (1): 61-68.

Zanettini, J.C., 1979b. Geología del Pórfiro Cuprífero Campana Mahuida, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34 (3): 224-234.

Franchini, M., 1999. Potencial aurífero de los *skarns* ubicados entre los arroyos Cajón Grande y Cajón del Medio, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1295-1297, Buenos Aires.



POTENCIAL AURÍFERO DE LOS *SKARNS* UBICADOS ENTRE LOS ARROYOS CAJÓN GRANDE Y CAJÓN DEL MEDIO, NEUQUÉN

Marta Franchini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Se localizan en el norte de la provincia de Neuquén, en el borde occidental de la Fosa de Chos Malal, entre los arroyos Cajón del Medio y Cajón Grande y próximos al braquianticlinal de la Cordillera del Viento (36°46´-36°49´ LS y 70°29´ LO) (figura 1A).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La empresa minera Bilinton S.A. descubrió los *skarns* mineralizados y realizó tareas de exploración en el área que consistieron en la cartografía y muestreo de las unidades intrusivas y de los *skarns*, el estudio petrocalcográfico de aproximadamente 140 muestras, la geoquímica de superficie (Cu, FeO_t, Pb, Ag, Zn, Au, Sb, As, Bi) y el análisis químico con microsonda electrónica (Joel 733 Superprobe) de biotitas y anfíboles en las rocas ígneas y de los silicatos presentes en los *skarns*. Una síntesis de los resultados obtenidos ha sido publicada por Franchini e Innes (1997).

GEOLOGÍA REGIONAL

De acuerdo a la datación radimétrica obtenida para un filón capa de andesita anfibólica (K/Ar de 71,5±5 Ma; Llambías y Rapela, 1989), los *skarns* y concentraciones metálicas están vinculados al arco volcánico del Cretácico superior.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Rocas sedimentarias hospedantes de los skarns. Están alojados en una sucesión de rocas sedimentarias clásticas-carbonáticas del Jurásico y Cretácico inferior, representada en el área por pelitas calcáreas (Formación Lotena), calizas micríticas (Formación La Manga), pelitas calcáreas-tufitas (Formación Tordillo) y limolitas feldespáticas-cuarzosas finamente laminadas e interestratificadas con capas arenosas y calizas micríticas (Formación Vaca Muerta).

Rocas ígneas asociadas. Se trata de filones capa y diques de andesitas y microgabros con textura porfírica. Los fenocristales están en una proporción variable (entre 30 y 75 % en volumen) y consisten en plagioclasa y anfíbol (ferro-edenita silícea y edenita); tanto la biotita como el cuarzo son escasos en la fase fírica. Las pastas son microgranosas y felsíticas y como accesorios contienen magnetita, ilmenita, apatita, esfena y circón. Los microgabros contienen fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivina, además de plagioclasa y anfíbol (magnesio-taramita). Las andesitas y los microgabros han sido particularmente afectados por las alteraciones y mineralizaciones y en algunos casos estas rocas forman brechas intrusivas o están surcadas por numerosas venillas rellenas con minerales secundarios. La textura porfírica y la presencia de brechas, venillas y alteraciones señalan un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamente superficial.

[1] *CONICET. Dirección Provincial de Minería, provincia de Neuquén.*

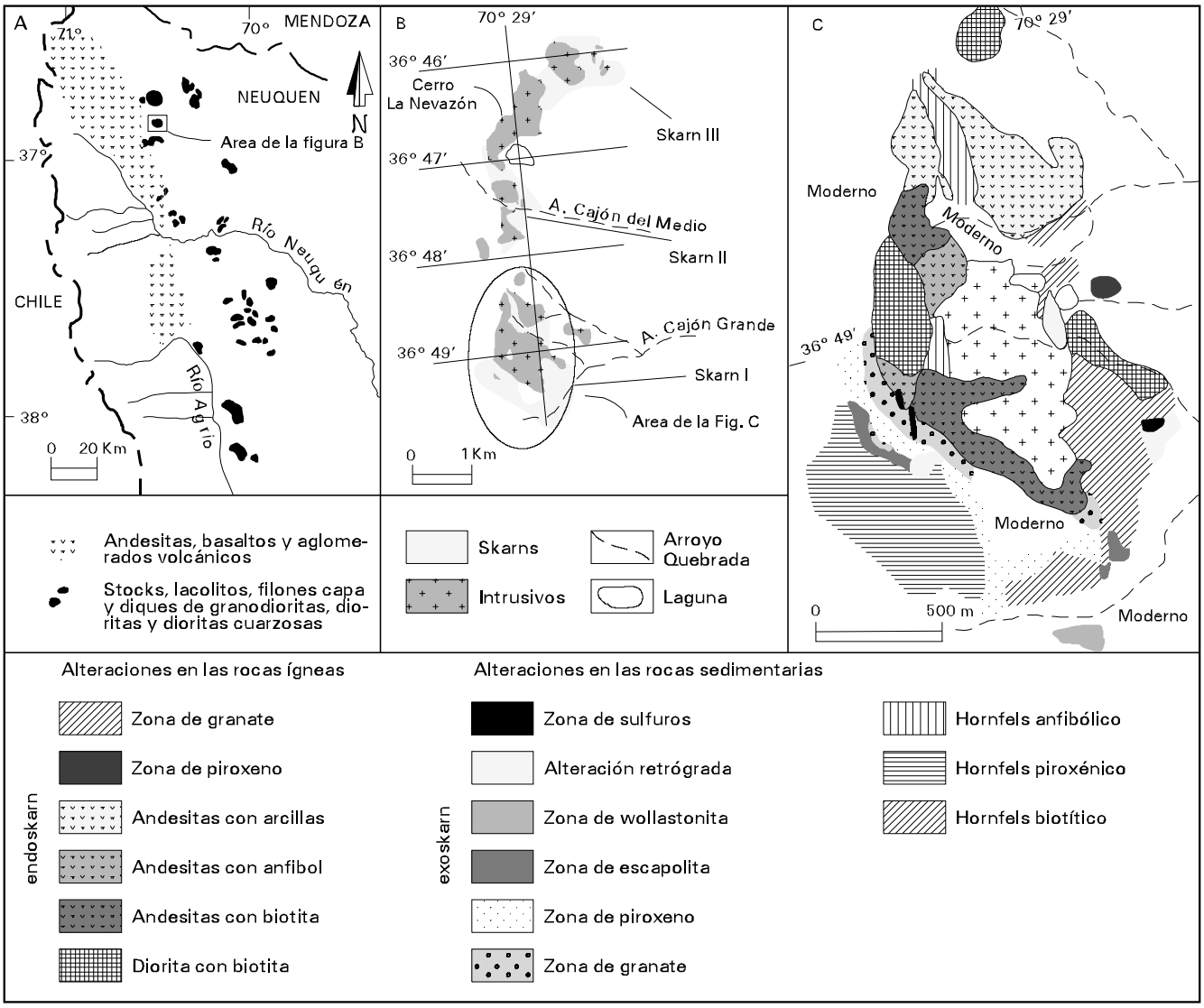


Figura 1. A: Ubicación de los skarns estudiados junto con las rocas ígneas del Cretácico superior y del Eoceno-Oligoceno expuestas en Neuquén (modificado de Llambías, inédito). B: Afloramientos de las rocas ígneas y de los skarns mineralizados analizados en este trabajo. C: detalle de la zonación mineralógica en el skarn I.

Estructura

Los *skarns* están ubicados en el contacto entre los cuerpos ígneos y las rocas sedimentarias. Las estructuras locales, que consisten en pliegues muy apretados y subparalelos, fallas y corrimientos plegados de orientación submeridiana (Kozlowzki *et al*., 1996), controlan la mineralización.

Morfología de los *skarns*

En los mapas de las figuras 1B y 1C se presentan la ubicación de los tres *skarns* expuestos en el área y la distribución de las alteraciones en el *skarn* I, similar a las zonaciones observadas en los *skarns* II y III. Las rocas ígneas han sufrido metasomatismo con desarrollo de *endoskarns* de clinopiroxeno (hasta 35%), *endoskarns* masivos de escapolita (hasta 65%) y de granate (hasta 60%) con destrucción completa de la textura ígnea. Pirrotina con pirita y arsenopirita están presentes en cantidades inferiores al 5%.

Los primeros efectos de la alteración observados en los protolitos sedimentarios del área consisten en la transformación de las limolitas calcáreas en *hornfels* biotíticos-feldespáticos, *hornfels* piroxénicos y *hornfels* anfibólicos; contienen cantidades variables de sulfuros (pirrotina). Los efectos posteriores del metasomatismo fueron más intensos en la transformación de los protolitos sedimentarios. Los *exoskarns* progradantes son de grano muy fino a fino y a veces resultan rocas bandeadas en las que la laminación primaria se preserva como bandas alternadas de granate-piroxeno-vesubianita. En términos generales, las zonas internas de granate y de vesubianita, las intermedias de clino-

piroxeno-escapolita y una externa de wollastonita, constituyen un diseño de zonación mineralógica emergente de los *exoskarns* aplicable a escala del distrito (figura 1C): - la zona interna de granate: contiene hasta 95% de granate y 4% de sulfuros con pirita dominante. Esta zona reemplaza un protolito rico en calcio; - la zona interna de vesubianita: contiene hasta 50% de vesubianita y aflora en contacto con rocas ígneas alteradas o próximas a ellas por lo que puede reemplazar calizas dolomíticas o zonas que han experimentado metasomatismo magnésico previo; - la zona intermedia de clinopiroxeno: contiene hasta 80% clinopiroxeno y 8% de sulfuros con pirrotina dominante. Esta zona reemplaza preferentemente protolitos clásticos y parece continuar luego de la zona de granate; - la zona intermedia de escapolita: contiene hasta 50% de escapolita y 10% de sulfuros con pirrotina (menor greigita y pirita según pirrotina con arsenopirita, calcopirita, chispas de oro y plata); reemplaza protolitos sedimentarios clásticos y la zona de wollastonita expuesta al sur del área donde, aparentemente, constituye las zona más externa del *exoskarn*. En los *exoskarns* también se han mapeado cuerpos masivos constituidos por magnetita fibrosa pseudomórfica según hematita en contacto con sulfuros, cloritas y calcita. Otras zonas mapeadas consisten en asociaciones de minerales retrógrados.

Mineralogía

Los minerales primarios son: pirrotina-pirita-arsenopirita-magnetita-calcopirita trazas de oro, plata y bismutinita, los minerales secundarios: greigita-marcasita y en los skarns, los minerales progradantes son piroxeno ($Di_{4,8\text{-}91,5}$; $Hd_{7,5\text{-}79}$; $Jo_{0,12\text{-}5,8}$)- escapolita ($Me_{27,8\text{-}61}$) -granate ($Gr_{0,6\text{-}90,4}$; $Ad_{7,5\text{-}98,5}$; $Py_{0,6\text{-}2,8}$)- wollastonita-vesubianita-cuarzo-biotita-anfíbol y los retrógrados: cuarzo-calcita-epidoto-anfíbol-cloritas-feldespato potásico.

Geoquímica

Las concentraciones de los metales base en las muestras analizadas son muy bajas (hasta 5 % de FeO total; hasta 405 ppm de Cu; hasta 409 ppm de Pb; no se detectó Zn) y los máximos valores de oro hallados corresponden a 48 ppb. Existen valores de As, Sb, Ag y Bi en las muestras de los *skarns* y rocas ígneas estudiados y los valores de estos elementos traza en los *skarns* de oro Fortitude ($f0_2$ baja; 12 Mt, 5,11 g/t Au,; Myers, 1994) y Mc Coy ($f0_2$ más elevada; 14.5 Mt, 1,5 g/t Au; Brooks, 1994). Las muestras analizadas presentan anomalías mayores de Sb y de Bi (con excepción de un valor) que todas las muestras de Mc Coy. Si bien los valores más altos de Sb y Bi en Fortitude superan ampliamente a los valores de las muestras analizadas, existen otros casos donde los valores de los *skarns*-rocas ígneas neuquinos superan a las muestras seleccionadas de Fortitude. En el caso del arsénico, los *skarns* y rocas ígneas del noroeste de Neuquén presentan varios valores anómalos similares a los valores más altos de Mc Coy (Brooks, 1994). Finalmente, todas las muestras analizadas contienen Ag, pero estos valores son bajos al compararlos con sus pares de Fortitude y Mc Coy.

MODELO GENÉTICO

Los *skarns* de Quebrada Mala (Franchini e Innes, 1997) presentan rasgos distintitivos y diagnósticos de los típicos y más ricos *skarns* de oro como Nickel Plate (Ettlinger, 1990) y Fortitude (Myers, 1994); ellos son: (a) el rasgo más importante para clasificar los *skarns*, su mineralogía: contienen piroxeno ($Hd_{7,51\text{-}91,46}$), granate ($Ad_{7,48\text{-}98,50}$), escapolita ($Me_{27,77\text{-}61}$), wollastonita, anfíbol (actinolita-hornblenda magnésica) y pirrotina como sulfuro dominante, minerales estables en ambientes con valores de $f0_2$ bajos; (b) contienen biotita secundaria y feldespato alcalino en las rocas ígneas y en los *hornfels*; los valores Mg/Mg+FeO en las biotitas secundarias de las rocas ígneas son bajos y característicos de ambientes con valores de la fugacidad del oxígeno bajos; (c) los *skarns* son pobres en metales bases y presentan anomálias de As, Sb y Bi y Ag; (d) los minerales retrógados son escasos; (e) están asociados a cuerpos ígneos de textura porfírica y de composición intermedia (andesitas-microgabros) con magnetita e ilmenita y (f) están hospedados en una sucesión de rocas sedimentarias clásticas-carbonáticas.

BIBLIOGRAFÍA

Brooks, J. W., 1994. Petrology and geochemistry of the McCoy gold skarn, Lander County, Nevada. *Unpublished Ph.D. thesis, Washington State University,*756p.

Ettlinger, A. D., 1990. A geological analysis of gold skarns and precious metal enriched iron copper skarns in British Columbia, Canada. *Unpublished Ph.D. thesis, Washington State University,* 246p.

Franchini, M. y E. Innes, A., 1997. Potencial aurífero de los *skarns* en contacto con las rocas ígneas de Quebrada Mala y áreas adyacentes, Neuquén, Argentina. *Actas del 8° Congreso Geológico Chileno*. 2: 972-977, Antofagasta..

Kozlowzki, E., Cruz, C. y Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. *12° Congreso Geológico Argentino* y *3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 1: 15-26. Buenos Aires.

Llambías, E. y C. Rapela, 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén y su relación con otras unidades Paleógenas de la Cordillera. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44 (1-4): 224-236.

Myers, G. L., 1994. Geology of the Copper Canyon-Fortitude skarn System, Battle Mountain, Nevada. 356p.

Márquez, M. J., 1999. Las mineralizaciones hidrotermales de la región del lago Fontana, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1299-1302, Buenos Aires.



LAS MINERALIZACIONES HIDROTERMALES DE LA REGIÓN DEL LAGO FONTANA, CHUBUT

Marcelo J. Márquez[1]

INTRODUCCIÓN

La región del Lago Fontana posee una de las mayores concentraciones de manifestaciones minerales de la cordillera del Chubut y se localiza en la región sudoccidental de la provincia, en las proximidades del límites internacional con Chile. Queda delimitada por los cordones montañosos al sur y norte del lago, y hacia el este por el meridiano de 71º00' de longitud oeste (figura 1).

El objeto de este trabajo es actualizar en forma sintética el conocimiento sobre las manifestaciones minerales y áreas de alteración, sobre la base de las evidencias obtenidas por numerosas actividades de investigación geológica y prospección minera durante los últimos 20 años. Se plantean asimismo los rasgos más conspicuos de los metalotectos y las hipótesis genéticas más coherentes con la evolución geológica de este tramo de la cordillera.

GEOLOGÍA REGIONAL

La comarca del lago Fontana es parte de la Cordillera Patagónica cuya estratigrafía tiene como unidad más antigua a la Formación Lago La Plata (Ramos, 1976), que está compuesta por volcanoclastitas mesosilícicas-ácidas con delgadas intercalaciones sedimentarias pertenecientes al Jurásico medio-superior. Estas volcanitas constituyen la base sobre la que se deposita, en una cuenca de hemigraben, la secuencia sedimentaria neocomiana en un ambiente marino que tiende a somerizarse. Dichas sedimentitas integran el Grupo Coyhaique que incluye las Formación Tres Lagunas (Ploszkiewicz y Ramos, 1977), Formación Katterfeld (Ramos, 1976) y Formación Apeleg (Ploszkiewicz y Ramos, 1977).

El conjunto es cubierto por rocas volcaniclásticas ácidas del Grupo Divisadero (Ploszkiewicz y Ramos, 1977; Ramos, 1978; Haller y Lapido, 1980, Suárez *et al.*, 1996)) del Cretácico inferior alto y son intruidas por enjambres de diques y stocks comagmáticos. Hacia el oeste afloran los granitoides del Batolito Patagónico, cuyas composiciones van desde tonalitas a granitos, tienen signatura geoquímica calcoalcalina, sus edades están entre el Jurásico medio y Cretácico superior (Weaver *et al.* 1990), e intruyen y metamorfizan a las rocas más antiguas.

No hay registro de magmatismo importante en el Terciario, aunque se reconoce una intensa actividad tectónica, vinculada a la subducción pacífica, que produjo la elevación final de la Cordillera Patagónica y modeló el relieve actual. Durante el Cuaternario la región fue cubierta por hielos, como queda testimoniado por extensos depósitos glaciales y fluvioglaciales.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Las áreas de alteración coinciden generalmente con anomalías de color destacadas. Las más importantes son: Cerro Bayo (9) que presenta alteración argílica avanzada sobre areniscas de la Formación Apeleg afectando un área extensa (Hayase, 1970; Maiza, 1981; Ramos, 1981) y anomalías de Ag en el muestreo litoquímico (Parisi y Butrón, 1993); Cordillera del Gato (10) compuesta por varios sectores controlados estructuralmente que se desarrollan sobre dacitas del Grupo Divisadero (Hayase, 1971; Maiza, 1981; Márquez y Parisi, 1994. Sobre las dos áreas mencionadas

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Regional Patagonia*

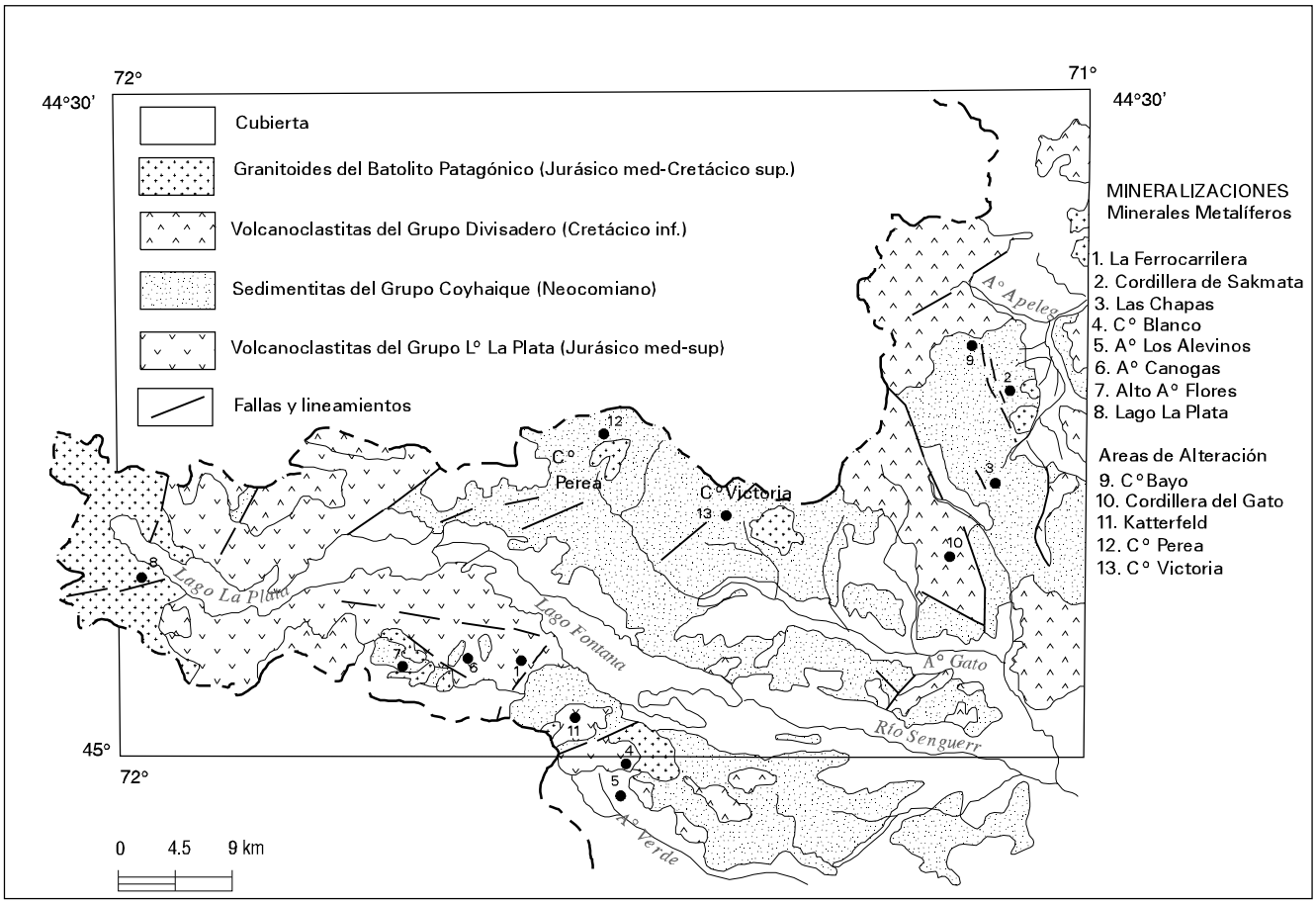


Figura 1. Ubicación y geología de las mineralizaciones de la región del Lago Fontana.

que poseen abundantes arcillas se realizaron intentos de explotación. Katterfeld (11) es una zona de 0,5 km^2 con fuerte alteración arcillosa ±sericítica±silicificación acompañada de escasas vetas de cuarzo, emplazada sobre rocas volcanicláticas de la Formación Lago La Plata (Márquez, 1995). Además afloran mineralizaciones y/o áreas de alteración menores en distintos sectores que no se incluyen y aureolas de metamorfismo/metasomatismo de contacto asociados con proporciones variables de pirita como el Cerro Mineral (12) y Cerro Victoria (13).

Mineralogía

En la región son abundantes las manifestaciones de minerales metalíferos y áreas de alteración (anomalías de color) y hay concentraciones de minerales no metalíferos cuyas características geológico-mineras básicas se exponen a continuación.

La Ferrocarrilera: es la mayor mineralización vetiforme, tiene rumbo 20º-50ºE, una corrida de 1.500 m y 7 m de potencia máxima, posee minerales de Zn/Pb/Ag y escaso Au en ganga de cuarzo, se la asocia escasa alteración cuarzo-sericítica±propilítica (Ramos, 1981) y continúa del lado chileno en la veta Katterfeld. Se aloja en andesitas de la Formación Lago La Plata y es un depósito hidrotermal de temperatura baja (200ºC según Dominguez, 1981) con afloramientos de domos dacíticos con textura porfírica fluidal en su entorno.

Cordillera de Sakmata (Minas del Finadito): es un sistema vetiforme de 12 km de corrida discontinua con rumbo noroeste, que se emplaza en areniscas de la Formación Apeleg, y que está compuesto por cuarzo con muy escasos sulfuros de metales base y contenidos erráticos de Ag. Tienen franjas apareadas de alteración silícea-arcíllosa, que en el extremo norte de la corrida culminan como una amplia zona de alteración hidrotermal conocida como Cerro Bayo. Se vinculan espacialmente con diques de composición mesosilícica-ácida. (Ramos, 1981, Fondo Rotatorio, 1982).

Las Chapas: es una pequeña manifestación de cuarzo vetiforme con minerales de Pb alojado en areniscas de la Formación Apeleg (Ramos, 1981).

Cerro Blanco: es una manifestación compuesta por varias vetas de cuarzo con escasos sulfuros de Cu/Pb/Zn, con rumbo nornoroeste de 120 m de corrida máxima y 2 m de potencia máxima. Se ubica en el contacto de un pequeño stock dacítico con volcanitas y sedimentitas de la Formación Lago La Plata y muestra sericitización/silicificación y

argilitización, (Márquez y Parisi, 1995a). Unos 1.000 m hacia el oeste-suroeste aflora otra mineralización similar denominada Arroyo Verde.

Arroyo Los Alevinos: es un manto de sílice microcristalina (de 2.000 m de largo) finamente bandeado con niveles carbonáticos y concreciones estromatolíticos, cuyo espesor máximo es 10 a 12 metros. Presenta abundantes cavidades, algunas con finos cristales de cuarzo, y localmente posee oxidados de hierro; sobre el extremo sur el manto está atravesado por vetas y venillas de baritina. Yace cubierto concordantemente por las sedimentitas de la Formación Apeleg y la roca volcaniclástica que lo subyace está afectada por alteración argílica. El manto constituye una manifestación única en el ámbito cordillerano y se interpreta como un sinter (Márquez y Parisi, 1995a).

Arroyo Canogas (Escondida): son vetas cortas y venillas de cuarzo con minerales de Cu/Pb/Zn, alojadas en sedimentitas y volcanitas andesíticas de las Formación Lago la Plata, que se vinculan con silicificación y diques riodacíticos (Márquez y Parisi, 1995b). Sobre el arroyo hay rastros de lavaderos de Au, que beneficiaban aparentemente aluviones provenientes de sedimentos fluvioglaciales (Mina Círculo).

Alto Arroyo Flores: son venas y vetillas de cuarzo±calcita con minerales de Cu, emplazadas en volcanitas andesíticas jurásicas cerca del contacto con un dique andesítico (Fondo Rotatorio, 1982 ; Márquez y Parisi, 1994).

Lago La Plata: las manifestaciones se disponen sobre granitoides del Batolito Patagónico y consisten en delgadas venillas de minerales de cobre acompañadas por cuarzo (Ramos, 1981).

MODELO GENÉTICO

La mineralizaciones metalíferas son portadoras de minerales de Zn y Pb y/o valores anómalos de Ag/Au, mientras que las mineralizaciones no metalíferas (áreas de alteración) contienen arcillas y ambas reconocen un origen hidrotermal en condiciones epitermales. Constituyen diferentes partes de un mismo sistema hidrotermal y están vinculadas espacialmente; las minerales de alteración mas difundidos son cuarzo±sericita±arcillas, que en el caso del Cerro Bayo alcanzan el grado de alteración arcillosa avanzada (alunita), lo que permite establecer la presencia de sistemas de alta sulfuración.

Dominan las vetas, venillas y *stockwork* paralelo, existe una manifestación de tipo sinter y las áreas de alteración son amplias. En Chile muy cerca del límite hay un yacimiento de tipo skarn con vetas asociadas.

Los procesos de oxidación son leves y los sulfuros hipogénicos aparecen próximos a la superficie, quizas debido a la intensa glaciación cuaternaria que erosionó la cubierta.

La estrecha asociación espacial entre cuerpos ígneos hipabisales y las mineralizaciones indica una relación genética, donde las manifestaciones minerales constituyen la expresión final del funcionamiento de los sistemas hidrotermales, donde los intrusivos efectúan el aporte térmico y de parte de los fluidos y los metales provendrían de fuentes híbridas, aunque dominantemente de la roca encajante.

La ubicación cronológica de las mineralizaciones de acuerdo con la información existente, respondería a la existencia de dos episodios mesozoicos: a) uno desarrollado durante el Jurásico medio superior vinculado con la actividad superficial y final del volcanismo que produce un sinter y quizás otras mineralizaciones menores, y b) un período que abarca a la mayoría de las manifestaciones minerales que habría sido más intenso y que se vincula con el estadio final del volcanismo ácido a mesosilícico del Cretácico inferior tardío a Cretácico superior temprano. Una evidencia importante sobre la existencia del último episodio mineralizante, lo proporcionan las dataciones radimétricas de los intrusivos localizados alrededor de los yacimientos chilenos Toqui Katterfeld, ubicados en las proximidades y que dieron valores entre 96 Ma y 108 Ma (Palacios *et al.*, 1994; Townley, 1996).

Giacosa *et al.* (1988) y Márquez *et al.* (1979) siguiendo los criterios de unidades mono y poliparagenéticas propuesto por Michel *et al.* (1969) clasifican a las mineralizaciones como campo metalogénico del Lago Fontana, integrante del área metalogénica Esquel y de la subprovincia ándica austral desarrolladas durante la Época metalogénica patagonídica.

La potencialidad de las manifestaciones metalíferas y no metalíferas, de acuerdo a los parámetros actuales, es baja; no obstante ello y debido a que gran parte del sector está cubierto por densa vegetación y a la existencia de un ambiente geológico favorable, se considera que las expectativas de descubrir nuevos depósitos es alta.

BIBLIOGRAFÍA

Domínguez, E., 1981. Génesis y geoquímica de la mineralización de los yacimientos «Los Manantiales» y «Lago Fontana», provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 36 (2): 123-142.

Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas, 1982. Exploración Minera en la provincia de Chubut, Argentina. *Informe Final, parte I,* inédito. Nueva York.

Giacosa, R. E., M. J. Márquez y H. D. Pezzuchi, 1988. Actualización metalogénica de la región patagónica al sur del paralelo de 42º sur, República Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 3: A1-A20. Olavarría.

Haller, M. y O. Lapido, 1980. El mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (2): 230-247.

Hayase, K., 1970. Informe sobre las minas de caolín, alunita y minerales metalíferos en la provincia de Chubut. *Universidad Nacional del Sur,* inédito. Bahía Blanca.

Hayase, K., 1971. Informe correspondiente al estudio sobre el área de los yacimientos de caolín Gato I, Gato II, Rio Senguer, provincia del Chubut. *Universidad Nacional del Sur,* inédito. Bahía Blanca.

Maiza, P. J., 1981. Estudio de los yacimientos de caolín del oeste de la provincia del Chubut, Minas Susana, Gato y Estrella Gaucha. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 471-484. San Juan.

Márquez, M. J., 1995. Informe de avance Programa Cordillera Patagónica, Area Cerro Katterfeld. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Delegación Regional Patagonia,* Inédito. Comodoro Rivadavia.

Márquez, M. J., H. D. Pezzuchi y R. E. Giacosa, 1979. Mineralizations related to Cretaceous magmatism, southward of parallel 42º south, Argentina. *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América Latina, Actas,* 1 (B):49-60. Buenos Aires.

Márquez, M. J. y C. Parisi, 1994. Informe de avance Programa Cordillera Patagónica, Area Alto Arroyo Flores. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Delegación Regional Patagonia.* Inédito. Comodoro Rivadavia.

Márquez, M. J. y C. Parisi, 1995a. Informe de avance Programa Cordillera Patagónica, Areas Cerro Blanco y Arroyo de los Alevinos. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Delegación Regional Patagonia,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Márquez, M. J. y C. Parisi, 1995b. Informe de avance Programa Cordillera Patagónica, Areas Arroyo Canogas. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Delegación Regional Patagonia,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Michel, H., H. Pelissonier, F. Permingeat y P. Routier, 1969. Proppositions concernant la definition des unites metalliferes. *Recherche Minière,* 1 (1). Francia.

Palacios, C. M., A. Bertens y L. Rus, 1994. Polymetallicskarn mineralization at El Toqui, Aysen province, southern Chile. *Zbl.Geol.Paläont.* Teil 1, H7/8: 723-737. Alemania.

Ploszkiewicz, V. y V. A. Ramos, 1977. Estratigrafía y tectónica de la sierra de Payaniyeu, provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 32 (3): 209-226.

Parisi, C. y F. Butrón, 1993. Mapeo de semidetalle y muestreo de las zonas de alteración del cerro Bayo, Cordillera de Sakmata, Apeleg, Chubut. *Subsecretaría de Minería, Delegación Regional Patagonia,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Ramos, V. A., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina. *1º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1 (A): 43-64. Santiago.

Ramos, V. A., 1978. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 423-436.

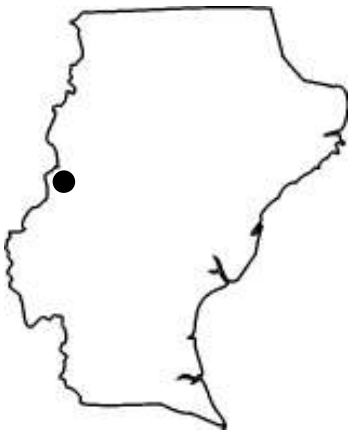
Ramos, V. A., 1981. Descripción geológica de la hoja 47 ab Lago Fontana. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 183. Buenos Aires.

Suárez, M., R. de la Cruz y C. M. Bell, 1996. Estratigrafía de la región de Coyhaique (Latitud 45º- 46º S) Cordillera Patagónica, Chile. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 575-590. Buenos Aires.

Townley, B. K., 1996. Ore deposits, tectonics and metallogenesis of the continental Aysen region, Chile. *Thesis, Queen´s University,* Kingston Ontatio, Canadá.

Weaver, S. G., R. Bruce, E. P. Nelson, H. K. Brueckner y A. P. Lehuray, 1990.The patagonian batholith at 48º latitude, Chile: geochemical and isotopic variations. In Mahlburg Kay S. y C. Rapela (Ed.), Plutonism from Antartica to Alaska. *The Geological Society of América. Special Paper* 241. Colorado.

Genini, A. D., 1999. Distrito polimetálico Río Oro, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1303-1306, Buenos Aires.



DISTRITO POLIMETÁLICO RÍO ORO, SANTA CRUZ

Adolfo D. Genini[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El valle del río Oro se emplaza en la cordillera austral a unos 30 km de la localidad de Lago Posadas, en el departamento Río Chico. El tramo medio del valle, donde se hallan la mayoría de las manifestaciones, se puede referir a los 47º27´30" de latitud sur y los 72º06´00" de longitud oeste. El área forma parte de la hoja topográfica 1:100.000-4772- 27 del I.G.M.

LEYES, RESERVAS

No se han establecido leyes, salvo aquellas de carácter puntual obtenidas por JICA (1981). Las tareas mineras no superaron nunca la etapa inicial de exploración, por lo que no se han calculado reservas.

HISTORIA DEL DISTRITO

Las vetas del río Oro se conocen desde el primer tercio de este siglo; sin embargo las primeras labores mineras fueron realizadas por la empresa Minera Aluminé durante los años 1956 a 1958. Con posterioridad a esa fecha sólo se ejecutaron tareas geológicas de superficie, las que incluyen prospección geoquímica (Genini, 1974); estudios metalogénicos (JICA, 1981) y la realización de la hoja geológica 1:200.000 (Ramos, 1982) y 1:250.000 (Giacosa *et al.*, 1997).

Las faenas mineras se llevaron a cabo sobre unas 10 vetas y consistieron en la ejecución de 512 m entre galerías y estocadas y 55 m de trincheras. La mayor parte de estas labores se hallan aterradas.

GEOLOGÍA REGIONAL

Rocas metasedimentarias de bajo grado, correspondientes a la Formación Río Lácteo, de edad devónica-carbonífera, representan el basamento del área. Sobre ellas se disponen las volcanitas jurásicas de la Formación El Quemado y a éstas se superponen las sedimentitas marinas y continentales del Grupo Pueyrredón y Grupo San Martín. A partir del Eoceno, se producen los derrames del Basalto Posadas y las intrusiones de la Essexita Río Carbón. Sobre el Basalto Posadas se halla una nueva secuencia sedimentaria marina, la Formación Centinela. Esta, a su vez, es cubierta por sedimentitas continentales del Grupo Río Zeballos y de la Formación Santa Cruz.

Intrusiones plutónicas de edades cretácicas a miocenas pertenecientes al Complejo Plutónico Cerro San Lorenzo son un importante y distintivo elemento estratigráfico en las nacientes del río Oro. Por último, se disponen los basaltos de las mesetas Lago Buenos Aires y Lago Belgrano, los depósitos de la glaciaciones pleistocenas y sobre éstos los depósitos de origen fluvial, lacustre y de remoción en masa.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Se conocen unas veinte manifestaciones minerales en el valle del río Oro, pero menos de una decena revisten alguna importancia y de hecho son aquellas que fueron objeto de laboreo por la empresa Minera Aluminé.

Todas las vetas presentan aspectos reiterativos en cuanto a sus relaciones con la roca de caja, la morfología, la

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Patagonia.*

paragénesis mineral y las alteraciones asociadas, lo que permite su tratamiento en conjunto. Los datos distintivos: rumbos, inclinaciones, potencias y contenidos se especifican para las vetas más importantes en la tabla 1.

Litología

Las vetas se alojan en las metasedimentitas paleozoicas de la Formación Río Lácteo. Estas rocas, producto de un metamorfismo de muy bajo grado, están representadas por pizarras, cuarzofilitas y metagrauvacas. Se hallan afectadas por estructuras de deformación dúctil y frágil; entre las primeras son ejemplos la foliación, micro y mesopliegues, y entre las segundas, aunque minoritarias, zonas de cizallas y zonas de cataclasis (Giacosa, *et al*., 1997).

Diques andesíticos y riolíticos se encuentran tanto en superficie como en las labores subterráneas (veta Promisoria, veta Cobre). La relación de ellos con la mineralización no se ha establecido con certeza; en la veta Promisoria los diques andesíticos no presentan vinculación aparente con la mineralización y en la veta Cobre un dique riolítico corta a la veta perpendicularmente (figura 1). En las cercanías de las vetas Cobre, San Lorenzo y San José afloran diques riolíticos con moderada a suave silicificación y piritización. Podría existir una vinculación de los diques con la mineralización, ya que en las inmediaciones de la veta Quelín II hay un dique basáltico con mineralización de galena.

Morfología

La morfología de las mineralizaciones se resuelve como cuerpos discordantes vetiformes, de tendencia bolsonera. Las vetas, que cuando se presentan bien armadas poseen contactos netos con la roca de caja, suelen perder continuidad y por largos trechos la mineralización queda representada por un grupo de venillas paralelas a subparalelas, de escasas potencias (de 1 a 10 cm) y por sectores brechados. En estos casos se conforma una zona o franja

Nombre	Mena	Ganga	Rumbo	Inclinación	Potencia	Contenidos	Corrida
Veta Cobre	Pirita Calcopirita Esfalerita Galena	Siderita Cuarzo Limonitas	N33ºO	80ºENE	Hasta 0,80 m	(4 muestras) Cu: 0,10 a 1,06 % Pb: 0,02 a 0,08 % Zn: 0,03 a 0,39 % Ag: 65 a 210 g/t	(#) 100 m
Veta San Lorenzo	Esfalerita Galena Calcopirita Pirita	Cuarzo	N34ºO	Subvertical	Media 0,40 m	(3 muestras) Zn: 4,24 a 14,52 % Pb: 0,28 a 4,36 % Cu: 0,07 a 0,35 % Ag: 160 a 350 g/t	Galerías aterradas
Veta Promisoria	Galena Esfalerita Calcopirita Pirita Pirrotina	Cuarzo Siderita	N20º-30ºE	Subvertical	Hasta 1,00 m	(2 muestras) Zn: 0,04 a 0,06 % Pb: 0,33 a 0,61 % Cu: 0,02 % Ag: 69 a 90 g/t	(#) 70 m
Veta San José	Calcopirita Pirrotina Pirita Arsenopirita Galena	Siderita Cuarzo	N10º-20ºE	60º a 80º SE	Hasta 1,00 m	(12 muestras) Zn: 0,01 a 0,02 % Pb: 0,01 a 0,24 % Cu: 0,01 a 0,79 % Ag: 45 a 250 g/t Au: 2 a 8 g/t	(#) 131 m
Veta Argenta	Galena Esfalerita Pirita	Siderita Cuarzo	N20ºE	55ºSE	Hasta 1,00 m	(1 muestra) Zn: 3,03 % Pb: 3,39 % Cu: 0,002 % Ag: 1.650 g/t	(#) 90 m
Veta Los Petizos	Galena	Cuarzo	N19ºE	85ºNO	0,15 m	No determinados	Galerías aterradas
Veta Linque	Calcopirita Calcosina Malaquita	Cuarzo Limonitas	N20º-30ºO	72ºSO	5,00 m	(3 muestras) Au: 3 a 100 g/t Ag: 320 a 540 g/t	(en superficie) 30 m

Tabla 1. Datos de las vetas principales. (#) Las corridas indicadas en cada veta se refieren a longitudes mínimas basadas en el desarrollo de las labores mineras. Los contenidos se refieren a valores mínimos y máximos de muestras puntuales.

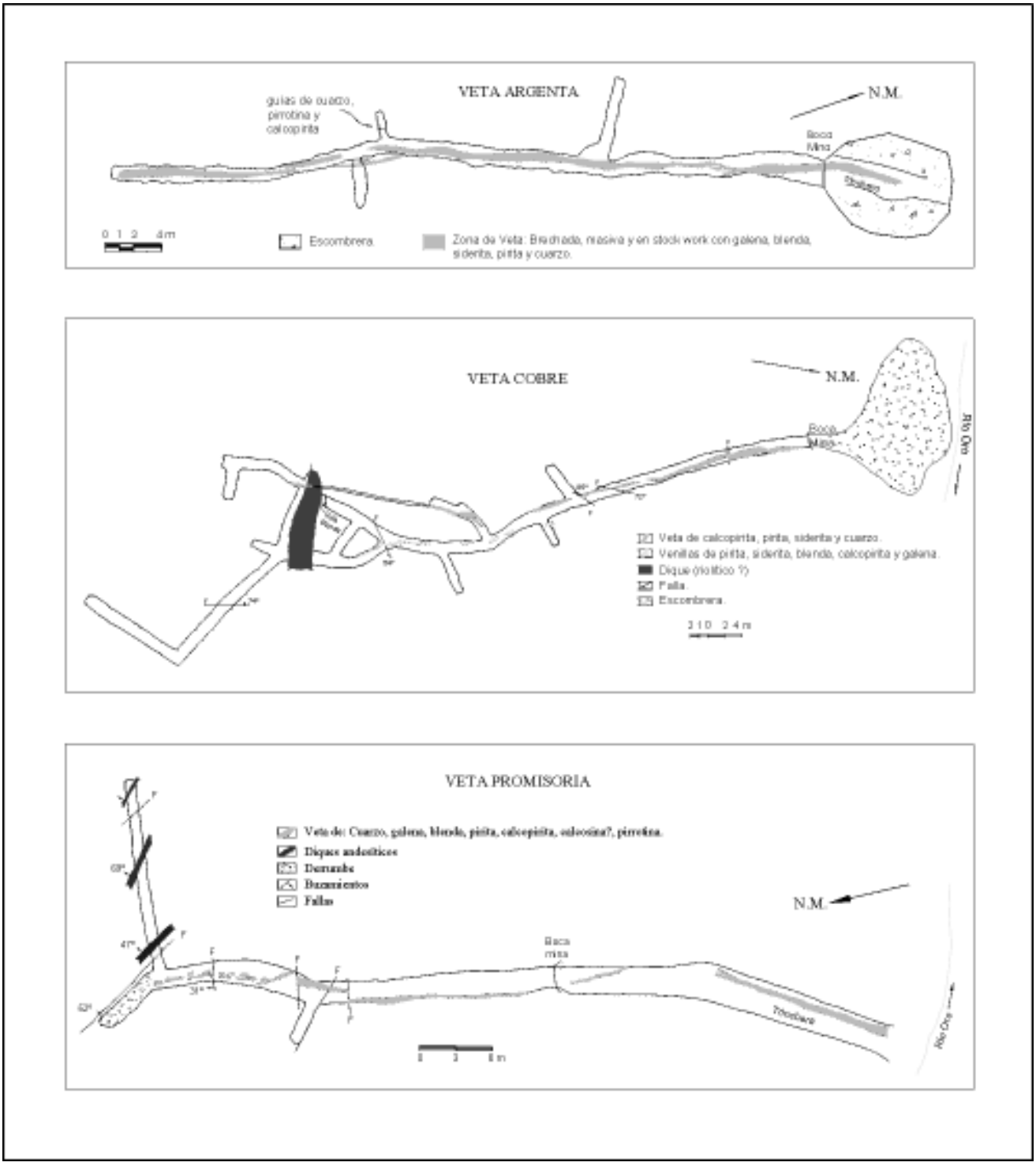


Figura 1. Mineralización en las vetas Argenta, Cobre y Promisoria.

mineralizada que por lo general no supera un metro de potencia.

La textura predominante es masiva, con bandeado subordinado y asociadas a ellas, *stockwork* y brechas. Algunas vetas (Ej.: Cobre y Promisoria) se encuentran segmentadas y desplazadas por fallas postminerales, con rechazos no mayores a un metro.

Mineralogía

La mineralización hipogénica está representada por pirrotina; pirita; calcopirita; galena; esfalerita y arsenopirita entre los sulfuros más abundantes.

Otras especies minerales han sido señaladas para estas vetas (Arizmendi *et al.*, 1992), aunque escasas o raras,

como estannita y tetraedrita. Cuarzo y siderita son los minerales de ganga más comunes; eventualmente se presentan eflorescencias salinas o milimétricas estalactitas de malaquita (veta Linque). Limonitas pardo-rojizas acompañan a la piritización; esta última es la alteración más común y se limita a los sectores cercanos a la veta (de 1 a 2 metros).

No se han identificado, en estudios de cortes pulidos, minerales de oro y plata, con seguridad. No obstante en todas las vetas estudiadas (JICA, 1981) los resultados analíticos fueron positivos en plata, en tanto que oro sólo acusaron las vetas San José y San Lorenzo y una labor menor denominada Sar I.

La relación mineralización-roca de caja es discordante, aunque localmente se pueden apreciar ocasionales coincidencias entre el rumbo de las vetas y la lineación metamórfica, coincidencia no extensiva a las respectivas inclinaciones.

Edad

En sectores chilenos cercanos a nuestra zona se presentan numerosos depósitos de sulfuros, con importantes similitudes a los del río Oro, emplazados en rocas paleozoicas del basamento metamórfico y rocas volcánicas jurásicas de la Formación Ibáñez, que son asignados al mismo Paleozoico (Ruiz y Peebles, 1984) o bien vinculados al primer ciclo magmático (Jurásico superior-Cretácico inferior) del Batolito Patagónico (Roeschmann, 1981).

Para los pequeños depósitos de la paragénesis cobre-molibdeno (Pb-Zn-U-W subordinados) alojados en rocas graníticas, sustancialmente distintos a los del río Oro, ambos autores citados proponen una edad vinculada al segundo pulso magmático (Cretácico superior-Terciario inferior) del Batolito Patagónico.

En el río Oro la edad de la mineralización puede ser vinculada tanto al magmatismo cretácico como al mioceno (Márquez, 1988). La dificultad en asignarla con seguridad radica en la ausencia de dataciones, estudios isotópicos y a la exclusividad de su emplazamiento en rocas paleozoicas. Las similitudes (en especial las paragenéticas) con los depósitos chilenos de edad cretácica inferior avalarían una edad equivalente para las vetas del río Oro.

MODELO GENÉTICO

Las características de las vetas definen un depósito epigenético, hidrotermal, de temperaturas medias a elevadas.

BIBLIOGRAFÍA

Arizmendi, A., M. Marquez, C. Parisi y M. Brodtkorb, 1992. Mineralogía de los depósitos polimetálicos miocenos de la Cordillera Patagónica Austral, Santa Cruz, Argentina. En: I. Schalamuk y M. Brodtkorb (Eds.), *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Publicación,* 2. INREMI. UNLP. La Plata.

Genini, A., 1974. Informe Preliminar del Mosaico 4772-III- B_5 / B_6. Proyecto 19 NC. Provincia de Santa Cruz. *Servicio Minero Nacional,* inédito. Plan Patagonia Comahue.

Giacosa, R., M. Franchi y A. Genini, 1977. Hojas geológicas 4772-III Lago Belgrano y 4772-IV Lago Posadas. Provincia de Santa Cruz. *SEGEMAR-IRGM.* Edición Preliminar. Buenos Aires.

JICA (Japan International Cooperación Agency), 1981. Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales en la zona norte de la República Argentina. Cuarta Etapa. *JICA-MMAJ.* Buenos Aires.

Márquez, M., 1988. Mineralización polimetálica asociada al magmatismo mioceno en la Cordillera Patagónica. Provincia de Santa Cruz. Argentina. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 257-280.

Ramos, V., 1982. Descripción geológica de la Hoja 53 a Monte San Lorenzo y 53 b Monte Belgrano, Provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional,* inédito. Buenos Aires.

Ruiz, C y F. Peebles, 1984. Yacimiento metalíferos de la XI Región (Ex Provincia Aisen). Sus relaciones con el marco geológico. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 7: 161-177.

Roeschmann, C., 1981. Estudio Geológico-Minero. Zona Lago general Carrera. 11º Región. *CORFO. Gerencia de Desarrollo.* AMI 81/ 23.

CAPÍTULO V

DEPÓSITOS ASOCIADOS A EPISODIOS ÁNDICOS
Terciario - Cuaternario

DEPÓSITOS ASOCIADOS A EPISODIOS PALEÓGENOS



EOCENO - OLIGOCENO:

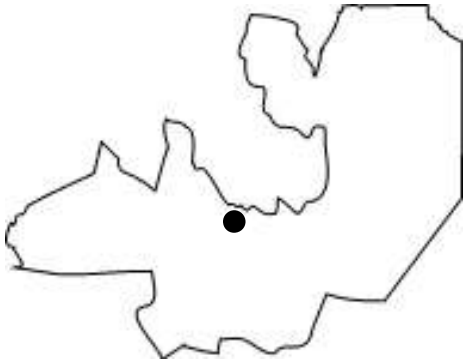
Arco magmático

Depósitos metasomáticos
El skarn de hierro de Acay, Salta
Las manifestaciones de hierro en skarns del cerro Caicayén, Neuquén

Depósitos tipo pórfiro
El pórfiro cuprífero Taca-Taca Bajo, Salta
El pórfiro cuprífero Taca-Taca Alto, Salta

Depósitos epitermales y de transición
Prospecto auríferos de Peñas Negras, La Rioja
El distrito minero de Andacollo, Neuquén
Las vetas auríferos del cerro Mayal, Neuquén
El yacimiento polimetálico aurífero Huemules, Chubut

Malvicini, L., 1999. El *skarn* de hierro de Acay, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1313-1315, Buenos Aires.



EL *SKARN* DE HIERRO DE ACAY, SALTA

Lidia Malvicini†

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

La mina de hierro del Nevado de Acay se localiza en el faldeo norte del macizo montañoso, a 25 km al sureste de San Antonio de los Cobres. Se accede por senda desde el puesto Saladillo, del que dista 4 kilómetros.

ANTECEDENTES

El área fue estudiada por Mirré (1974), Llambías *et al.* (1985 y 1985) y Malvicini (1985). El marco geológico regional ha sido actualizado por Blasco y Zappettini (1996).

GEOLOGÍA REGIONAL

En la cumbre del Nevado de Acay y en el cerro Acay Chico aflora una monzonita cuarcífera granosa con tendencia porfiroide, cuyas facies varían entre granítica y monzonítica. Intruye a las Formaciones Puncoviscana, de edad precámbrica superior a infracámbrica y Yacoraite, de edad maestrichtiana, produciendo fenómenos de contacto, con desarrollo de una zona de *exoskarn* en la última. Está cubierta por las andesitas miopliocenas de la Formación Rumibola.

Según Llambías *et al.* (1985) el stock está casi completamente preservado.

En el contacto con la Formación Puncoviscana presenta turmalinización y trazas de casiterita.

En el área de Acay Chico hay alteración potásica y propilítica y en el granitoide diseminación escasa de pirita y calcopirita (Llambías *et al.*, 1983).

En cuanto a la estructura del área, se destacan fallas inversas submeridionales que delimitan bloques y lineamientos transversales de rumbo noroeste-sureste.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

La mina de hierro se localiza en la zona externa de la aureola metamórfica que se produce en el contacto de la Formación Acay con la Formación Yacoraite (figura 1).

El área está afectada por un sistema de fracturación de rumbo norte-sur.

Un perfil transversal a la zona de contacto permite diferenciar:

1. Zona de hornfels: constituida por hornfels cuarzo-biotítico-plagioclásico, cuarzo-piroxénico-plagioclásico y plagioclásico-piroxénico, con textura granoblásitca y menos comunmente porfiroblástica. En esta zona hay diaclasas rellenas por damburita, granate, cuarzo, turmalina y algo de magnetita, reemplazando parcialmente al hornfels.

2. Zona de skarn piroxénico: constituida por rocas con bandeamiento grosero en las que el mineral principal es diópsido y en menor proporción granate, cuarzo, ceolitas, apatita, tremolita y actinolita. Está atravesado por venillas de granate y diópsido. Hay asimismo una subzona de drusas de turmalina y cuarzo con diópsido, granate, enstatita, epidoto, clinozoisita, clorita, apatita, plagioclasa, calcita, serpentina y magnetita. La magnetita se presenta en drusas y bandas y hay abundantes *boxworks* de pirita y calcopirita, además de venas y drusas de malaquita.

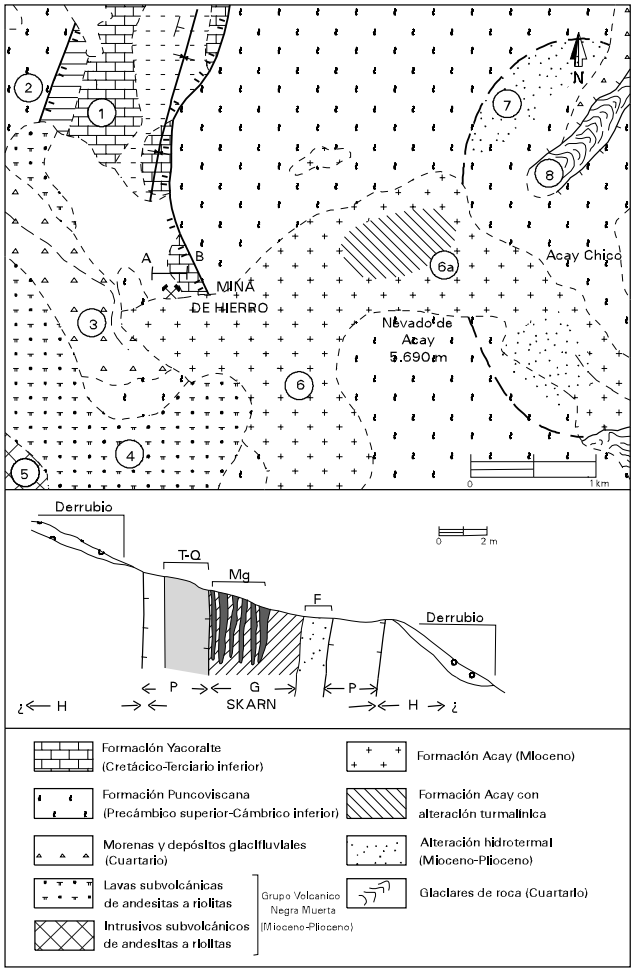


Figura 1. Geología del depósito.

3. Zona de skarn granatífero: Presenta bandeamiento heredado de la caliza. El mineral más abundante es andradita de dos generaciones. Hay diópsido, enstatita, cuarzo, turmalina, albita, sericita, apatita, epidoto, turmalina, clinozoisita, anfíboles, biotita, y titanita subordinados. En esta zona se encuentra la mineralización principal de magnetita.

Alteración hidrotermal

La alteración que afectó al *skarn* consiste en un proceso de albitización y biotitización.

La alteración retrógrada está vinculada con un hidrotermalismo póstumo y originó una asociación de actinolita y tremolita, con epidoto, arcillas, calcita y cuarzo.

Mineralización

La magnetita se dispone como intercalaciones en el *skarn* granatífero a modo de venillas de 20 a 50 mm que se anastomosan formando una brecha, con una potencia total del sector minealizado de 2,5 metros. Las venillas son principalmente de reemplazo.

Las venas de magnetita están refracturadas y se forman brechas de relleno y algo de reemplazo cementadas por turmalina.

Los minerales de mena hallados son magnetita masiva y en drusas, con cristales de hasta 15 mm, pasando a maghemita, hematita y goethita.

La magnetita presenta inclusiones de pirita y calcopirita en cristales microscópicos.

Inclusiones fluidas

Las temperaturas de homogeneización de inclusiones en el cuarzo asociado a granate indican una temperatura de 330° C que, para una profundidad máxima de 5 km de emplazamiento, corresponde a una temperatura de 450º C, concordante con la observada en este tipo de *skarn* metalíferos (Einaudi *et al.*, 1981).

MODELO GENÉTICO

La formación del depósito de magnetita está relacionado con la evolución de un sistema hidrotermal generado por el emplazamiento del cuerpo de monzonita cuarcífera de Acay.

La intrusión produjo en sus contactos con la Formación Yacoraite hornfels calcosilicáticos con poca a nula introducción de componentes químicos.

Un sistema de fracturación norte-sur dio lugar a los canales de acceso de fluidos hidrotermales en la zona de máximo metasomatismo, originándose un *skarn*.

La magnetita se depositó como múltiples venillas que se anastomosan y cuyos reemplazos enmascaran las líneas de fracturación.

La refracturación del área originó el brechamiento de la magnetita. El hidrotermalismo que siguió dio lugar al depósito de venillas de sulfuros de cobre y hierro en el *skarn* piroxénico, contemporáneas con la alteración potásica del plutón.

Este modelo es similar al de *skarn*s asociados a yacimientos de pórfiros de cobre, por lo que puede concluirse que, contemporáneamente con su formación se desarrolló un sistema de pórfiro de cobre en el stock de Acay.

BIBLIOGRAFÍA

Blasco, G. y E. O. Zappettini, 1996. Hoja Geológica 2566-I, San Antonio de los Cobres, provinicas de Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín,* 217.

Malvicini, L., 1985. La mina de hierro del nevado de Acay, provincia de Salta, un depósito tipo *skarn*. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (1-2): 89-96. Buenos Aires.

Einaudi, M. T., L. D. Mainert y R. J. Newberry, 1981. *Skarn* deposits. Economic Geology, 75 (Anniversay Volume): 317-391. *Lancaster Press,* Pennsylvania.

Mirré, J. C., 1974. El granito de Acay, intrusivo de edad terciaria en el ámbito de la Puna. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 29 (2): 205-212. Buenos Aires.

Llambías, E. J., A. M. Sato y S. G. Tomsic, 1983. Prospección geológica minera del nevado de Acay y alrededores, provincia de Salta. *Servicio Minero Nacional, Subsecretaría de Minería, informe inédito, biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

Llambías, E. J., A. M. Sato y S. G. Tomsic, 1985. Geología y características químicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas. Provincia de Salta. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 40 (3-4): 158-175. Buenos Aires.

Franchini, M. y L. Malvicini, 1999. Las manifestaciones de hierro en skarns del cerro Caicayén, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1317-1320, Buenos Aires.



LAS MANIFESTACIONES DE HIERRO EN *SKARNS* DEL CERRO CAICAYEN, NEUQUÉN

Marta Franchini[1] y Lidia Malvicini[†]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Se localizan en flanco oriental y suroriental del cerro Caicayén (37° 27´-70°27¨), en el departamento Ñorquín, 225 km al norte de la localidad de Zapala (figura 1A), a una altura comprendida entre los 1.300 y 1.700 m sobre el nivel del mar.

Leyes, reservas y producción

Las zonas con alteración supergénica de la Mina Don Oscar (*skarns* situados al sur de la Quebrada del Bronce; figura 1C) contenían hasta 95% de óxidos hidratados de hierro. De acuerdo a las estadísticas mineras, en el período 1974-1981 se extrajeron 24.664 t de mineral de hierro. Los *skarns* de la mina Don Oscar han sido mayormente explotadas.

Sistema de explotación

Las zonas con alteración supergénica de los *skarns* de la mina Don Oscar (flanco suroriental del cerro) han sido explotadas a cielo abierto para obtener mineral de hierro con destino a las cementeras de la localidad de Zapala.

[1] *CONICET. Dirección Provincial de Minería, provincia de Neuquén.*

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El marco geológico regional y los *skarns* de la mina Don Oscar (mineralogía, petrografía, geoquímica e inclusiones fluidas) fueron estudiados por Franchini y Meinert (1991) y Franchini *et al.* en prensa. Las mineralizaciones de la Quebrada del Bronce fueron analizadas por Casé (1996). Las empresas mineras Placer Dome Exploration Inc. (1994) y Gatro Minera Argentina S.A. (1995) realizaron el muestreo geoquímico de las alteraciones de la Quebrada del Bronce y *skarns*.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los *skarns* y concentraciones metálicas se formaron en el arco volcánico del Paleógeno emplazado sobre corteza continental, próximo a la fosa oceánica (Llambías y Rapela, 1989).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las rocas sedimentarias hospedantes de los *skarns* incluye términos jurásicos de los Grupo Cuyo y Lotena (Minniti *et al.* 1986). Las unidades del Grupo Cuyo han sido particularmente afectadas por la alteración hidrotermal, mineralización y formación de *skarns* en el distrito Caicayén. El término inferior del Grupo Cuyo consiste en 250 m de pelitas negras, marinas y calizas micríticas de la Formación Los Molles (Caloviano inferior). En forma discordante apoyan 20 m de calizas tipo *boundstone* con yeso y estructura nodular y calizas estromatolítica con estratifica-

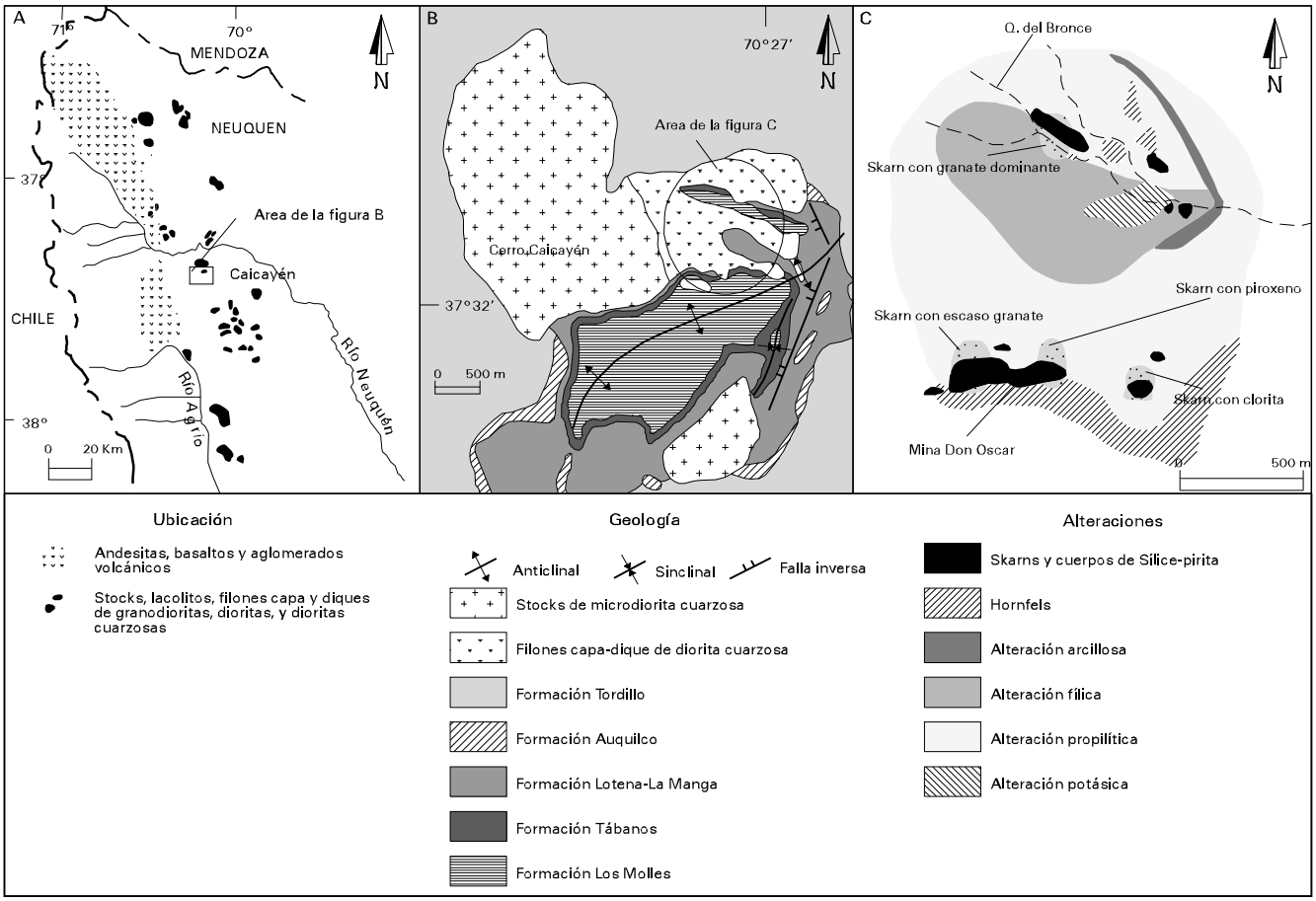


Figura 1 A, B, C. Ubicación, geología y alteraciones de los skarnns del cerro Caicayen.

ción ondulada de la Formación Tábanos (Caloviano medio). Los términos del Grupo Lotena han sido menos afectados que los del grupo Cuyo e incluyen las areniscas con estratificación entrecruzada de la Formación Lotena (Caloviano superior).

Las rocas ígneas asociadas de los *skarns* de Caicayén están asociados a filones capa y diques cuyas composiciones varían entre andesitas cuarzosas y andesitas (59,01 a 61,93% SiO_2). Son rocas calcoalcalinas, metaluminosas y han sido clasificadas como granitoides del tipo I (Franchini, 1992). Presentan alteración hidrotermal intensa, abundantes fracturas, textura porfírica, brechas y *stockworks*; todos estos rasgos señalan un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamente superficial.

Estructura

El cerro Caicayén consiste en un anticlinal asimétrico con un eje de rumbo noreste-suroeste y vergencia oriental debido a una falla inversa que afecta al basamento prejurásico (figura 1B). Los *skarns* y concentraciones metálicas se localizan en los contactos entre los filones capa de andesitas cuarzosas y los protolitos sedimentarios, preferentemente la caliza; algunos bolsones también están controlados por fallas y fracturas.

Morfología

Las manifestaciones consisten en varios *skarns* mineralizados y cuerpos de sílice-pirita de hasta 20 m de espesor y 40 m de longitud que rodean una zona con alteración hidrotermal y sulfuros tipo pórfiro cuprífero (figura1C). Los *hornfels* biotícos, piroxénicos, anfibólicos y localmente un *skarnoid*, representan los primeros efectos de la alteración observables en el distrito, producidos por metamorfismo de contacto de las pelitas y las calizas intercaladas. Los *skarns* son cálcicos y presentan zonación composicional desde el intrusivo hacia los protolitos sedimentarios y también con la distancia al núcleo potásico de la alteración hidrotermal expuesta en la Quebrada del Bronce. En los afloramientos próximos al núcleo potásico, venillas con *skarn* y sulfuros reemplazan a los *hornfels*. En contacto con los *endoskarns* de epidoto-diópsido-granate desarrollados en la roca ígnea, la caliza está reemplazada por una zona interna de granate y una zona externa de sílice-pirita. Las areniscas están transformadas en *exoskarns* masivos de epidoto con cuarzo y venillas de sulfuros. En los bolsones situados al sureste del

núcleo potásico (800 m), en contacto con el *endoskarn* de epidoto, el *exoskarn* presenta una zona interna con magnetita dominante y una zona externa o distal con piroxeno y sulfuros dominantes (15% del volumen) acompañados de minerales retrógrados; en este caso los piroxenos están enriquecidos en Fe^{+2} (hasta 55% moles de hedenbergita). Los cuerpos de sílice-pirita ocurren en los contactos entre los *exoskarns* y la caliza o las areniscas y, en las zonas más distantes al núcleo del diseminado, parecen reemplazar directamente a la caliza en contacto con la andesita. En este último caso el Zn, cuyo valor promedio en los *skarns* de Cu es de 0,05%, alcanza valores anormalmente altos (1,13%). Tanto los *skarns* como los cuerpos de sílice-pirita aflorantes están oxidados y alterados supergénicamente.

Mineralogía

Los minerales primarios son: pirita-magnetita según hematita-pirrotina-esfalerita- escasa calcopirita- trazas de oro.

Los minerales secundarios son: greigita-marcasita. La intensa alteración supergénica de los óxidos, los sulfuros y los silicatos produjo limonitas (goethita dominante) con malaquita, azurita, cuarzo e illitia.

En los *skarns* los minerales progradantes son: epidoto-granates(Ad_{95-97})-piroxenos(Hd_{28-55})-cuarzo-clinozoisita - biotita-anfíbol-apatita-esfena y los minerales retrógrados: cuarzo-calcita-siderita-cloritas-actinolita-illita-analcima-ópalo. En algunos afloramientos de sílice-pirita la sílice jasperoidal con bandeado coloforme es más abundante que el cuarzo microcristalino.

Inclusiones fluidas

En las andesitas cuarzosas los fenocristales de cuarzo han sido fracturados reiteradamente y contienen numerosas inclusiones fluidas en arreglos planares: (a) inclusiones con halita y silvita; (b) inclusiones con halita y otras sales disueltas (probablemente $CaCl_2$ y $FeCl_2$); (c) inclusiones acuosas salinas y, (d) inclusiones gaseosas. Las inclusiones con halita y silvita predominan en las rocas ubicadas 300 m del núcleo potásico; en estas inclusiones la proporción atómica K/Na es de 0,50 y 0,68. Las inclusiones con halita son abundantes en las rocas ubicadas en contacto con los *skarns*. La presencia de $CaCl_2$ en ellas y la ausencia de silvita señalan la mezcla de los fluidos magmáticos con aguas connatas. Las inclusiones fluidas primarias en granate, piroxeno, epidoto y cuarzo intersticial homogenizaron en un rango de temperaturas comprendido entre 348 y 420° C. La mayoría de las inclusiones presentan porcentajes salinos cercanos a la saturación con NaCl y, aunque no se encontraron inclusiones con minerales hijos, su presencia en las rocas ígneas y en la caliza sugiere que los silicatos se formaron a expensas de fluidos salinos. Las inclusiones fluidas en el cuarzo de las venillas asociado a los sulfuros y en los cuerpos de sílice-pirita tienen temperaturas y salinidades menores. Las evidencias de ebullición en los cuarzos de las rocas ígneas, en los silicatos de los *skarns* y en los cuarzos de sílice-pirita, permitieron determinar presiones hidrostáticas de 90-170 bares, equivalentes a profundidades de 0,9-1,7 kilómetros. Para condiciones no-hidrostáticas, estas profundidades corresponden a presiones litostáticas de 240-460 bares, consideradas como las máximas presiones alcanzadas por el sistema hidrotermal de Caicayén.

Geoquímica

Muestras extraídas de los *skarns* con sulfuros de la mina Don Oscar dieron los siguientes resultados: entre 0,1% a 0, 8% de Zn; 0,02% a 0,16 % de Cu; 8,4 a 100 ppm As y 0,3 a 0,8 ppm Sb. En los cuerpos de sílice-pirita se determinaron porcentajes de Au de hasta 0,28 g/t, hasta 0, 23 % de Cu y hasta 1,13 % de Zn. En los *skarns* y cuerpos de sílice-pirita de la Quebrada del Bronce se determinaron hasta 0,2 g/ t de Au, 10 g/ t de Ag, 0,05 % de Cu, 41 ppm de Zn y hasta 17 ppm de Mo.

MODELO GENÉTICO

Los *skarns* y concentraciones metálicas de Caicayén se formaron como consecuencia del metasomatismo infiltracional generado por los fluidos magmáticos-hidrotermales que fueron liberados durante la cristalización y el enfriamiento de las dioritas cuarzosas eocenas en la secuencia sedimentaria mesozoica. Se considera que la disminución de la temperatura conjuntamente con la salinidad en las facies retrógradas de los *skarn* se produjo por el aumento gradual de las aguas meteóricas en el sistema hidrotermal, muy común en un ambiente superficial, muy fracturado y permeable (‹1,7 km).

De acuerdo al metal dominante y explotable económicamente, han sido clasificados como *skarns* de hierro, sin embargo son similares a los típicos *skarns* de Cu asociados a los pórfiros cupríferos: (1) están asociados a rocas porfíricas emplazadas en los niveles superiores de la corteza; (2) el epidoto, el granate (Ad_{95-98}), y el piroxeno (Hd_{28}-$_{55}$) son los silicatos más abundantes y señalan un ambiente con fO_2 elevada; (3) contienen hasta 15 % de sulfuros; (4) localmente presentan filones de magnetita pseudomórfica según hematita; (5) localmente los cuerpos de sílice-pirita reemplazan masivamente a la caliza y *exoskarns*; (6) presentan actinolita con 20 a 40% de Fe y epidoto; (7) el granate, el epidoto y el piroxeno se formaron a temperaturas intermedias a expensas de fluidos con salinidades elevadas mientras que los minerales retrógrados se formaron a temperaturas intermedias y bajas y salinidades moderadas y bajas; (8) las rocas ígneas exhiben las zonas potásicas y sericíticas características que pueden correlacionarse con la generación, en los *skarns*, de las zonas de granate-piroxeno y de los minerales retrógrados y cuerpos de sílice-pirita, respectivamente.

Probablemente, futuras investigaciones sobre la naturaleza del magmatismo eoceno en este sector del margen convergente andino, puedan explicar la ausencia de con-

centraciones económicas de cobre tanto en los *skarns* como en las zonas con alteración y mineralización tipo pórfiro cuprífero.

BIBLIOGRAFÍA

Casé, A.M., 1996. Geología de la Quebrada del Bronce y sus mineralizaciones asociadas. *Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur*, 105 p. Bahía Blanca.

Franchini, M., 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en *skarns*. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 47 (4): 399- 402.

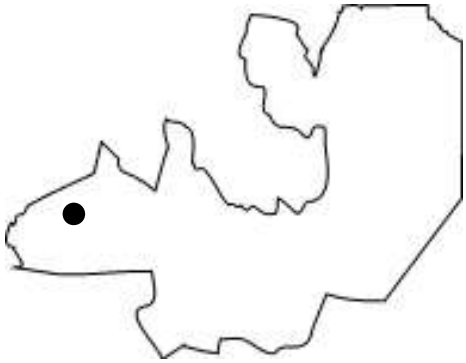
Franchini, M y Meinert, L., 1991. Las manifestaciones de hierro en *skarns* del flanco suroriental del cerro Caicayén, Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46 (3-4): 309-324.

Gatro Argentina Minera S.A., 1995. Area de Reserva Caicayén. *CORMINE*, (inédito)

Minniti, S.A., Gutierrez Pleimling, A.R., Artiaga, M.E. y Pestalardo, F.S., 1986. Análisis estructural y estratigráfico de la Faja Plegada Neuquina a la latitud de 37°30', dptos de Ñorquín y Pehuenches, provincia del Neuquén. *Comisión Geológica n°1, YPF. Plaza Huincul,* 64 p. (inédito).

Placer Dome Exploration Inc., 1994. Zona de Reserva Quebrada del Bronce. *CORMINE* (inédito).

Rojas, N., J. Drobe, R. Lane y D. Bonafede, 1999. El pórfiro cuprífero de Taca Taca Bajo, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1321-1331, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO DE TACA TACA BAJO, SALTA

Nivaldo Rojas[1] , John Drobe[2] , Ron Lane[2] y Daniel Bonafede[3]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El prospecto Taca Taca Bajo está ubicado en el ámbito de la Puna, 230 km en línea recta al oeste de la ciudad Salta y a una altura entre 3.460 y 3.710 m sobre el nivel del mar. Sus coordenadas geográficas son 24°35´ latitud sur y 67°44´ longitud oeste.

Leyes y reservas

Los recursos minerales definidos en el cuerpo de mejor ley suman 440 Mt con 0,58%de Cu, 0,18g/t de Au y 0,02% de Mo. La parte más superficial comprende unos 113 Mt con 0,38% de Cu, sin contenidos significativos de Au y Mo.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Los primeros en reconocer la existencia de alteración hidrotermal con potencial para albergar depósitos de cobre porfídico en Taca Taca fueron R. Romani y A. M. de Grys, durante una comisión del Plan Cordillerano de la Dirección General de Fabricaciones Militares, en agosto de 1967. Falconbridge también había constatado la alteración favorable. La DGFM se adjudicó los derechos de Taca Taca Alto, mientras que Falconbridge adquirió el control de Taca Taca Bajo. Taca Taca Bajo fue ligeramente reconocido por 3 perforaciones de Falconbridge en 1975. Los resultados de las perforaciones fueron desalentadores, las empresas se retiraron de las propiedades, y éstas llegaron a control de R. Romani, quien cedió la mayoría de Taca Taca Bajo a Taca Taca S.A.(TACSA) y conservó el control de Taca Taca Alto.

En 1992, Recursos Americanos Argentinos firmó un contrato de opción de compra con TACSA, y a su vez negoció un acuerdo de *joint venture* con GENCOR de Sudáfrica. Ésta realizó una serie de trabajos y RAA reintegró la propiedad a TACSA, a principios de 1995. En octubre de 1995, TACSA firmó una opción de compra con Corriente Resources (CR) de Canadá. CR buscó seleccionó a BHP como socio operador. Como consecuencia de la revisión del proyecto por BHP se firmó en mayo de 1996 una Carta Intención en la que se establecía que BHP podía adquirir el 60% de participación, cumpliendo con ciertos requisitos de inversión y pagos en efectivo a TACSA.

A partir de 1996 BHP desarrolló trabajos topográficos, geológicos y geoquímicos de campo. Se elaboró un programa preliminar de perforaciones que se desarrolló entre septiembre y noviembre de 1996 y que consistió en cuatro sondajes de diamantina perforados por GEOTEC Boyles, con un total de 1.652 metros. El primer sondaje (TK-1), iniciado en el centro del sistema alterado interceptó, bajo una cubierta lixiviada de 254 m, mineralización primaria de 0,2% Cu. El segundo sondaje (TK-2), programado hacia el borde occidental del sistema alterado, definió a fines septiembre, un horizonte de mineral enriquecido, con leyes de 1,3%Cu, entre los 256 y 300 m de profundidad. El tercer sondaje (TK-3) confirmó la existencia del horizonte enriquecido, cortando a mediados de octubre, 28 m de 0,7%Cu, bajo 300 m de material lixiviado; además, este sondaje detectó una mineralización primaria de 54 m de 1,0 % Cu bajo los 452 metros. Los pozos TK-2 y TK-3 son considera-

[1] *Rojas y Asociados.*

[2] *Corriente Resources.*

[3] *Geólogo consultor.*

dos los descubridores del depósito mineral, que presenta contenidos atractivos de cobre, además de créditos significativos de oro y molibdeno. Sin embargo, esta mineralización presenta la dificultad de yacer bajo una gruesa cubierta de material lixiviado.

Un nuevo programa de sondajes combinados de aire reverso y diamantina, espaciados cada 400 m, fue diseñado para cubrir el área alterada. Otras 5 perforaciones, terminadas entre febrero y marzo de 1997, bajo la supervisión de D. Bonafede, ratificaron la existencia de mineralización enriquecida (TK-5 y TK-7) y detectaron con ayuda geofísica una zona enriquecida más cercana a la superficie, aunque de menor ley de cobre (TK-9). Los sondajes continuaron con el propósito de incrementar el conocimiento de las zonas mineralizadas, incluyendo sondajes hacia las áreas cubiertas del Salar de Arizaro y de los Llanos del Oeste. En esta etapa se sumó una sondeadora adicional que evaluó terrenos aledaños controlados exclusivamente por CR. Las perforaciones de BHP terminaron en septiembre de 1997. En un año, se había perforado 10.996 m distribuidos en 33 pozos de profundidades variables entre 91 y 520 metros.

En forma conjunta con las perforaciones se realizaron trabajos adicionales como el relevamiento de 6 líneas de electromagnetismo (TEM); recolección de muestras geoquímicas y de sulfuros relictos adicionales; estudios de distribución de limonitas; y se apoyó un estudio de inclusiones fluidas.

Se realizó una estimación y análisis económico de los recursos minerales detectados, concluyéndose que ellos no satisfacían los requerimientos de BHP en ese momento y se reintegró la propiedad a CR, en enero de 1998. Luego de esto, CR adquirió el control total de la propiedad, mediante compra del paquete accionario de TACSA. CR continuó con las exploraciones, tratando de definir mineralización de sulfuros enriquecidos someros o de óxidados de cobre transportados hacia la periferia del sistema mineralizado principal. Los trabajos de exploración completados por CR en Taca Taca Bajo consisten en perforaciones aire reverso, trincheras y mapeos de detalle

En marzo de 1999, CR llegó a un acuerdo con Rio Tinto para continuar la exploración en la parte central del depósito y, mediante otro acuerdo más reciente, explorar yacimientos exóticos de cobre bajo la cubierta del Salar de Arizaro.

Esta contribución está basada en una serie de trabajos de exploración minera llevados a cabo por BHP Minerals y por Corriente Resources en el prospecto de Cu-Mo-Au de Taca Taca Bajo, entre octubre de 1996 y diciembre de 1997. También se incorpora aquí información mas reciente obtenida por CR, y resultados de trabajos realizados previamente por GENCOR y Falconbridge, entre otros.

GEOLOGÍA REGIONAL Y MARCO TECTÓNICO

La Puna está constituida por un basamento con edades que gradan desde el Precámbrico al Paleozoico medio de oriente a occidente y que aparece compuesta principalmente por rocas sedimentarias y metasedimentarias. Localmente se observan rocas intrusivas y volcánicas de edad paleozoica inferior, que constituyen las denominadas Faja Eruptiva Oriental (Méndez *et al.*, 1973) y Faja Eruptiva Occidental (Palma *et al.,* 1986). Hacia el oeste y extendiéndose hacia territorio chileno, este basamento se torna más complejo, incluyendo rocas magmáticas permotriásicas (Page y Zappettini, 1998) y rocas mesozoicas y cenozoicas.

En la Puna argentina-chileno, el magmatismo andino aparece controlado por fisuras profundas de rumbo meridiano a submeridiano y lineamientos estructurales transversales de dirección noroeste a oeste-noroeste. Los focos magmáticos y los yacimientos minerales hidrotermales asociados están controlados por las intersecciones entre estas estructuras y son en general más jóvenes hacia el este. Entre los lineamentos y estructuras meridionales se identifican: la Falla Oeste o Falla Domeyko, en Chile; el sistema de fallas nor-noreste Taca Taca-Samenta; la zona de fallas Diablillos-Cerro Galán y el lineamento norte-sur de Farallón Negro, entre otros (figura 1). El sistema estructural y de lineamentos transversales incluye los corredores de Granada-Lípez-Collahuasi; Calama-Olacapato-Toro; Diablillos-Taca Taca; Escondida-Samenta-Cerro Galán y Farallón Negro-Cordillera de San Buenaventura-Potrerillos (figura 1). En Chile, las intersecciones de la Falla Domeyko con los corredores transversales mencionados más arriba contienen núcleos de yacimientos hidrotermales como Quebrada Blanca-Copaquire-Ujina-Collahuasi; Chuquicamata-MM-RT-El Abra; Escondida-Zaldivar-Chimborazo; El Salvador-Potrerillos-Silica del Hueso (figura 1). En Argentina, algunos núcleos de actividad hidrotermal y depósitos minerales como Taca Taca Alto-Taca Taca Bajo; Inca Viejo-Diablillos; Organullo-Incachule-El Queva; Agua Rica-Alumbrera-Farallón Negro se encuentran también centrados en este tipo de intersecciones.

En el noroeste de Argentina, los depósitos de cobre porfírico y otras manifestaciones hidrotermales asociadas indican edades del Oligoceno medio, como Taca Taca Bajo; Mioceno Medio, como Inca Viejo y Pancho Arias (Sillitoe, 1981) y Mioceno Superior a Plioceno Inferior, como Agua Rica, Alumbrera, Famatina (Sasso, 1998; Perello *et al.*, 1998; Rojas *et al.*, 1998; Losada-Calderón y McPhail, 1996).

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

El área alrededor de Taca Taca Bajo comprende una cadena montañosa que se eleva entre el borde occidental del Salar de Arizaro y la Vega de Arizaro y que se extiende a lo largo de 30 km en dirección nornoreste, alcanzando alturas de 4.400 m sobre el nivel del mar. En las zonas circundantes a las áreas alteradas de Taca Taca Alto y Taca Taca Bajo (figura 2) aflora un batolito granodiorítico de edad ordovícica (Formación Taca Taca) y granitoides y volcanitas ácidas perakuminosas (riolitas y dacitas) permotriásicas (Complejo Llullaillaco) (Page y Zappettini, 1998). Sobreyaciendo estas rocas, aflora en el sector occidental de Taca Taca Bajo una secuencia de areniscas y limolitas con bre-

chas calcáreas en su base, que al norte del volcán Aracar presentan intercalaciones volcánicas, conjunto asignada a la Formación Laguna de Aracar de edad pérmica (Page y Zappettini, 1998). Inclinan suavemente al oeste y se consideran equivalentes a la Formación Arizaro. Se han mapeado relaciones de contacto que sugieren que las rocas volcánicas serían más antiguas que la secuencia de areniscas y limolitas. Invadiendo las rocas mencionadas, se destacan algunos cuerpos de intrusivos porfíricos con alteración hidrotermal que, sobre la base de dataciones radimétricas, se asignan al Oligoceno medio y forman parte del Complejo Volcánico Santa Inés (Zappettini *et al.*, 1997). Cubriendo las laderas de la cadena montañosa, se observan sedimentos inconsolidados recientes, como escombros de falda, depósitos eólicos, sedimentos de drenaje y localmente horizontes de cenizas volcánicas. Un pequeño volcán de composición basáltica y un domo riolítico descansan sobre la cubierta reciente. La parte oriental del distrito corresponde a una cuenca rellena por sedimentos y evaporitas halíticas del Salar de Arizaro.

Notables estructuras de dirección nor-noreste limitan por el este a la Sierra de Taca Taca. Estas estructuras se destacan como juegos de fracturas paralelas, en general verticales a subverticales e incluyen un graben entre Taca Taca Alto y Taca Taca Bajo (Graben del Oeste, figura 2). Lineamientos de dirección noroeste cruzan el área y sus estructuran parecen estar desplazadas por los sistemas mayores de rumbo nor-noreste. En el borde del Salar de Arizaro se han mapeado fallas regionales inversas de bajo ángulo (Koukharsky, 1988).

La mineralizacion principal del área de Taca Taca comprende dos sistemas de pórfiro cuprífero, expuestos a diferentes niveles de erosión y asociados a alteración hidrotermal de fases variables entre potásica a argílica intermedia (Taca Taca Alto y Taca Taca Bajo). Hacia el sur de Taca Bajo afloran vetas de sílice masiva en las cuales se ha reportado la presencia ocasional de oro epitermal.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El área del prospecto corresponde a una zona de alteración hidrotermal, de 3,4 x 2 km, orientada en dirección norte-sur, que aflora en el borde occidental del Salar de Arizaro, que incluye fases de alteración potásica y fílica y que exhibe una bien desarrollada cubierta de limonitas derivadas de sulfuros de hierro y cobre.

Litología

Las rocas predominantes en los afloramientos rocosos del área corresponden la Formación Taca Taca, en este caso de composición granítica, grano grueso y con >10% de minerales máficos (biotita principalmente). Los granitos aparecen invadidos por diques de diversas direcciones que varían entre leucogranito, sienita y aplita, presentan <5% de ferromagnesianos y se consideran levemente más jóvenes que los granitos. Hacia el oeste afloran las rocas sedimentarias Pérmicas y en la parte sur occidental se observan rocas volcano-sedimentarias del paquete Permotriásico tales como tobas de cristales y horizontes lávicos de composición riolítica a dacítica.



Figura 1. Marco tectónico, indicando límites de la Puna y lineamientos estructurales.

Un cuerpo de pórfiro cuarzo-feldespático, de forma irregular, elongado en sentido noreste y de hasta 400 m de ancho (figura 3), se extiende a lo largo de 2 km en la parte sur-este de los afloramientos. Cuando está fresco, el pórfiro cuarzo-feldespático presenta grandes cristales de plagioclasa (hasta 2 cm de largo), cristales gruesos planos de biotita y ojos de cuarzo de 3-4 mm esparcidos en una matriz cristalina de grano fino. Este cuerpo de pórfiro ha sido datado en 28,7 ± 0,20 y en 29,4 ± 0,20 Ma en biotitas magmáticas (Amdel Lab, Australia, muestras K/Ar D-1 y D-2, figura 3). Hacia el norte, se observan diques de textura y composición más riolítica. Otro cuerpo de pórfiro cuarzo-feldespático, con textura mas equigranular y de apariencia dómica invade las rocas graníticas en la parte nor-occidental sobre un área de 500 x 300 metros. Otras variedades de pórfiro cuarzo-feldespático afloran al sur y sur-oeste (figura 3). Los afloramientos rocosos francos son más bien escasos y aproximadamente un 70% de la roca aparece sepultada bajo una cubierta de arena, regolito y escombros de falda.

Estructura

En el ámbito del depósito se observa un juego de marcadas estructuras de dirección nor-noroeste que desplaza estructuras noreste, a las rocas sedimentarias pérmicas y a

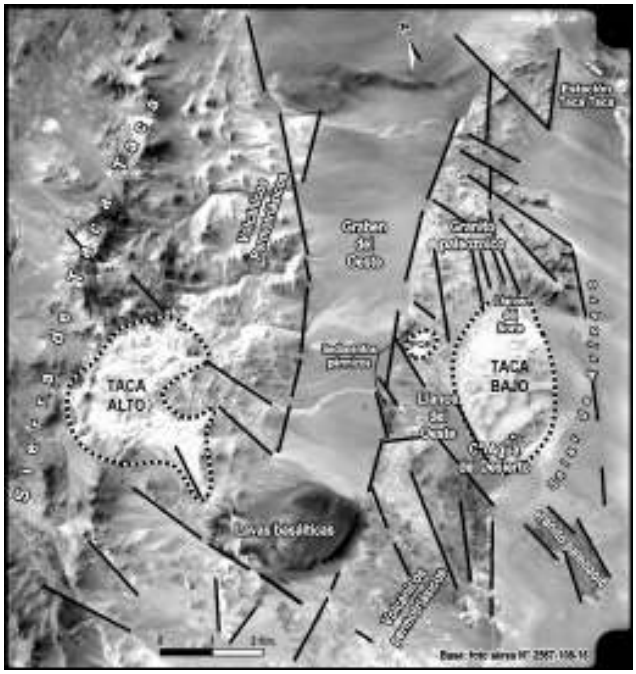


Figura 2. Geología distrital de Taca Alto y Taca Bajo.

vetas de dirección norte-sur. A su vez, el sistema nor-noroeste es cortado por estructuras noroeste que parecen corresponder a reactivación de estructuras regionales más antiguas. Estas estructuras inclinan entre 70° y 90°. Aparentemente el cuerpo principal de pórfiro aflorante se emplazó a lo largo de estructuras noreste y norte-sur. A escala de detalle, un stockwork de cuarzo bien desarrollado invade localmente las rocas graníticas y el pórfiro cuarzo-feldespático.

Alteración hidrotermal

El sistema de alteración hidrotermal incluye fases de alteración potásica, cuarzo-sericítica, silícea, argílica intermedia y propilítica.

La fase de alteración potásica afecta al pórfiro cuarzo-feldespático principal y a las rocas graníticas encajantes, y aparece obliterada por alteraciones más tardías. Sin embargo, la mejor expresión de alteración potásica corresponde a un afloramiento aislado, localizado al sur de los Llanos del Oeste. Ésta afecta a rocas graníticas, corresponde a un agregado de biotita fina derivada de la recristalización de máficos y presenta un stockwork bien desarrollado de venillas de cuarzo-magnetita martitizada. Una muestra de biotita secundaria indica una edad de 30,5 ± 0,5 Ma (Amdel Lab, Australia, muestra K/Ar D-3, figura 3).

La mayoría de las rocas están invadidas por alteración sericítica, silícea y argílica intermedia de diversas intensidades. La alteración cuarzo-sericítica enmascara la roca original llegando a transformarla en un agregado caótico de cuarzo y sericita. Esta asociación de alteración es más intensa en la parte central del depósito y está acompañada por stockwork de cuarzo (figura 3). La zona cuarzo-sericítica intensa aparece rodeada por alteración sericítica moderada a débil que tiende a conservar la textura original de la roca. Una muestra de fases sericíticas indica 33,6 ± 0,50 Ma (Amdel Lab, Australia, muestra K/Ar D4, figura 3). Hacia el noroeste, la alteración es sericítica moderada y argílica intermedia. La alteración disminuye en intensidad hacia los bordes del sistema. Los pórfiros del sector occidental están alterados a fases sericítica y argílica intermedia moderada y débil (figuras 3 y 4). Dentro de la zona cuarzo-sericítica, superpuesta y en partes rodeando la zona de stockwork de cuarzo más intenso, se observa una silicificación penetrativa constituida por cuarzo microcristalino. Esta envolvente de cuarzo es interpretada como acumulación de sílice liberada durante el proceso de alteración a sericita y no como un fenómeno epitermal.

Externamente la alteración grada a fases propilíticas con clorita-epidoto-calcita, ya sea en las rocas graníticas Paleozoicas o en las rocas sedimentarias pérmicas y en volcánicas permotriásicas.

Mineralización

La mineralización primaria principal de Taca Taca Bajo incluye calcopirita, covelina, menor bornita, molibdenita y oro nativo, alojados preferentemente en el granito Paleozoico y en forma subordinada en el pórfiro cuarzo-feldespático principal, asociada a la fase de alteración cuarzo-sericítica intensa (figura 3). Más externamente y aún dentro de la zona de alteración, se observa una disminución de los sulfuros de cobre y molibdeno y un aumento en el contenido de pirita. El oro está asociado a venillas de cuarzo y zonas silicificadas y muestra una variación vertical notoria (figuras 4)

La mineralización primaria se expresa como venillas de cuarzo-sulfuros y diseminaciones de sulfuros. Algunas venillas de cuarzo, cortas e irregulares, con escasos sulfuros de cobre, se consideran asociadas a las fases tardío-magmática y de alteración potásica. Otras venillas características son más largas, planares, ocurren en arreglo en stockwork y se consideran contemporáneas con las fases de alteración sericítica principal; están compuestas por cuarzo-pirita-calcopirita, menor bornita y molibdenita y junto a una diseminación adyacente, constituyen la principal mena hipogénica del depósito. Otro tipo frecuente está conformado por venillas-vetillas y vetas compuestas por pirita, menor calcopirita y cantidades subordinadas de cuarzo; presentan halos de alteración sericítica-argílica; son frecuentes hacia la parte externa del núcleo mineralizado y se observan como vetas paralelas en los sectores norte y sur (figura 3). Los tres tipos de venillas definidos más arriba se comparan bastante bien con las venillas A, B y D de Gustafson y Hunt (1975), respectivamente.

La mineralización diseminada de sulfuros guarda relación con la cantidad de venillas mineralizadas. Se estima que un aporte de cuarzo microcristalino, que conlleva sul-

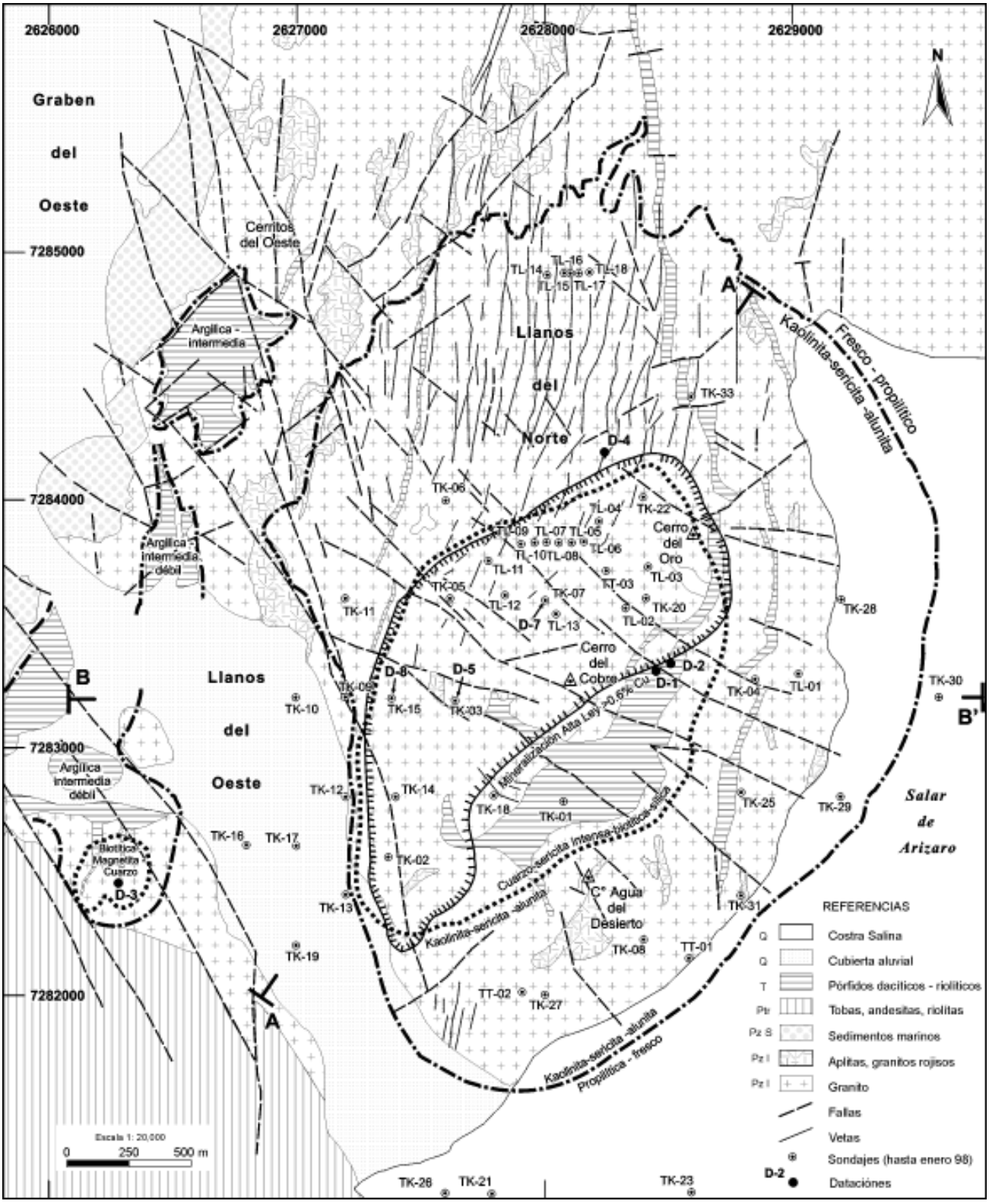


Figura 3. Geología local y alteración hidrotermal, señalando núcleos de alta ley y ubicación de sondajes.

furos de cobre y oro ha sido agregado a los cristales originales de cuarzo, durante la liberación de sílice de las fases de sericitización intensa, a juzgar por las diseminaciones de calcopirita, pirita y covelina observables con lupa en los cristales de cuarzo. Las vetas de tipo D se extienden por kilómetros fuera de la zona de alteración y varían en composición y contenido de metales. Se asume que estas vetas presentan una zonación hipogénica que incluye pirita, cal-

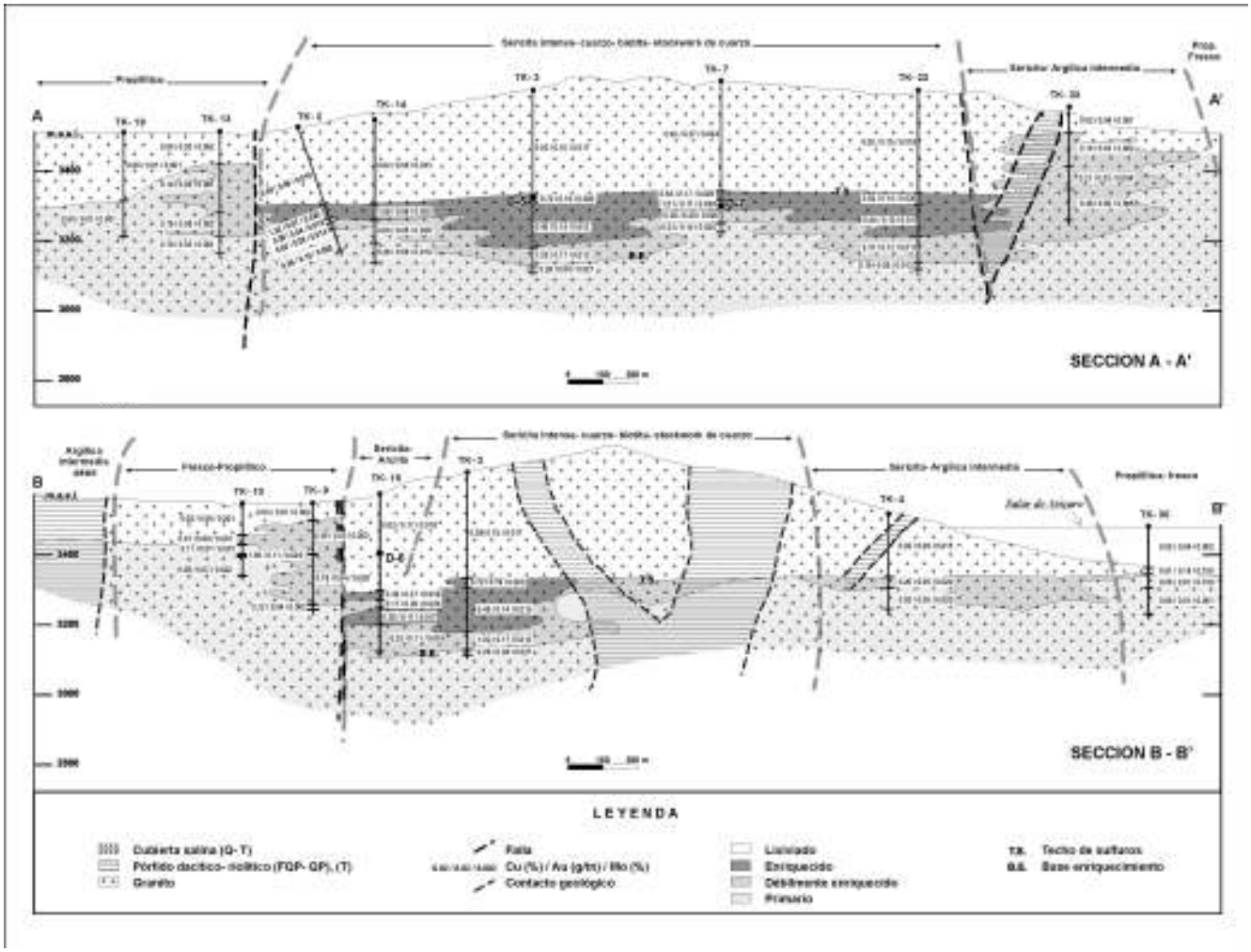


Figura 4. Secciones geológicas A-A' y B-B', indicando litología, distribución de fases de alteración y zonación supergénicos.

copirita, bornita, oro, esfalerita, galena y minerales de manganeso de sur a norte. Las leyes medias de la mineralización primaria varían entre 0,2-0,5%Cu; 0,1-0,3 gr/t Au y 0,02-0,03% Mo.

El depósito se caracteriza por presentar un bien desarrollado perfil supergénico, incluyendo una zona lixiviada, una zona de cementación de sulfuros y una zona primaria.

En la zona lixiviada, los sulfuros han sido removidos prácticamente en su totalidad, quedando como remanentes limonitas de tipo hematítico y jarosítico, escasa goethita y algunos restos de calcosina oxidada a atacamita. Los afloramientos del núcleo sericítico intenso presentan mayor cantidad de hematita (1-3,5%), incluyendo el pórfiro dacítico y las rocas graníticas del sector sur-oriental (Cerro Agua del Desierto). Externamente aumenta en forma notoria el contenido de limonitas jarosíticas (1-3%). En las vetas periféricas predomina jarosita sobre hematita y goethita. Las muestras microscópicas de sulfuros relictos indican que los sulfuros primarios remanentes en la zona interna de alteración están compuestos por calcopirita dominante (50-70%), con pirita subordinada (20-50%), cantidades menores de bornita y ocasionalmente oro nativo. Los relictos de minerales supergénicos también muestran una distribución coherente, con calcosina-covelina coincidentes con la zona de mineralización de alta ley (figura 6). La zona lixiviada alcanza un espesor de hasta 360 m en la parte central del depósito, mientras que en las zonas periféricas éste decrece a 20-40 metros.

Bajo la cubierta lixiviada continúa un horizonte de enriquecimiento supergénico inmaduro compuesto por calcosina y covelina depositadas sobre calcopirita y pirita. Esta zona enriquecida es variable en espesor entre 20 a 70 metros. En la parte superior predomina calcosina sobre covelina y hacia abajo tiende a desaparecer la calcosina para dar paso a covelina terrosa. En la zona central, el enriquecimiento supergénico presenta leyes de 0,7 a 1,3% Cu, mientras que en las zonas periféricas aparece un enriquecimiento más inmaduro y somero, con leyes variables entre 0.1-0.4 % Cu (figura 4).

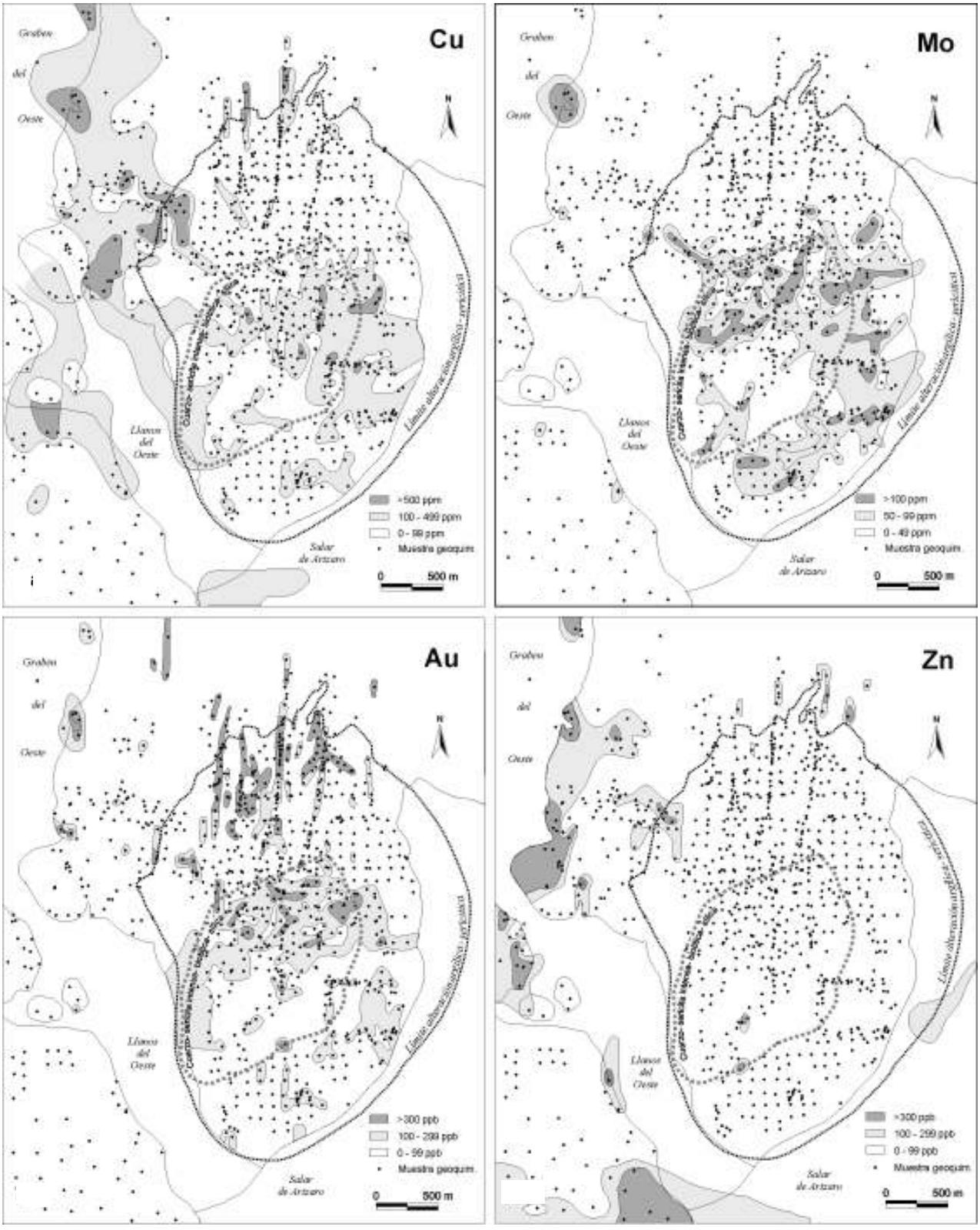


Figura 5. Geoquímica de Cu, Mo, Au, Zn en rocas, mostrando zonas de alteración fílica.

En los cerros más altos y coincidiendo con el área de silicificación intensa se han preservado restos de una antigua zona de enriquecimiento supergénico en la que se observan restosde calcosina parcialmente oxidada a atacamita (aprox. a 3.700 m s.n.m). Otro nivel con residuos de enriquecimiento supergénico se observa en varios lugares entre las cotas 3.650-3.625 metros. Un tercer nivel de enriquecimiento, se observa bien preservado en sondajes periféricos,

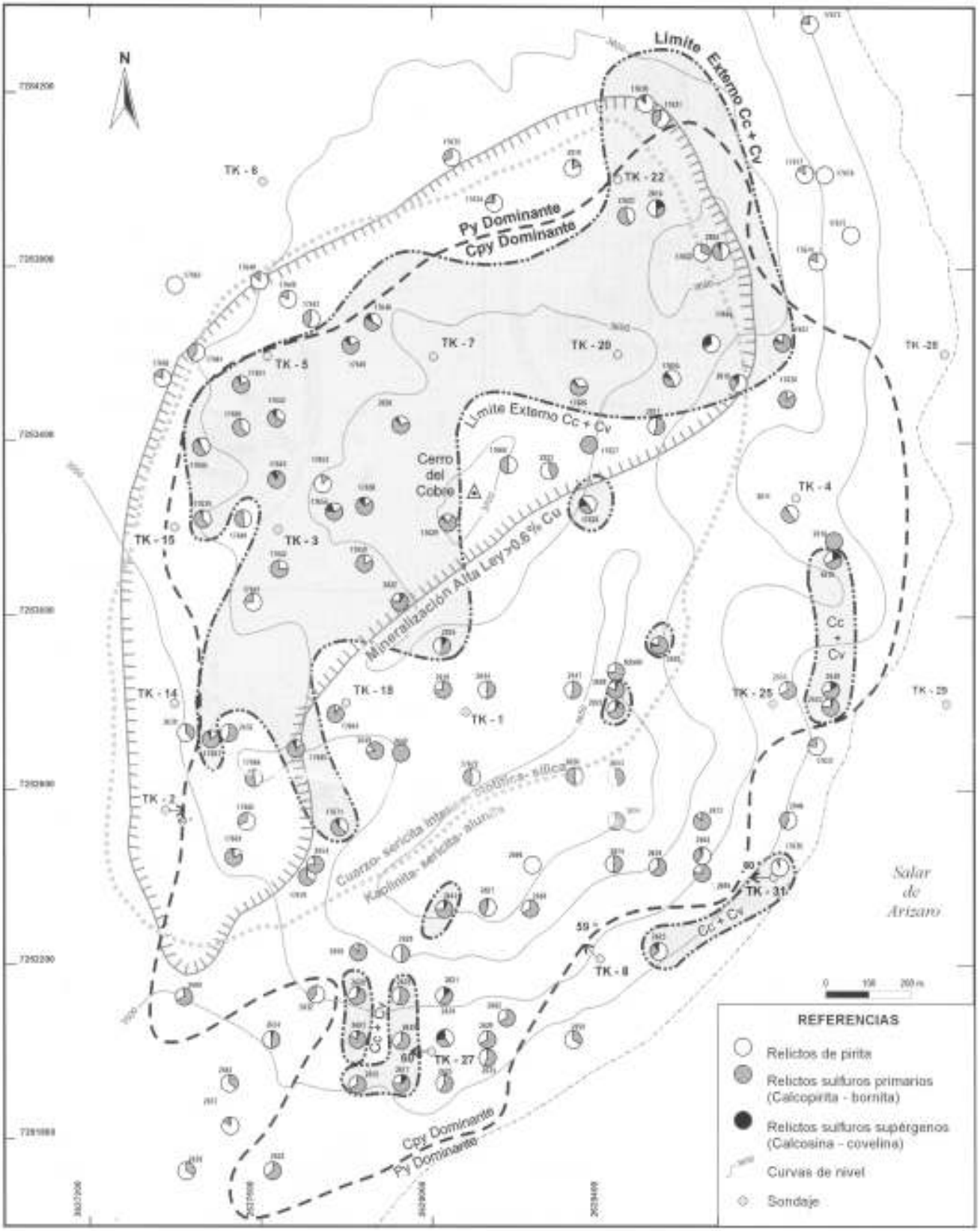


Figura 6. Distribución de sulfuros relictos, señalando zonas de calcosina-covelina residual y límite de sulfuros de cobre primarios dominantes. Se muestra límites de mineralización de alta ley y de alteración cuarzo-sericítica intensa.

a alturas de aproximadamente a 3.500 m (figura 4). La zona más profunda del techo de sulfuros está a unos 3.340 m s.n.m., en la parte central del depósito, unos 100 m por debajo del nivel actual del Salar. Tres muestras de alunita supergénica indican 23,89 ± 0,24 Ma (muestra Ar/Ar D-8, figuras 3 y 4) y 22,7 ± 0,20 Ma 21,2 ± 0,20 Ma (Amdel Lab, Australia, muestras K/Ar D-5 y D-7). Estas muestras representan la edad del enriquecimiento supergénico de Taca Taca Bajo, correspondiente al Mioceno Inferior.

Las vetas distales, que traspasan la zona alterada hacia el norte, han sido lixiviadas y exhiben en superficie una zonación de gossans con cuarzo dominante-escasas limonitas; goethita-hematita; mezclas de jarosita-hematita; jarosita-cuarzo; y hematita-menor jarosita-óxidos de cobre (*copper wad*, atacamita y brochantita, principalmente en las cajas no alteradas). Entre 20 y 40 m de profundidad ocurren sulfuros secundarios enriquecidos con calcosina. Este enriquecimiento es también inmaduro, se refiere sólo a las vetas y se presenta a cotas similares a aquellas del tercer nivel de sulfuros supergénicos.

En la parte occidental se detectan cuerpos de skarn con óxidos de cobre asociados a las sedimentitas pérmicas. En el sector nororiental, algunos sondajes han detectado una zona de óxidados de cobre de hasta 20 m de espesor, en el contacto entre los sedimentos salinos del Salar y la roca madre.

La mineralización de alta ley (>0,6% Cu) cubre unos 2 km^2, contiene sulfuros enriquecidos supergénicamente y algunas intersecciones ricas de carácter hipogénico, como se indica en la parte central de las figuras 3 y 4.

Geoquímica de superficie

GENCOR, BHP y CR recolectaron unas 1.000 muestras de esquirlas de roca que han sido analizadas por 8 elementos (Cu, Mo, Au, Zn, Ag, Mn, Pb, As). Los cuatro primeros muestran comportamientos geoquímicos característicos y se han considerado anómalos los valores de: Cu > 100 ppm, Au>100 ppb; Mo> 50 ppm; Zn > 50 ppm (figura 5).

Cobre: Se observa una zona anómala en cobre, asociada a la alteración cuarzo-sericítica intensa y a la parte central del cuerpo mineralizado, cubriendo las rocas graníticas y parte del pórfiro dacítico. Estas muestras indican normalmente entre 100 y 500 ppm, con algunos valores entre 500 y 2.000 ppm y excepcionalmente hasta 4.000 partes por millón. Se aprecia una dispersión geoquímica de cobre hacia el oeste, con núcleos entre 500-2.000 ppm y halos de hasta 500 ppm (figura 5a). Esta dispersión está asociada en partes diques periféricos de pórfiro cuarzo-feldespático y a sedimentitas pérmicas brechadas. También se observa valores altamente anómalos en vetas de dirección norte-sur, donde el cobre ocurre como minerales oxidados en la roca fresca encajante. Sedimentos arenosos del sector oriental e intercalaciones de arena, en la costra del Salar señalan valores anómalos de cobre, indicando también una dispersión hacia el este.

Molibdeno: Una zona anómala de molibdeno, con valores entre 50 y 100 ppm, cubre la alteración cuarzo-sericita y conforma un anillo con un centro de valores más bajos (<50 ppm). Núcleos con valores de 100-500 ppm y excepcionalmente >500 ppm se observan distribuidos en la zona anular (figura 5b). La parte central de bajo molibdeno coincide en general con el cuerpo principal de pórfiro cuarzo-feldespático. Una pequeña anomalía de molibdeno ocurre asociada a las rocas sedimentarias del borde del Graben del Oeste. En general, los valores anómalos coinciden con las zonas de alteración sericítica y están ausentes en las zonas de alteración potásica y de alteración argílica intermedia.

Oro: Se presentan valores anómalos de oro en dos sectores principales: Uno coincidente con el cuerpo mineralizado principal y con el área de molibdeno anómalo (figura 5c), donde son frecuentes las muestras de 100-300 ppb, con núcleos de 300-1000 ppb y excepcionalmente hasta 14.000 partes por billón. El otro sector anómalo, corresponde a estructuras de vetas de la parte norte, en ocasiones con varios ppm de Au. Valores del orden de 1.000 ppb, se encuentran en sectores brechados de las rocas sedimentarias pérmicas del sector nororiental.

Cinc: Este elemento muestra una distribución periférica distal al sistema mineralizado. En efecto, valores anómalos de 50-100 ppm y hasta >1.000 ppm aparecen externamente, aún mas allá de los límites de la figura 5d.

La distribución geoquímica del proyecto Taca Taca Bajo es típica de un sistema mineralizado de cobre porfírico expuesto a niveles intermedios. Análisis por otros elementos como arsénico (generalmente bajo los límites de detección) y valores anómalos erráticos periféricos de plomo y manganeso, confirman esta interpretación.

Geofísica

Se midieron 36,8 km de líneas de electro-magnetismo (TEM), espaciadas cada 500 m y con puntos de medición cada 200 m, cubriendo Taca Taca Bajo y Taca Taca Alto, los que estuvieron a cargo de la empresa Geodatos. Se obtuvo una fuerte anomalía de conductividad, coincidente con la alteración de Taca Taca Bajo, mientras que en Taca Taca Alto la conductividad fue notoriamente menor. Se constató, sin embargo, que en Taca Taca Bajo la conductividad estaba fuertemente acentuada por la presencia de soluciones salinas introducidas por capilaridad en la roca, hasta 200 m por sobre el techo de sulfuros (100 m sobre el nivel salar). Sólo en algunos pocos lugares, exentos de contaminación salina, la conductividad reflejaba la presencia de sulfuros. Se realizaron medidas de conductividad en algunos pozos, para lograr una mejor calibración de la geofísica de campo. Sin embargo, los pozos accesibles exhibían un nivel de agua salobre bastante por arriba del nivel del salar, lo que tornó inadecuada la metodología para el caso específico de Taca Taca Bajo.

MODELO GENÉTICO

El depósito de pórfiro cuprífero de Taca Taca Bajo corresponde a un sistema de alteración y mineralización de Cu-Mo-Au parecido en su geometría general al modelo de Lowell y Gilbert (1970). Las fases de alteración y los tipos de venillas, se asemejan al modelo de Gustafson y Hunt (1975). El depósito se formó en una zona de debilidad definida por la intersección de estructuras mayores nor-noreste y noroeste. La mineralización principal está espacial, pero no genéticamente relacionada al pórfiro dacítico (pórfiro cuarzo-feldespático) aflorante. La mejor mineralización está localizada en el granito pre-mineral de la caja occidental del pórfiro cuarzo-feldespático. El cuerpo de pórfiro habría estado consolidado cuando se produjo el craquelamiento que dio origen al stockwork planar que lo caracteriza. Sin embargo, dos edades sobre biotita magmática indican que el pórfiro cuarzo-feldespático es más joven que dos dataciones de alteracion hidrotermal (biotita secundaria y sericita). Los autores se inclinan por dos o más episodios de intrusión-alteración-mineralización, uno de los cuales incluiría el pórfiro dacítico. El sistema se habría formado confinado a profundidades cercanas a 2 kilómetros. Su edad, que variaría entre 33,6 y 28,7 Ma, es comparable, aunque ligeramente más joven, a Escondida y Chuquicamata.

El oro acompañaría originalmente a una asociación magnetita-cuarzo-oro, ligada a las etapas de alteración potásica. La concentración del oro en la parte más alta del depósito obedecería a una removilización junto al cuarzo generado durante las fases de alteración cuarzo-sericítica. El oro removilizado se habría depositado en la parte silícea que cubre y rodea el núcleo mineralizado principal. No se descarta una concentración adicional durante las etapas supergénicas.

La distribución geoquímica de oro, cobre, molibdeno y cinc de Taca Taca Bajo muestra un comportamiento usual de estos metales para este tipo de yacimientos. De esta manera, existen anomalías residuales de cobre 100 a mas de 2.000 ppm Cu en la parte central del depósito y una dispersión de cobre hacia los sectores occidentales y orientales. También se aprecia una preservación de los contenidos originales de oro y molibdeno en los afloramientos alterados de la parte central del depósito.

La exhumación del depósito habría ocurrido en menos de 4 Ma (entre los 28 y 24 Ma) y en ese lapso se habría consolidado una paleosuperficie debida a un levantamiento progresivo, a cuyos últimos pulsos se asocian al menos cuatro horizontes de enriquecimiento supergénico, de los cuales el penúltimo está parcialmente preservado. El último horizonte corresponde a la mineralización de mejor ley del depósito mineral. El nivel del techo de sulfuros está 100 m debajo del nivel freático actual, lo que indica que existen movimientos post-enriquecimiento de importancia, relacionados a la evolución del Salar de Arizaro.

Existe una buena correlación entre los productos de lixiviación, los sulfuros relictos y la mineralización primaria y secundaria de sulfuros en Taca Taca Bajo y Taca Alto. En Taca Taca Bajo, la cubierta hematítica central refleja un sistema de calcopirita-bornita enriquecido con calcosina y covelina mientras que la cubierta jarosítica periférica caracteriza el halo externo de pirita (Blanchard, 1968). En Taca Taca Alto, sin embargo, los afloramientos son esencialmente jarosíticos, las muestras de sulfuros relictos reportan pirita dominante y reflejan una mineralización primaria esencialmente pirítica. Las edades del enriquecimiento supergénico de Taca Taca Bajo son comparables a aquellas de Escondida, es decir Mioceno medio a superior.

Asumiendo una ley de 0,25% Cu a la zona primaria de mejor ley; conociendo que ésta tiene un área de 2 km^2 y considerando que existe una diferencia de 360 m entre el techo de sulfuros y los afloramientos más altos del sistema, se puede suponer razonablemente que una columna vertical de 500 m habría sido lixiviada en Taca Taca Bajo. En condiciones ideales de migración vertical, se habría formado un horizonte de calcosina de unos 500 MT de 1,5% Cu. Esta cifra equivale a 3 veces el recurso mineral identificado y por lo tanto, el cobre que migró lateralmente sería el doble que dicho recurso. Una parte menor del cobre faltante está presente como enriquecimiento débil en el halo pirítico, pero una parte importante de él ha desaparecido. CR ha investigado si este se concentró en las cercanías del depósito con resultados discretos hasta el momento. Sin embargo, debe tenerse en cuenta la posibilidad de concentración en sectores más distales (Münchmeyer, 1996). Considerando que el Salar de Arizaro y las serranías vecinas habrían comenzado a formarse entre 10 y 5 Ma, lugares como el Graben del Oeste y su extensión al norte, así como el salar mismo deben considerarse como lugares favorables para la preservación de mineralización exótica económica de cobre. El enriquecimiento supergénico se habría formado entre 23,9 y 21,2 Ma, durante el Mioceno inferior.

La mineralización de cobre porfírico descubierta en Taca Bajo alienta expectativas para encontrar nuevos depósitos de cobre asociados al lineamento Taca Taca-Samenta-Fruso, donde gran parte del área aparece cubierta por sedimentos y volcánicos post-minerales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a CR la autorización para publicar el presente trabajo. También se agradece a BHP por facilitar el acceso a los archivos de Taca Taca. Especial reconocimiento para los profesionales de BHP y CR: R. Alonso, R. Armanini, C. Bayón, C. Benn, D. Bombal, R. Ceresole, B. Chávez, C. Fourcade, P. Harman, B. Jones, R. Lira, V. Martínez, R. Nickson, J.C. Palarik, J. Santander, K. Shannon, H. van Alphen, R. Tolbert y A. Viano. Merece destacarse la colaboración de J.C. Acosta, S. Botero, M.E. D´Ambrosio, D. Duarte, F. Ferraris, D. Fuentes, J. Litián, M. Montaño, J. Morales, A. Minhondo, Nelson Rojas, P. Rojas, O. Soriano, S. Soriano y R. Velázquez. El reconocimiento a P. Perelló por confirmar lo atractivo del proyecto previamente y facilitar la participación de BHP en el Proyecto. Se agradece a S. Davey por facili-

tar las muestras de relictos GENCOR; a R. Romani, por su constante interés y por compartir sus tempranas notas de explorador. El manuscrito se benefició con la revisión crítica de M. Koukharsky, D. Lindsay y J. Perelló. Las figuras fueron preparadas por J. Morales y Nelson Rojas.

BIBLIOGRAFÍA

Blanchard, R., 1968: Interpretation of Leached Outccrops. *Nevada Bureau of mines, Reprint 1984,* 196 p.

Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos, 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Elsevier Scientific, Publishing Company, Amsterdam.* 303-332

Gustafson, L. B. y J. P. Hunt, 1975. The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology,* 70, 857-912.

Koukharsky, M., 1988. Geología de la Puna en la Región que Media entre el Cerro Socompa y el Cerro Tul Tul, Provincia de Salta. *Tésis Doctoral N°2166, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires,* 96 p.

Losada-Calderón, A. J. y D. C. McPhail, 1996. Porphyry and High Sulfidation Epithermal Mineralization in the Nevados de Famatina Mining District, Argentina. *SEG Special Publication Number 5: Andean Copper Deposits, New Discoveries Mineralization Styles and Metallogeny,* 91-117

Lowell, J.D. y J. M. Gilbert, 1970. Lateral and Vertical Alteration and Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology,* 65: 373-408.

Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza y V. Viera, 1973. *Faja Eruptiva de la una Oriental. Vº Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 89-100.

Münchmeyer, C., 1996. Exotic Deposits-Products of lateral Migration of Supergene Solutions from Porphyry Copper Deposits. *SEG Special Publication Number 5: Andean Copper Deposits, New Discoveries Mineralization Styles and Metallogeny,* 43-58.

Page, S. y E. O. Zappettini, 1997. El magmatismo paleozoico en la Puna Occidental, Salta, República Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica. Actas,* 2: 306-313. Buenos Aires.

Palma, M., P. Párica y V. Ramos, 1986. El granito de Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41(3-4): 414-419.

Perello, J., N. Rojas, P. Harman, J. Cabello, C. Devaux, L. Fava y E. Etchart, 1998. Discovery of the Agua Rica Porphyry Cu-Mo-Au Deposit, Catamarca Province, Northwestern Argentina. Part II. *Australian Mineral Foundation Inc (Perth, Australia, 1998),* 116-132.

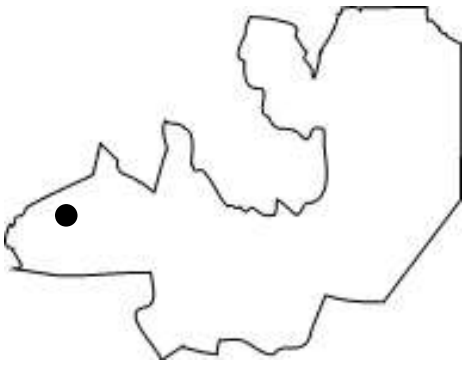
Rojas, N., J. Perello, P. Harman, J. Cabello, C. Devaux, L. Fava, E. Etchart, 1998. Discovery of the Agua Rica Porphyry Cu-Mo-Au Deposit, Catamarca Province, Northwestern Argentina. Part I. *Australian Mineral Foundation Inc (Perth, Australia, 1998),* 111-116.

Sasso, A. M. y A. H. Clark, 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: Magmatic, Hydrothermal and Tectonic Evolution and Implications for Cu-Au Metallogeny in the Andean Back Arc. *SEG Newsletter,* 34: 1 8-18.

Sillitoe, R., 1981. Regional Aspects of the Andean Porphyry Copper Belt in Chile and Argentina, *The Institution of Mining and Metallurgy B15-B36.*

Zappettini, E. O., G. Blasco y M. Godeas, 1997. El volcanismo paleógeno de la Puna Occidental, República Argentina. *8° Congreso Geológico Chileno,* 1139-1143. Antofagasta.

Rubinstein, N. A., S. J. Segal y E. O. Zappettini, 1999. El pórfiro cuprífero Taca-Taca Alto, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1333-1336, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO TACA-TACA ALTO, SALTA

Nora A. Rubinstein[1], Susana J. Segal[2] y Eduardo O. Zappettini[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El pórfiro cuprífero Taca-Taca alto departamento Los Andes, se encuentra emplazado en la sierra homónima en el borde occidental del salar de Arizaro con coordenadas 24º06' de latitud sur y 67º07' de longitud oeste. Su superficie es de 29 kilómetros cuadrados. Se accede al yacimiento mediante la Ruta Nacional 51 hasta Cauchari y desde ahí por la Ruta Nacional 27.

Leyes, reservas, producción

La Dirección General de Fabricaciones Militares cubicó 19 Mt con 0,29% de Cu, 0,08% de Mo y 0,03 g/t de Au en la zona enriquecida estudiada mediante perforaciones. En el resto del área se estimó para el primario no económico una ley de 0,03% de Co y 0,017% de Mo (Daroca, 1975). Los resultados fueron sintetizados, a partir de la información anterior por Méndez *et al.* (1979) y por Angelelli (1984).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Los trabajos de exploración en el área fueron iniciados en la década del 60' por la Dirección General de Fabricaciones Militares. Se realizaron trabajos de geología y geoquímica de superficie y un plan de perforaciones que totalizaron 1.089 m de sondeos. En 1975 Fabricaciones Militares realizó trabajos de magnetometría y polarización inducida para explorar presencia de mayor cantidad de mineralización (Daroca, 1975)

En 1994 la Empresa Gencor efectuó análisis geoquímicos y magnetometría. 1995 RTZ hizo estudios geofísicos Mansfield Minerals Inc., por su parte estudió el prospecto conocido como Taca-Taca sur.

Propietarios

La propiedad integrada consta de 15 pertenencias a nombre de R. R. Romani, que cubren el área de Taca-Taca alto.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de Taca Taca alto (figura 1) está constituida por un complejo de rocas intrusivas (granitos, pórfiros tonalíticos-granodioríticos, pórfiros graníticos y pórfiros riodacíticos) asignados al Complejo Plutónico Llullaillaco (Zappettini y Blasco, 1998) de edad permotriásica. En el área del yacimiento, sobre rocas porfíricas los autores mencionados obtuvieron una edad K/Ar sobre roca total de 257±18 millones de años. Este Complejo intruye rocas granodioríticas eopaleozoicas asignadas a la Formación Taca Taca. El conjunto, es a su vez, intruido por cuerpos y diques volcánicos y subvolcánicos paleógenos correspondientes al Complejo Volcánico Santa Inés, a los que se asocian brechas intrusivas e hidrotermales (Zappettini *et al.,* 1997), conjunto con el que se vincula genéticamente la mineralización de Taca Taca alto. El magmatismo del área culmina con efusiones neógenas a cuaternarias y una cobertura de sedimentos aluviales y coluviales.

[1] *Universidad de Buenos Aires-CONICET.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

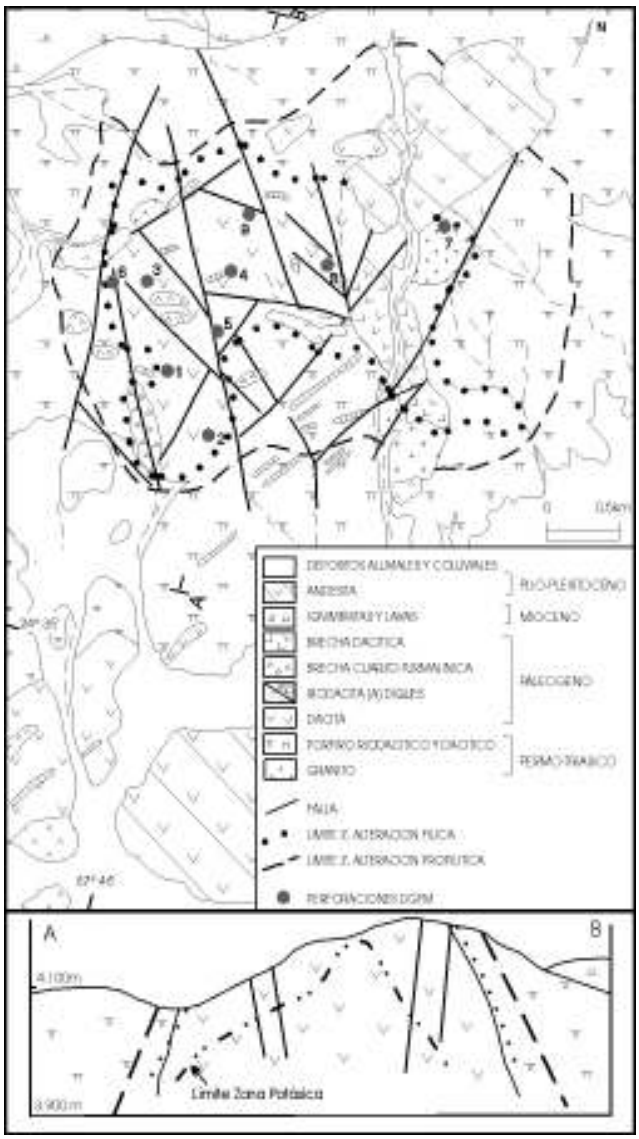


Figura 1. Geología y alteración hidrotermal del depósito Taca-Taca Alto.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El Complejo Volcánico Santa Inés incluye cuerpos y diques volcánicos y subvolcánicos paleógenos de composición dacítica y riolítica. Están constituidos por fenocristales de andesina sódica alterada, cuarzo, biotita y anfíbol en una pasta fina integrada por cuarzo, plagioclasa y muy escasos minerales máficos; los diques riodacíticos se diferencian por presentar feldespato alcalino en la pasta.

La alteración hidrotermal ha obliterado en gran parte los contactos con la caja granítica.

Asociados con los procesos de mineralización hay cuerpos de brecha intrusiva que cortan al pórfiro dacítico, y presentan un cemento de magnetita, turmalina y epidoto. Localmente hay autobrechas o brechas de craquelación en la que los clastos, no rotados, corresponden al pórfiro dacítico y la matriz a un pórfiro sobresaturado (Daroca, 1975).

Morfología

El área anómala definida por polarización inducida en Taca-Taca alto configura una zona mineralizada con 1,5 km de largo en dirección este-norte-suroeste por 1 km de ancho medio y en ella la mineralización se presenta en vetas de rumbo N20ºO y N20ºE (Angelelli, 1984). Esta alineación ha jugado un papel contralador en el emplazamiento de los diques riodacíticos del Complejo Santa Inés con rumbo este-norte a suroeste.

En un ambiente similar se localiza el prospecto Taca-Taca sur, consistente en venas y *stockworks* silíceos estudiados por Mansfield Minerals Inc., que indica valores en vetas de hasta 26 g/t de Au y 7 g/t en *stockwork*. El sistema tiene similitud con un modelo de mineralización epitermal de baja sulfuración.

En la comarca hay además mineralización vetiforme de cobre, con rumbo N340° a N20° alojada en granitos y volcanitas. Una de estas mineralizaciones, es la mina San Martín, con leyes de hasta 14% de Cu (González Amorín, 1952). Asimismo hay asociadas vetas de cuarzo-especularita-magnetita (mina La Sarita) en las que se estimaron reservas de 1,7 Mt con 42,68% de Fe (Zardini y Barrionuevo, 1948).

Alteración hidrotermal

De acuerdo a Daroca (1975) el halo de alteración hidrotermal de Taca Taca alto tiene una distribución irregular e intensidad variable. Se desarrolla en las volcanitas terciarias y en los granitos carboníferos y pérmicos (figura 1)

En el área se reconoció alteración fílica, propilítica y silicificación. Los estudios petrográficos realizados sobre un conjunto de muestras de superficie (Rubinstein, 1997) permitieron determinar la existencia de cuatro asociaciones de alteración: potásica, fílica, argílica avanzada y propilítica. También se detectaron en el área procesos de silicificación y escasa turmalinización.

La alteración potásica se desarrolla en forma débil y moderada y se caracteriza por la asociación biotita-feldespato potásico, por lo general acompañada de silicificación.

La alteración propilítica es la más difundida en la zona. La clorita es el mineral más abundante de la asociación.

La alteración fílica es moderada a intensa y está caracterizada por la asociación cuarzo-sericita a la que acompañan arcillas pulverulentas. Se observa textura sagenítica y abundantes cristales de rutilo. Las relaciones texturales muestran que la alteración fílica es temporalmente posterior a la propilitización y a la potásica ya que se ha observado relictos de ambas en algunas muestras con alteración fílica.

Se reconocen brechas silíceas afectadas por una segunda etapa de brechamiento y cementadas por agregados

de pequeños cristales de turmalina. Esta última acompañados de escasa sericita y opacos. Puntualmente se ha identificado una asociación de alteración argílica avanzada con presencia de pirofilita y arcillas pulverulentas, alunita, escaso diásporo y zunyita.

En muestras en las que predomina la silicificación se reconocen dos generaciones de cuarzo. Una constituida por agregados de cuarzo grueso y otra posterior que cementa la primera y que está conformada por un fino agregado de sílice.

El estudio de muestras de testigos indica que las perforaciones 3,4,5 y 8 (figura 1) se encuentran en el límite entre la zona potásica y la zona fílica (Rubinstein *et al.* en prensa).

Existen diferencias en cuanto a la intensidad de alteración en las muestras de perforaciones respecto de las de superficie. La potásica alcanza a ser intensa y está dada por la asociación feldespato potásico-clorita a la que acompaña apatita secundaria; el feldespato presenta además argilización temprana.

La alteración filíca, en ocasiones acompañada de escasa argilización es moderada a intensa y está dada por la asociación sericita-cuarzo-rutilo (turmalina-arcillas) a la que se asocia apatita secundaria.

La sericitización es algo más intensa en las muestras más superficiales lo que sugiere que al menos parte de la misma podría ser supergénica.

Según Gilbert y Park(1985) la presencia de una asociación potásica compuesta por feldespato potásico-clorita indica que se estaría en la parte profunda de este tipo de depósitos.

Los procesos de oxidación fueron intensos en superficie y en los primeros metros de los sondeos, con presencia de limonita, jarosita y natrojarosita que disminuyen a partir de los 50 metros. En superficie se ha identificado turquesa, crisocola y malaquita.

La presencia ocasional de alunita en venillas de hasta 2 cm (RRR, comunicación verbal) junto con arcillas supergénicas en muestras sin evidencia de alteración argílica sugiere un origen secundario para este mineral.

Mineralogía

La mineralización es de tipo diseminada y en venillas.

La zona de mineralización diseminada en Taca-Taca alto define un área lixiviada y oxidada, una zona de enriquecimiento secundario y una zona de mineralización primaria (Rubinstein *et al.* en prensa)

Los minerales de mena de las perforaciones están esencialmente diseminados con predominio de sulfuros de cobre y molibdeno.

Los principales minerales primarios son: pirita, calcopirita, bornita, magnetita, esfalerita, galena, pirrotina y molibdenita. Los minerales de enriquecimiento secundario y de oxidación comprenden: digenita, covelina, hematita, cuprita y "limonitas".

La pirita es el sulfuro predominante de la asociación primaria y se presenta como granos diseminados anhedrales y suhedrales con un tamaño variable entre 40 y 250 micrones. La calcopirita es el mineral más importante de cobre en el pórfiro y se observa como pequeños granos anhedrales dispuestos intersticialmente en pirita o como relleno de fisuras en la misma.

La molibdenita es un componente menor y se encuentra diseminada como laminillas subparalelas con los minerales transparentes. Escasas escamas de covelina y digenita enriquecen bordes de los granos de calcopirita. La bornita se presenta en forma de granos subhedrales discretos exsuelta en calcopirita y como finas lamelas de reemplazo en los dos últimos sulfuros mencionados.

Si se correlacionan las zonas de alteración hidrotermal con las de mineralización se observa que: a- la alteración potásica está acompañada por pirita-calcopirita-esfalerita-pirrotina-magnetita; b- la alteración propilítica sólo posee pirita; y c- la alteración fílica está caracterizada por la asociación pirita-molibdenita.

Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas primarias observadas en el cuarzo secundario de venas de muestras de perforación son en general de escaso desarrollo, predominando las bifásicas de líquido + vapor, donde el líquido es la fase dominante.

Siguen en abundancia las monofásicas de líquido,luego las monofásicas de vapor y por último las multifásicas que son muy escasas y contienen líquido,vapor y cristales hijos perfectamente cúbicos de halita.

MODELO GENÉTICO

En el área de Taca-Taca se han definido mineralizaciones de tipo pórfiro de Cu-Mo (Taca-Taca alto y Taca Taca bajo) y epitermales de baja sulfuración (Taca Taca sur).

En base a los estudios realizados en el pórfiro de Taca-Taca alto se reconocen tres etapas de alteración hidrotermal. Una temprana representada por una alteración potásica en algunos sectores del depósito con intercalación de alteración propilítica. Posteriormente se da una etapa de alteración fílica de intensidad heterogénea, alcanzando en sectores elevada aH+ llegando a producir localmente una alteración argílica avanzada con la cual culminaría el proceso hidrotermal.

La mineralización primaria comprende una etapa temprana de depositación (magnetita-pirrotina-pirita-calcopirita-bornita) relacionada a la alteración potásica y una etapa tardía con depositación de segunda generación de pirita y molibdenita. El último evento de mineralización corresponde a un enriquecimiento supergénico representado por digenita-covelina y minerales de oxidación como limonitas, goethita, jarosita y cuprita. A esta etapa debe vincularse la mineralización exótica de cobre.

Se asimila la edad de Taca Taca alto a la de Taca Taca bajo, dada su vinculación con el mismo evento magmático.

Esto permite extender las fajas de mineralización paleógena de tipo pórfiro de cobre, de reconocida importancia económica en Chile a la región puneña occidental cuya extensión se ha verificado en el extremo oeste de las provincias de Salta y Catamarca.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen especialmente al Dr. Rómulo Remo Romani por la información inédita proporcionada y que fuera generada por las empresas que han explorado el área.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina, Vol. I. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires* (Editor) La Plata

Daroca, J., 1975. Informe final Area de Reserva N° 19, Zona Taca Taca, provincia de Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

González Amorín, R., 1952. Informe preliminar sobre el yacimiento cuprífero San Martín (Salta) *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. 136.

Méndez, V., J. C. M. Turner, A. Navarini, R. Amengual y V. O. Viera, 1979. Geología de la Región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 118 páginas y 1 mapa a escala 1:400.000.

Rubinstein, N. 1997. Estudio de las alteraciones hidrotermales de la zona de Taca-Taca, provincia de Salta, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno*. Antofagasta, Chile: 1139-1143.

Rubinstein, R., Segal, S. y Zappettini, E. 1999. El pórfiro cuprífero de Taca-Taca, provincia de Salta, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista.* En prensa.

Zappettini, E., G. Blasco y M. Godeas, 1997. El volcanismo paleógeno de la Puna Occidental, República Argentina. *8º Congreso Geológico Argentino.* Antofagasta. Chile:291-295.

Zardini, A. y L. Barrionuevo, 1948. Mina La Sarita, Departamento Los Andes, provincia de Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

Casé, A. M. y L. Malvicini, 1999. El pórfiro cuprífero con oro de la Quebrada del Bronce, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1337-1341, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO CON ORO DE LA QUEBRADA DEL BRONCE, NEUQUÉN

Ana M. Casé[1] y Lidia Malvicini[†]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La Quebrada del Bronce se encuentra en el flanco norte-noreste del Cerro Caycayén (2.350 m). Este cerro está ubicado en la margen derecha del río Neuquén a los 37º23´-37º28´S; 70º22´- 70º32´O. Para llegar al lugar se viaja desde Zapala por la ruta nacional Nº 40 hasta la intersección con la ruta provincial Nº 6. Circulando por esta última en dirección a la localidad de El Cholar, a la altura de la Estancia Chape se desvía en dirección al oeste por un camino que pasa por el pie del Cerro Caycayén, paralelamente al curso del Arroyo Rahuecó.

Leyes, Reservas y Producción

Se determinó una anomalía geoquímica de 291ppm de cobre que coincide con el área de alteración hidrotermal. Incluida en ella se halla una zona anómala en oro con valores entre 0,03 y 0,09 g/t de oro.

El pórfiro se puede clasificar según Gilmour (1982) como un pórfiro de cobre con oro de bajo grado por presentar valores significativamente menores a 1% de cobre, los cuales se corresponden con la mena primaria o protore.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

En el año 1978, Llambías y Malvicini al realizar la Geología, Petrología y Metalogénesis del Area de Colipilli, incluyeron al Stock del Cerro Caycayén, por estar relacionado petrológica y mineralógicamente, a pesar de que este cerro no esta en el área de Colipilli. Por su similitud litológica lo homologan con el Grupo Molle y señalan que el área parece constituir una manifestación de cobre porfírico.

En 1985, Llambías proyecta realizar un estudio integral del Cerro Caycayén, Cerro Mayal y Cerro del Diablo y propone investigar las manifestaciones ferríferas del flanco sur y la alteración hidrotermal del flanco norte del Cerro Caycayén.

Estos temas se concretaron en los trabajos sobre los depósitos de hierro en *skarns* y las manifestaciones mineralizadas del Cerro Mayal (Franchini, 1990; Franchini *et al.*, 1995) y las investigaciones relacionadas con la caracterización de la zona de alteración del ala noreste del stock (Casé, 1996, 1997)

En 1987 la Dirección Provincial de Minería de la Provincia del Neuquén incluyó en sus Planes de Prospección, un proyecto sobre oro y metales básicos de los cuales se consideraron muchas de las áreas vinculadas a los afloramientos del Grupo Molle, y entre las que se encuentran las mineralizaciones halladas en la Quebrada del Bronce.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Cerro Caycayén se localiza en el extremo noroeste del margen occidental de la Fosa Plegada del Agrio (Bracaccini, 1970) al sur del lineamiento Chillán-Río Neuquén (Ramos, 1978) en el área de afloramiento de las sedimentitas cretácicas, al oeste del *Graben* de Loncopué, en la unidad morfoestructural denominada Cuenca Neuquina (Digregorio *et al.* (1980).

Cubierta Sedimentaria

La columna estratigráfica se constituye de:

[1] *Dirección Provincial de Minería. Universidad Nacional del Comahue.Asentamiento Universitario Zapala.*

Formación Los Molles: consiste en pelitas negras en estratos tabulares, finos.

Formación Tábanos: son depósitos calcáreo evaporíticos de rampa carbonática: calizas yesosas fétidas, blanco-grisáceas con textura nodular y laminación algal.

Formación Lotena: secuencia de areniscas entrecruzadas y conglomerados continentales; facies de pelitas verde oscuro de plataforma costa afuera e interior de cuenca; vaques tobáceas de origen turbidítico y pelitas calcáreas de plataforma costa afuera.

Formación La Manga: en contacto transicional sobre la Formación Lotena, esta compuesta por calizas tabulares, micríticas, gris oscuro y negras con delgadas intercalaciones de areniscas cuarzosas.

Formación Auquilco: Son facies hipersalinas de ambiente marino somero, donde las evaporitas alternan con calizas algales de grano fino, lateralmente reemplazados por yeso de estructura nodular, intercalado con delgadas capas de boundstones criptalgales aflora en el borde sur del stock Cerro Caycayén y margen sureste del arroyo Rahuecó.

Formación Tordillo: Son depósitos argiláceos de playa lacustre y areniscas de sistemas fluviales anastomosados depositados por inundaciones episódicas.

Rocas Ígneas

Las unidades subvolcánicas están representadas por rocas del Grupo Molle, Formación Colipilli, de Llambías y Rapela (1989). Son microdioritas, dioritas cuarzosas y dioritas, equigranulares y porfíricas que forman lacolitos, stocks, diques y filones capa.

La edad del Grupo Molle así como el número de ciclos ígneos que lo integran aún no ha sido totalmente definida aunque algunas dataciones hechas por los autores citados dan para la Formación Collipilli, edades K/Ar comprendidas entre los 44,7± 2,2 Ma hasta los 49,9± 3,2 Ma.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

ROCAS ÍGNEAS

Las rocas aflorantes en la Quebrada del Bronce, son microdioritas, microdioritas porfíricas, andesitas cuarzosas y enclaves que constituyen cuerpos subvolcánicos de la Formación Colipilli (figura 1).

Microdiorita. Son rocas holocristalinas compuestas por plagioclasa, máfico y cuarzo subordinado en una textura hipidiomórfica granular de tipo secuencial.

La plagioclasa es An_{20-50} El máfico es hornblenda verde, escasa, y un piroxeno de la serie diópsido-hedenbergita. El cuarzo no supera en este cuerpo el 5% de la roca.

Los minerales accesorios, asociados a cúmulos de máficos son: magnetita, goethita, hematita pseudomórfica de magnetita y titanita.

Microdiorita Porfírica. Rocas de texturas porfíricas, blanquecinas de grano mediano a fino, con fenocristales de plagioclasa (An_{30-50}), máfico (biotita y hornblenda) y cuarzo. Estas rocas están diaclasadas, con rellenos de limonitas y opacos en finas venillas. La matriz holocristalina esta compuesta por cuarzo, plagioclasa y máfico subordinado.

Los minerales accesorios son apatito, rutilo, titanita con illmenita intercrecida. Magnetita, goethita y hematita.

Andesita Cuarzosa (PAC). Esta roca forma el flanco E del Cerro Caycayén. Cuando está fresca es de color blanco grisácea variando hacia tonos más blancos o grises según la alteración predominante. La roca es de grano mediano a fino, tiene textura porfírica con fenocristales de plagioclasa(An_{20-50}), máfico (anfíbol y biotita) y cuarzo en una mátrix afanítica a microgranosa. La mátrix es microcristalina compuesta por plagioclasa y cuarzo con escasos máficos.

Los minerales accesorios, apatito, titanita, titanomagnetita, illmenita y rutilo, forman cúmulos alrededor de los máficos y por lo general, se presentan en cristales bien desarrollados entre 0,1 y 0,4 milímetros.

Enclave Microgranular Máfico. Esta roca forma inclusiones dentro de la andesita cuarzosa y la microdiorita. Adopta formas redondeadas, ovoidales, con textura ígnea de grano fino y su tamaño varía desde 10 cm hasta 35 cm de diámetro. Es una roca máfica de fábrica planar, compuestas por plagioclasa, anfíbol y cuarzo en una textura porfírica de matriz panidiomorfica granular constituida por plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo.

Los minerales accesorios son: titanita, pirita, calcopirita, enargita y covellina.

ROCAS SEDIMENTARIAS

Los afloramientos de los niveles sedimentarios descriptos en la Quebrada del Bronce, que corresponden a las formaciones Los Molles, Tábanos y Lotena-La Manga fueron reconocidos en la desembocadura del arroyo Los Bronces con en el arroyo Rahuecó. Constituyen el núcleo del anticlinal expuesto por la erosión del curso de agua.

El rumbo de los afloramientos de las sedimentitas en la margen norte es N60ºO y N40ºO. En los afloramientos de la margen opuesta, el rumbo es N50ºE.

Las Pelitas de la Formación Los Molles. Son rocas negras de grano fino finamente estratificadas compuestas por cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa) y clorita.

Las Calizas de la Formación Tábanos. Son rocas fétidas blanco-grisáceo con estructura nodular y laminación algal, que afloran a ambos lados del arroyo con rumbo N60ºO y buzamiento entre 12º y 10ºN. Son *grainstones* (Dunham, 1968), compuestos por granos de calcita euhedral a subhedral, de 0,54 mm a 0,048 mm con un crenulado de origen algal que les confiere aspecto bandeado. Hay

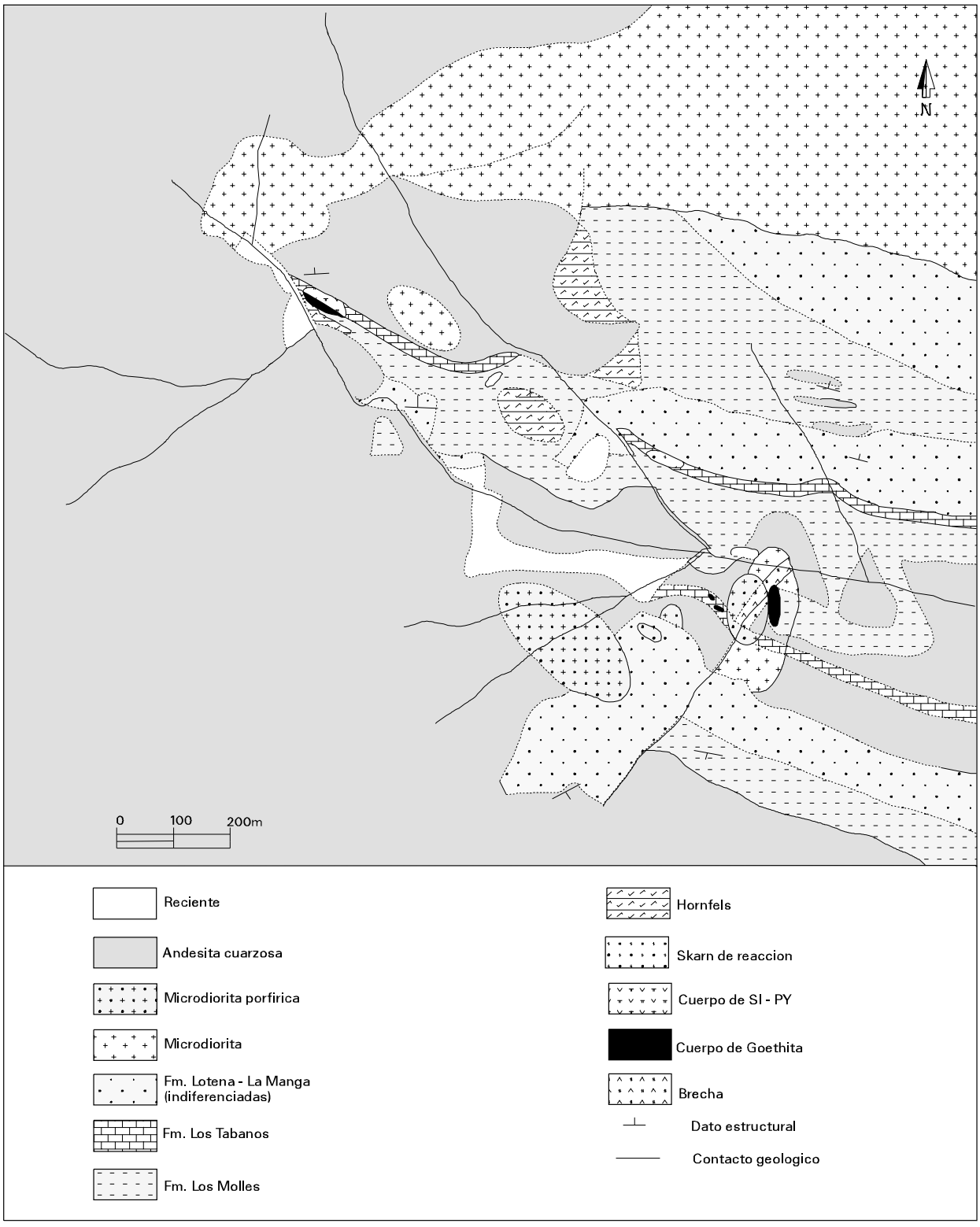


Figura 1. Geología del depósito. Quebrada del Bronce.

escasos cristales de cuarzo y minerales opacos como pirita, en parte reemplazada pseudomórficamente por goethita y hematita. Estos minerales miden entre 0,02 mm y 0,25 mm., reemplazan selectivamente a la laminación algal. Los nódulos corresponden a glomérulos de cristales blancos de calcita de mayor tamaño que el resto de la roca (0,67 mm a 1 mm).

Las Arenitas de la Formación Lotena-La Manga. Poseen grano mediano a fino, son de color gris blanquecino, con tintes amarillentos o rosados; compuestas por

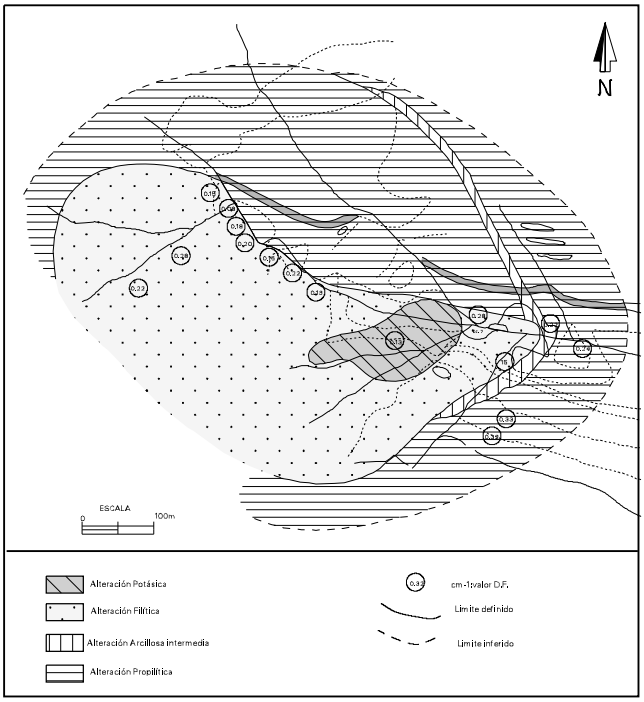


Figura 2. Alteración hidrotermal del pórfiro cuprífero de la Quebrada del Bronce.

granos de feldespato, cuarzo y fragmentos líticos como fracción predominante. Las partículas pobremente seleccionadas tienen un tamaño que varía de 0,30 mm a 0,024 mm lo cual representa un *sorting* de 0,5. Los granos son subangulosos a subredondeados con empaquetamiento tangente a completo, en parte suturado. El cuarzo, constituye el 25% de la roca, exhibe microfracturas con inclusiones fluidas, diseminación de opacos y principio de granulación. Los feldespatos, anortoclasa y plagioclasa cálcica, se hallan ligeramente fracturados, maclados según Carlsbad, Carlsbad y Albita o maclas de penetración. Constituyen el 30% de la muestra los fragmentos líticos representan el 35% e la roca, corresponden a vulcanitas de grano fino compuestas por cuarzo y plagioclasa. Los fragmentos líticos representan el 35% en una fracción arcillosa, en parte asociada a microcristales de cuarzo de 0,002 milímetros.

La matriz consiste en una fracción arcillosa, en parte asociada a microcristales de cuarzo de 0,002 milímetros.

En algunos casos se observa en estas rocas importante densidad de fracturas rellenas por cuarzo, goethita, siderita y pirita. El oro es escaso, pero cuando está presente se encuentra diseminado en el cuarzo de las venillas y generalmente asociado a pirita. El rutilo puede llegar a ser abundante en algunas muestras y reemplaza a biotita.

El rumbo de los afloramientos en la margen norte es N60º con 12º de buzamiento hacia el suroeste; y N40ºO con 35º de inclinación al sureste. En los afloramientos de la margen opuesta, el rumbo es N50ºE con buzamiento de 12º al noreste.

Estructura

Estructuralmente este cerro es un braquianticlinal con inclinación hacia el este que ocupa el extremo noroeste de la margen occidental de la Fosa Plegada del Agrio.

El sistema de fracturas que controla la alteración-mineralización, tiene un rumbo dominante noreste, y menos frecuente noroeste, este-oeste.

La densidad de fracturación varía desde 1,5cm^{-1} a 0,08$cm^{-1.}$

La potencia de las fracturas varía desde milímetros a 10 centímetros. En la zona fílica el relleno de las mismas es cuarzo, pirita, epidoto y óxidos de hierro (goethita , hematita y limonitas). Cuando la fracturación afecta las pelitas se forma un sombrero de hierro esponjiforme con fracturas rellenas por goethita, limonitas y azufre, y las paredes de sus *boxworks* son silíceas.

En la zona potásica las venillas son de biotita, feldespato potásico y abundante cuarzo.

En la zona propilítica el relleno de las venillas es consiste en pirita, cuarzo, calcita, ceolita y tremolita-actinolita.

Morfología

Las rocas ígneas descriptas antriormente constituyen un stock con mineralización de cobre y oro diseminado. La mineralización rellena también fracturas y diaclasas en las rocas ígneas y en las rocas sedimentarias aflorantes.

Alteración hidrotermal

El diseño del sistema alteración mineralización responde a un esquema de halos concéntricos a partir de la intrusión, tal como el descripto por Lowell y Gilbert (1970) compuesto por: 1) Una zona central potásica con silicificación en venillas, cuyos minerales escenciales son biotita, feldespato potásico, cuarzo y sericita asociados a albita, apatito y yeso. 2) Una zona fílica expuesta sólo parcialmente por la erosión, con sericita, cuarzo y pirita como minerales esenciales con clorita, rutilo, y caolinita subordinados. Sobre la margen noreste del arroyo los Bronces donde la roca huésped de la intrusión es carbonática, las clásicas alteraciones potásica y fílica pasan a un *skarn* periférico (Beane y Titley, 1981), como el desarrollado en el contacto de la caliza de la Formación Tábanos y las pelitas de la Formación Los Molles con el pórfiro andesítico cuarzoso (Casé, 1997) y que corresponde a un *skarn* cálcico de hierro y cobre; 3) una zona propilítica con su típica asociación de clorita, epidoto, calcita y ceolita, con tremolita-actinolita, sericita, apatito, titanita, leucoxeno y prenhita como minerales accesorios; 4) una zona de alteración arcillosa intermedia poco desarrollada con caolinita, montmorillonita, sericita y clorita que rodea a la anterior y también se superpone a las otras alteraciones (figura 2).

Mineralogía

Los minerales primarios presentan una distribución porcentual irregular en las zonas de alteración-mineraliza-

ción llegando aproximadamente a 3% en la zona potásica, 6% en la zona fílica, 4 a 5% en la zona propilítica y 20 a 25% en los *hornfels*.

Pirita y calcopirita son los sulfuros más abundantes (en relación 5 a 1) mientras que pirrotina, magnetita, esfalerita, marcasita, greigita, oro y electrum están en cantidades menores.

Los minerales supergénicos determinados son goethita, hematita, malaquita, azurita y crisocola y muy raramente enargita y covellina.

La mineralización cuproaurífera esta diseminada en las rocas ígneas, entanto que la mineralización de oro se asocia a pirita, calcopirita y cuarzo que rellenan fracturas.

El yacimiento carece de zona de enriquecimiento supergénico debido al bajo contenido de pirita y a la alta capacidad neutralizante de la roca de caja.

Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas presentan una distribución sistemática respecto de la alteración y mineralización. Coincidiendo con (Beane y Bodnar 1995) en la Quebrada del Bronce se observa que:

1) Las inclusiones Tipo I homogeneizan entre 200ºC y 400ºC y corresponden a salinidades de 3,3% y 15,9% eq. de ClNa.

2) Las inclusiones tipo II son las más abundantes en las zonas potásica y fílica. Representan salinidades de 2,8% y 7,8% eq.en peso ClNa, y homogeneizan a 381ºC.

3) Las inclusiones tipo III homogeneizan entre 220ºC y 350ºC y corresponden a salinidades de 28% y 40% eq. de ClNa. Pueden contener además de halita, silvita y anhidrita, un cristal de calcopirita.

De la interpretación de las inclusiones fluidas (Casé, 1997) se puede concluir que el sistema hidrotermal responsable del proceso alteración-mineralización estuvo compuesto por un fluido de origen magmático y una mezcla de fluidos meteóricos que estaba en ebullición.

Las temperaturas de entrampamiento de las soluciones oscilan entre 200º y 410ºC. Las presiones corresponden a 130 bares mínima y 340 bares máxima. Esto corresponde a una profundidad mínima de emplazamiento del sistema hidrotermal de 1.400 metros.

El origen del cobre, hierro, oro y otros metales es magmático. El azufre podría provenir de las evaporitas jurásicas atravesadas por el plutón. (Norton, 1982).

Estudios isotópicos- geocronología

Según M. Barbieri (com.personal) las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} halladas en las rocas ígneas de esta área varían entre 0,70490 ± 2 y 0,70553 ± 2. Estos valores sugieren que el sistema magmático pudo haberse originado en el manto subyacente, contaminado por pequeñas proporciones de componentes corticales.

La edad K/Ar determinada en una microdiorita del Cerro Caycayen (sobre roca total) es de 44,7± 2,2 Ma. (Llambías y Rapela, 1989).

MODELO GENÉTICO

La Quebrada del Bronce es un pórfiro de cobre con oro asociado a un *skarn* cálcico de hierro y cobre localizado en un stock de epizona, relacionado con un arco magmático externo, desarrollado sobre un margen continental (tipo Andico), cercano a la fosa oceánica. Las características del mismo fueron descriptas por Llambías y Rapella (1989).

BIBLIOGRAFÍA

Casé, A. M., 1996. Geología de la Quebrada del Bronce y sus mineralizaciones asociadas. *Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur.* 105 pp.

Casé, A. M., 1997. La Quebrada del Bronce, un modelo de pórfido de cobre asociado a *skarn*. *8º Congreso Geológico Chileno.* Arica, Chile.

Gilmour, P.,1982. Grades and Tonnages of Porphyry Copper Deposits. En Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America. *The University of Arizona Press.* Tucson, Arizona.

Franchini, M.B., 1990. Metalogénesis y Petrografía de algunas manifestaciones del Grupo Molle en la provincia del Neuquén. *Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral.*

Franchini, M. y Malvicini, L., 1995. Los depósitos de Caicayen y Campana Mahuida, Neuquén. Argentina: Características geológicas y nuevas estrategias para la exploración de la asociación *skarn* de Cu-pórfidos cupríferos. Venezuela.

Lowell, J. D. and Guilbert, J. M.1970. Lateral and Vertical Alteration-mineralization Zoning in Porphyry-Ore Deposits. *Ec.Geol.*Vol 65.

Llambías, E. J. y Malvicini L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 33 (4): 257.

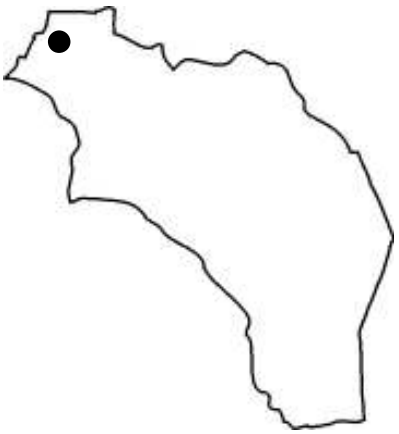
Llambías, E. J. y Rapela, C. 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Asociación Geológica Argentina, Revista,*.44 (1-4): 224-236.

Norton, D. L., 1982. Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments, southeastern Arizona . En *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz.Press. Cap. 3.

Sillitoe, R. H. 1992. Gold and Copper metallogeny of the Central Andes- Past, Present, and future of Exploration Objectives. *Econ. Geol.* 87: 2205-2216.

Zöllner, W. y Amos, A., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal. *Servicio Nacional Minero Geológico. Secretaría de Estado de Recursos Naturales. y Ambiente Humano.*

Cravero, O., 1999. Prospectos auríferos de Peñas Negras, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1343-1347, Buenos Aires.



PROSPECTOS AURÍFEROS DE PEÑAS NEGRAS, LA RIOJA

Osvaldo Cravero[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El proyecto abarca un área de aproximadamente 40 km² ubicada a 6 km del límite internacional con Chile, entre las coordenadas 28°16'-28°20' de latitud sur y 69°24'-69°27' de longitud oeste, a una altitud de 4.000-4.300 m sobre el nivel del mar (figura 1).

Hay tres variantes de acceso a partir de la localidad de Jagué pero la más utilizada implica el recorrido de 200 km siguiendo la ruta internacional a Chile hasta el río Salado y luego huellas mineras hasta Peñas Negras. La distancia a la capital de la provincia es de 580 kilómetros.

El clima riguroso y otros factores hacen recomendable la planificación de visitas o trabajos exploratorios en los meses de primavera y verano.

ANTECEDENTES

El descubrimiento de las áreas de alteración hidrotermal y anomalías en Cu, Pb y Zn tuvo lugar en 1970-73, durante la prospección geoquímica estratégica de la Cordillera Frontal ejecutada por el Servicio Minero Nacional (Plan Cordillera Norte). En 1987-88 las zonas fueron visitadas y muestreadas por geólogos del Bureau de Recherches Geologiques et Minieres (BRGM) mediante convenio con el gobierno de Francia (Bigot y Lafournere, 1988).

La interpretación de imágenes TM hecha por Northwest Mine Services en 1992 detecta las anomalías de color N°14 y N°16, que cubren el área del proyecto.

En el período 1994-97 las empresas Minera Eldorado S.A. y Solitario Argentina S.A realizaron trabajos de prospección y exploración. Los correspondientes a Minera Eldorado S.A. en La Ollita y La Vicuñita pueden dividirse en tres períodos:

-1994/95: Relevamiento geológico y muestreo detallado de taludes, suelos, esquirlas de roca y sedimentos de corriente. Excavación de 43 trincheras (3.567 m) en La Vicuñita y 21 trincheras (2.485 m) en La Ollita.

-1995/96: Estudios geofísicos por los métodos de magnetometría terrestre, I.P. y resistividad. Programa de 20 sondeos cortos en La Ollita (1.116 m) con el sistema de aire reverso.

-1996/97: Relevamiento geológico detallado de toda el área del proyecto. Alrededor de 10 km de trincheras. Aproximadamente 20 perforaciones de aire reverso y 3 con coronas diamantadas en La Ollita. Cinco perforaciones de DDH en La Vicuñita.

El sector Río Tamberías fue inicialmente explorado por Solitario Argentina S.A.(5 perforaciones, 4 trincheras) y posteriormente por Minera Eldorado S.A. (geofísica, muestreo de superficie, etc.).

En 1995 la Secretaría de Minería de la Nación llevó a cabo reconocimientos expeditivos de los sectores La Vicuñita, La Ollita y Río Tamberías, los que fueron nuevamente reconocidos en 1997 y 1998 en cumplimiento del proyecto PASMA y del convenio con JICA/MMAJ/JMEC.

DERECHOS MINEROS

Los derechos del sector La Vicuñita pertenecen a Yamiri S.A.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Delegación La Rioja.*

El sector La Ollita abarca parte de dos cateos cuyos propietarios son Yamiri S.A y Lir-Fer S.R.L.

Los derechos del prospecto Río Tamberías corresponden a Minera Solitario Argentina S.A, actualmente en Joint Venture con Minera Eldorado S.A.

GEOLOGÍA REGIONAL

Estratigrafía

El basamento está formado por areniscas, cuarcitas, limolitas y conglomerados de la Formación Ranchillos (Marcos *et al.*, 1971), de edad carbonífera, en general plegadas y verticalizadas, intruídas y parcialmente metamorfizadas por granitoides permo-triásicos de la Formación Carnerito (Marcos *et al.*, 1971). Un perfil este-oeste a lo largo del paralelo de 28°30´ muestra tres pilares tectónicos de rumbo nornoreste-sursuroeste, de similar altitud (Sierra del Peñón, Cordón de la Brea-Cerro Carnerito-Cerro El Tambero y Cordón Limítrofe) donde afloran estas rocas. Los mas occidentales pertenecen al ámbito de Cordillera Frontal y están separados por una cuenca intermontana mesozoica donde se conservan pequeños afloramientos de conglomerados y areniscas multicolores de Formación Chapitas (Marcos *et al.*, 1971), de edad jurásico-cretácica.

El magmatismo Varíscico está representado por granitos y granodioritas con hipabisales y volcanitas asociadas de composición dacítica-riolítica. En el Cordón de la Brea son granitos peraluminosos, con facies porfiroideas, abundantes xenolitos, pegmatitas y turmalina. Los granitos del Cordón Limítrofe son metaluminosos, similares a los del Batolito de la Costa de Perú (Petford y Gregori, 1994), con escasos xenolitos y pegmatitas.

El magmatismo oligo-mioceno está limitado a la Cordillera Frontal. Son andesitas y dacitas de la Formación Doña Ana (Otamendi *et al.*, 1994), de 27 Ma-19 Ma de edad y riolitas, dacitas y andesitas de la Formación Cerro Tórtolas (Otamendi *et al.*, 1994), de 17 Ma-11 Ma de antigüedad, con espesores mucho menores que en el valle del Cura intruídas y alteradas por domos y diques riolíticos, dacíticos y cuarzo-dioríticos.

El volcanismo plio-pleistoceno, de composición andesítica-basáltica, es de mucho mayor volumen y abarcó todo el ámbito cordillerano; los estratovolcanes riojanos Bonete Grande, Bonete Chico y Piscis se formaron a expensas del mismo. Dentro de la provincia ha sido dividido (Marcos *et al.*, 1971) en Formación Barrancas Viejas y Formación Veladero; la primera, integrada por areniscas, conglomerados, tobas, tufitas y bancos de yeso, está fuertemente plegada y cubierta en discordancia por la segunda, lávica-piroclástica. En el valle del río Blanco, domos, plugs, diques y filones capa andesíticos, traquiandesíticos y basálticos cortan y alteran a los sedimentos carboníferos.

Tectónica

El lineamiento mayor, de rumbo nornoreste-sursuroeste, es seguido por los cursos de los ríos Salado, Macho Muerto y de la Sal. Esta estructura posibilitó el ascenso durante el Mesozoico y Cenozoico del Cordón de la Brea y la consiguiente formación de valles intermontanos. Fracturas paralelas bordean por el naciente al citado cordón, marcando el límite entre Precordillera y Cordillera Frontal.

La fracturación noroeste-sureste es la más importante desde el punto de vista minero porque controla el emplazamiento de la mayoría de los cuerpos hipabisales, vetas y fajas de alteración. Las estructuras principales de este sistema actuaron como cizallas de movimiento dextrógiro, lo que explicaría el cierre hacia el norte del amplio valle del río Macho Muerto y el fuerte plegamiento de la Formación Barrancas Viejas.

Es opinión generalizada que el arroyo Peñas Negras, en sus nacientes, discurre sobre una zona de falla. Si bien la misma no es visible, hay una notable alineación norte-sur de los prospectos Caserones, La Ollita, Río Tamberías, Ritzuko y Río Blanco, quizás asociados a una estructura de ese arrumbamiento.

Se atribuye a los movimientos varíscicos la fuerte deformación de las sedimentitas paleozoicas en Cordillera Frontal (no así en Precordillera). La orogenia Andina habría producido basculamiento y movimiento lateral de bloques, quedando las volcanitas terciarias más antiguas en algunos sectores plegadas y en otros en posición homoclinal. Por su parte, las volcanitas de Formación Veladero yacen en posición subhorizontal, lo que indica el escaso efecto de la neotectónica.

GEOLOGÍA DE LOS PROSPECTOS

Litología

Las características geológicas del área se corresponden con las de la Faja de Maricunga, representando posiblemente el extremo austral de la misma. El basamento está compuesto por granodioritas y cuarzo monzonitas que afloran al oeste de los prospectos. Muy cerca de La Vicuñita, la granodiorita muestra alteración argílica e intensa epidotización en un área de 800 m de ancho y 1.000 m de largo, sin mineralización asociada. Ninguna de las perforaciones ha cortado al basamento granítico en profundidad, por lo que se supone ha sido montado por falla sobre las volcanitas terciarias.

La Formación Doña Ana comienza con un conglomerado basal con bloques de granito sobre el que se depositaron sucesivamente brechas y aglomerados volcánicos, lavas andesíticas y dacíticas, tobas y brechas andesíticas, areniscas-limolitas- tufitas, un conglomerado fluvio glacial y coladas andesíticas. Todo este paquete de al menos 400 m de espesor ha sido plegado y tal vez sincrónicamente intruído por domos dacíticos o cuarzo-dioríticos y sus diques asociados (figura 1).

Los niveles de tipo lacustre indican un hiatus de calma tectónica y actividad eruptiva; el plegamiento de la for-

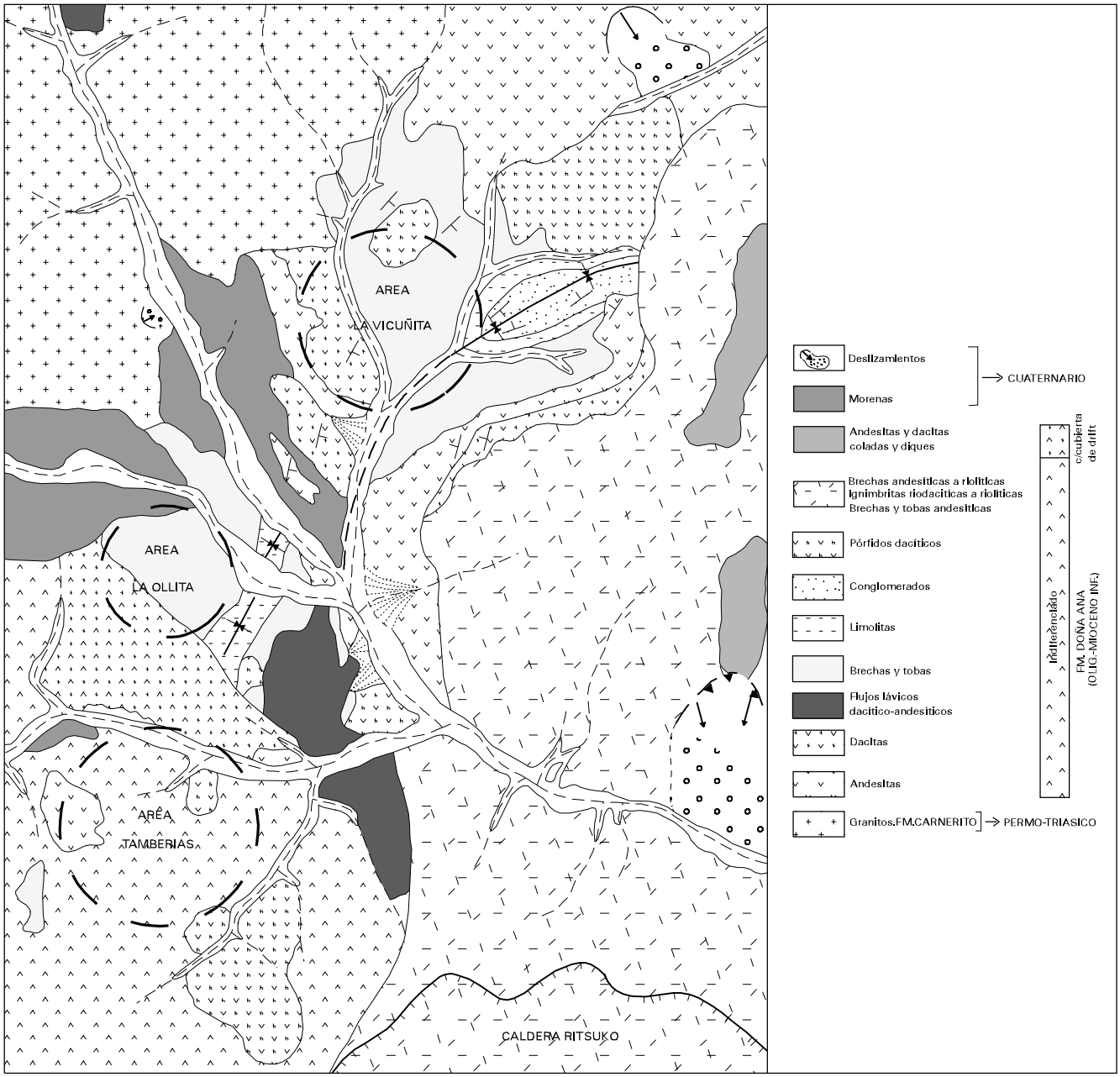


Figura 1. Mapa geológico del área.

mación señala un evento tectónico previo a la depositación de las riolitas, riodacitas y dacitas de la Formación Cerro Tórtolas, que no han sido deformadas y se disponen como estructura homoclinal con inclinación al este.

Niveles morénicos de decenas de metros de espesor aparecen en los costados de los arroyos y rellenan depresiones topográficas.

Evolución magmática y tectónica

La falta de dataciones radimétricas impide precisar con exactitud los períodos de actividad magmática y su relación con la tectónica terciaria. Sin embargo, algunos datos de la región permiten formular una hipótesis al respecto: El prospecto chileno mas próximo es Caserones, a 18 km de distancia y en ambiente geológico similar, con alteraciones datadas en 21-23 millones de años. Los pórfiros mineralizados se encuentran en profundidad, hospedados en la parte basal de la Formación Doña Ana y serían anteriores a la depositación de las areniscas y limolitas. En el sistema porfírico de Cu-Mo Los Mogotes la alteración sericítica ocurrió hace 17 Ma y un pórfido dacítico postmineral, escasamente alterado, se emplazó hace 15,3 Ma (JICA/MMAJ/JMEC, 1999). El sistema epitermal de

	La Ollita	La Vicuñita	Tamberías
Au	3 ppm	6,7 ppm	2,9 ppm
Ag	71 ppm	117 ppm	107 ppm
As	480 ppm	348 ppm	s/d
Cu	125 ppm	3,29 %	88 ppm
Pb	0,46 %	s/d	0,35 %
Zn	s/d	0,19 %	s/d
Bi	36 ppm		
Sb	148 ppm		

Tabla 1. Análisis realizados.

alta sulfuración Cerro Amarillo ha sido datado en 23,1 Ma (JICA/MMAJ/JMEC, 1999), edad que se hace extensiva a sus similares de río La Flecha y Bordo Atravesado, en el área denominada Macho Muerto.

Es posible entonces la presencia de sistemas porfíricos y epitermales de edad oligo-miocena (23 Ma) y otros similares ocurridos en los comienzos del volcanismo de la Formación Cerro Tórtolas (17 Ma). En el área de Peñas Negras ambos eventos estarían sobrepuestos y hospedados en la Formación Doña Ana.

Stocks más jóvenes como el ya mencionado y los que cortan a la Formación Cerro Tórtolas en los prospectos Ritzuko y Río Blanco, no han desarrollado sistemas porfíricos ni mineralizaciones relacionadas.

Alteración hidrotermal

El sector La Ollita aparece como un domo de color amarillento totalmente alterado y rodeado por morenas. En La Vicuñita una uniforme cubierta de derrubios enmascara la alteración, que deberá observarse en trincheras y caminos de acceso. En Río Tamberías hay parches de rocas alteradas cortados por diques más jóvenes inalterados.

Un resumen de las alteraciones observadas es el siguiente:

-Argílica Avanzada: sólo aparece en La Ollita, representada por pirofilita, sunyita y rutilo.

-Cuarzo-sericítica: en La Ollita y La Vicuñita, pervasiva en ésta última.

-Argílica: difundida en toda el área del proyecto.

-Silicificación: solo en La Vicuñita, como fajas estrechas de rumbo norte-sur.

-Propilítica: en los tres prospectos; presencia de clorita, esmectita, albita, calcita.

-Supergénica ácida: en los tres proyectos; se observó caolinita, alunita, jarosita, yeso y goethita.

De acuerdo a datos aportados por perforaciones, la alteración cuarzo-sericítica y la silicificación aumentan en profundidad, predominando en las cúpulas de los pórfiros y rocas encajantes inmediatas. Es probable que las mismas hayan reemplazado a la alteración potásica original, de la cual sólo se han observado finas venillas en superficie y en profundidad.

Mineralización

Excepto minerales de Pb-Zn-Cu observados en vetas de carbonatos en La Vicuñita, la mineralización está contenida en ganga de cuarzo microcristalino, la que se presenta como vetas, finas venillas formando stockworks, fajas de silicificación y relleno de estructuras brechosas.

La variedad de cuarzo opalescente sólo contiene pirita, el cuarzo lechoso es estéril. Para venas ricas de La Ollita las inclusiones fluidas (JICA/MMAJ/JMEC, 1999) revelan temperaturas de formación bastante altas, entre 160°C y 270°C, con salinidades moderadas a bajas.

En estudios calcográficos de La Ollita y La Vicuñita se describen los siguientes minerales: pirita, arsenopirita alterándose a escorodita, calcosina primaria reemplazada por covelina y calcosina secundaria, esfalerita, magnetita, y hematita reemplazando a pirita o magnetita. A ellos deberán agregarse minerales de Au, Ag, Pb, Bi y Sb detectados por análisis geoquímicos.

Geoquímica

Un muestreo expeditivo en las diversas áreas de alteración arrojó los resultados contenidos en la tabla 1.

El elemento más importante, oro, aparece como oro nativo asociado a pirita, Cu y As en venas mesotermales posiblemente relacionadas al intrusivo; y como electrum (Au,Ag) junto a minerales de Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb y Bi en cuarzo epitermal de menor temperatura. Comunicaciones verbales con la empresa Eldorado indican la presencia de anomalías y minerales de Te dentro de la asociación epitermal así como oro supergénico en trincheras de La Vicuñita.

MODELO GENÉTICO

Durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior cuerpos cuarzo-dioríticos se emplazan en parte basal y media de la Formación Doña Ana desarrollando sistemas porfíricos de Au-Cu caracterizados por alteración hidrotermal en su cúpula y encajante inmediato, y presencia de oro nativo asociado a minerales de Cu y As. La tectónica compresiva posterior produce el plegamiento del conjunto, su fracturación y brechamiento. En el consiguiente período de distensión se reinicia la actividad volcánica (Formación Cerro Tórtolas) y a favor de los conductos creados se desarrolla un sistema epitermal relacionado a pequeños stocks de composición dacítica. En esta etapa una fuerte alteración cuarzo-sericítica se sobreimpone a la alteración potásica original y hay desarrollo de alteración argílica avanzada en niveles sub-superficiales; fluídos epitermales circulan por fracturas

y fajas de brechamiento depositando electrum junto a telúros y minerales de Cu, Pb, Zn, As, Sb y Bi. Las aguas meteóricas pudieron intervenir, por enfriamiento, en la depositación epitermal, y están sin duda relacionadas a la aparición de oro supergénico, de grano fino, en trincheras de La Vicuñita.

Se considera a estos prospectos como sistemas porfíricos de Au-Cu con mineralización epitermal sobreimpuesta, pertenecientes al extremo austral de la denominada Faja de Maricunga.

BIBLIOGRAFÍA

Bigot, M. y J. P. Lafournere, 1988. Cooperación Argentina-Francesa en el Campo de la Minería. Primer Programa (La Rioja). Informe Final. p. 92-102. *SEGEMAR*, inédito. Buenos Aires.

JICA/MMAJ/JMEC, 1999. Programa de Relevamiento Regional en el Area de los Andes Orientales de la República Argentina. *SEGEMAR*, inédito. Buenos Aires.

Marcos, O., R. Faroux, M. Alderete, M. Guerrero y R. Zolezzi, 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. *Centro Argentino de Geólogos, 1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 2: 305-318. San Juan.

Otamendi, J., F. Nullo, M. Godeas y N. Pezzutti, 1994. Petrogénesis del volcanismo terciario del Valle del Cura, San Juan, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno,* 5, 2: 1130-1135.

Petford, N. y D. Gregori, 1994. Geological and Geochemical comparison between the Coastal Batholith (Perú) and the Frontal Cordillera Composite Batholith (Argentina). *7º Congreso Geológico Chileno,* 5, 2: 1428-1432.

Danieli, J. C., A. M. Casé y M. A. Deza, 1999. El distrito minero de Andacollo, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1349-1364, Buenos Aires.



EL DISTRITO MINERO DE ANDACOLLO, NEUQUÉN

Juan C. Danieli[1], Ana M. Casé[1,2] y Mario A. Deza[3]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito Minero de Andacollo, corresponde a los antiguos distritos Mineros de Milla Michicó y Malal Caballo (Stoll, 1957), situados en el departamento Minas, en la provincia del Neuquén. Se encuentra al oeste-noroeste de la localidad de Chos Malal y a 260 km al nor-noroeste de Zapala.

Abarca una superficie de 220 km^2 y está comprendido entre los meridianos 70°32´ y 70°43´ de longitud oeste y los paralelos 37°06´8" y 38°59´ de latitud sur (figura 1). Dentro de su área de influencia se encuentran las localidades de Andacollo, cabecera del departamento Minas, Huingancó y los parajes La Primavera y El Alamito que nuclean aproximadamente 2.600 pobladores.

Los accesos, desde Zapala son, por las Rutas Nacionales números 22 y 40, ambas pavimentadas, en dirección al norte, hasta Chos Malal y desde alli, hacia el oeste, por la Ruta Provincial número 43 parcialmente pavimentada.

Los límites naturales del distrito son, por el este y el norte, la Cordillera del Viento, al oeste el río Neuquén y al sur la divisoria entre el río Neuquén y el arroyo Milla Michicó.

Dentro de estos límites el distrito comprende tres zonas (Stoll, 1947), la zona norte donde están las vetas Erika, Aurora y Huingancó entre las más conocidas; la zona centro, con las vetas del cerro Las Minas, y la zona sur con las vetas y aluviones de La Primavera y Los Maitenes-El Salvaje.

Leyes, reservas y producción

Los valores más actualizados, obtenidos de los últimos años de trabajos exploratorios, se refieren exclusivamente a las vetas Erika y Sofía. En Erika se cubicaron 120.249 t con 8 g/t de Au y en Sofía 63.604 t con 15,64 g/t de Au (U.T.E. Aguilar-Kantek, 1991).

Las estadísticas de producción de oro son incompletas. Entre los años 1909 y 1942, la producción anual de oro mantuvo un crecimiento constante, desde 65,225 a 190 kilogramos. Luego disminuyó notablemente llegando a 20 kg en el año 1944, sin volver a recuperar los valores históricos del lustro precedente. A fines de 1949, la producción total de oro de vetas y aluviones era probablemente de 2.000 kg (Stoll, 1957) y entre los años 1963 y 1969 la producción disminuyó llegando a niveles entre 0,5 y 2 kg de Au por año (Fernández Lima, 1978).

Sistema de explotación

Los yacimientos vetiformes fueron explotados mediante laboreos subterráneoas, con desarrollo de galerías, chiflones, cortavetas, y menos frecuentemente a cielo abierto a mediante destapes superficiales y rajos. El enmaderado de labores es frecuente debido a las filtraciones de agua y a la inestabilidad de las cajas y vetas.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento

La existencia de oro en el noroeste de Neuquén es conocida desde el siglo pasado y es probable que los indígenas de la región obtuvieran el metal lavando en los aluviones de

[1] *Dirección Provincial de Minería, Neuquén.*

[2] *Universidad Nacional del Comahue.*

[3] *Cormine S.E.P., Neuquén.*

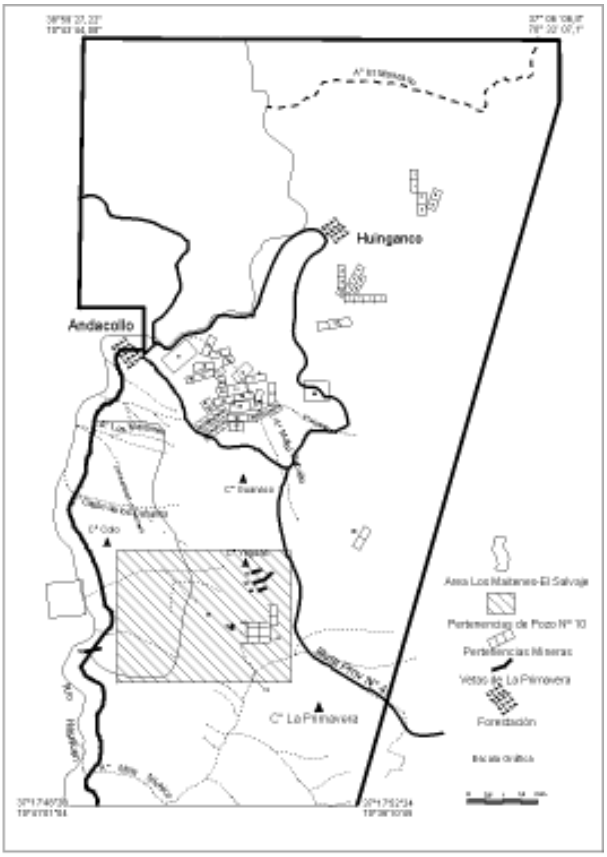


Figura 1. Distrito Andacollo, Neuquén.

los numerosos cursos de agua. Sin embargo no existen registros de una actividad sistemática hasta el año 1892, en que Corydon Hall, proveniente de Chile, descubrió la existencia del metal en el cauce del arroyo Milla Michicó.

En 1900 los hermanos Vivanco, también chilenos, efectuaron las primeras exploraciones en la búsqueda de vetas de oro en la zona del cerro Minas, continuadas dos años más tarde por otro trasandino, el Sr. Ossa, quien en 1906 formó la Neuquén Propietary Gold Mines. De la misma época data la Compañía Aurífera del Neuquén creada para explotar las vetas halladas en Huingancó, así como la Compañia Minera La Julia S.A. descubridora de la veta del mismo nombre en el Cerro Minas.

En el "Padrón Minero del distrito Minero de Milla Michicó y Malal Caballo" producido por Julio Vatín y Gastón Barrié en un informe del año 1911, para la división de Minas, Geología e Hidrología del Ministerio de Agricultura, consta que hasta el año 1909 había en la región 27 minas concedidas, 76 minas solicitadas en tramitación, 97 estacas solicitadas, en tramitación y vigentes, casi todas por oro en veta, una por cobre y algunos aluviones auríferos.

La tradición oral indica que se sacó mucho oro, a pesar de que la mayoría de estos emprendimientos tuvieron una limitada duración, luego de lo cual las vetas fueron abandonadas a los pirquineros por varios años.

En la década del 30 Butler y Virant, dos inmigrantes europeos llegados a la zona atraidos por la aventura dorada, constituyeron una sociedad para explotar las vetas Erika y Aurora, descubiertas a la sazón en Huingancó. Años más tarde, entre 1946 y 1949, la Empresa Minera del Huaracó explotó las minas Sofía y Julia, llegando a instalar una planta de cianuración en cercanías de estas vetas. Por esos años, la Dirección Nacional de Minería encomendó a Walter C. Stoll, la realización de un informe geológico económico de la región, el que fué publicado en 1957, constituyendo desde entonces fuente de permanente consulta.

Hacia fines de los 60 la Dirección General de Fabricaciones Militares, en el marco de las exploraciones del Plan Cordillerano, identificó un área de interés, en el sector suroeste del distrito, Los Maitenes-El Salvaje, con características de un depósito de cobre diseminado, cuya prospección se iniciaba por esos años en el país.

A partir de 1976, la Corporación Minera del Neuquén, una sociedad del Estado Provincial comenzó la exploración en varios aluviones del distrito, extendiendo la misma actividad a las vetas Erika, Sofía y otras menores. Entre 1989 y 199l la exploración de las primeras, es continuada por la Ute Aguilar-Kantek, adjudicataria de la licitación convocada al efecto. Como resultado de lo cual la firma alcanzó a determinar en ambas minas una reserva del orden de los 2.300 kg de oro.

Durante 1993 y 1995 Placer Dome International, explorando el área localizó en el sector sur del distrito una zona con evidencias de alteración hidrotermal, en la que realizó 1.142 m de sondeos sin hallar mineralización de la magnitud esperada.

En la misma área, Cameco Argentina S.A., realizó durante 1996 trincheras para muestreo geoquímico, y 2.890 m de sondeos con aire reversa, igualmente sin los resultados deseados.

Casi simultáneamente, Minera Andes S.A. exploró una franja en el paraje Cura Mallín, al sur de los anteriores, con 1.208 m de sondeos cuyos resultados no alentaron la continuidad de la exploración.

Actualmente, Cormine SEP mantiene un contrato con Minera Andacollo Gold S.A..para la explotación de las minas Erika y Sofía, con la opción de continuar la exploración en otras vetas y sectores de interés en el distrito.

Tareas de exploración

Las primitivas tareas de exploración consistían en trabajos de reconocimiento y explotación por medio de socavones, permitiendo la exploración rápida y económica hasta profundidades de 200 a 300 m bajo la cumbre de los cerros. La selección de áreas favorables, tanto para depósitos en aluvión como en vetas se hacía lavando a la batea y a la poruña, en los arroyos.

La Dirección Nacional de Fabricaciones Militares y La Dirección Provincial de Minería del Neuquén, contribuyeron, en el marco de sus proyectos de prospección-exploración, al conocimiento de las posibilidades del distrito, con trabajos de geología regional y geoquímica.

PROPIETARIOS

En la actualidad, la propiedad de los yacimientos vigentes corresponde a la Empresa Provincial Cormine SEP, Sucesión Seguín, y sucesión Teodoro Liptak (Padrón Minero de la Provincia de Neuquén, 1998).

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento de la región está constituido por unidades sedimentarias del Paleozoico superior, representadas por la Formación Arroyo del Torreón (Mendez *et al.*, 1995) corresponde a las antiguas Tobas Inferiores o Basamento Carbonífero de Zollner y Amos (1995). Aflora en el arroyo Memanqué de la localidad de Andacollo. Esta compuesta por tobas riolíticas de color blanco-ocre sin fósiles y sin estratificación entre las que se intercalan mantos de riolita y bancos lenticulares de tufitas y areniscas cuarcíticas color blanquecino y verde grisáceo, con algunas intercalaciones locales de lutitas negras. Zollner y Amos estimaron el espesor en más de 1.500 metros. Se vincularían a un volcanismo ácido, anterior a la Formación Huaraco, de edad carbonífera superior que le sobreyace.

Continúa la Formación Huaraco (Zollner y Amos, 1955) que aflora entre el cerro del Torreón y el arroyo Memanqué. Descansa en discordancia angular sobre la formación Arroyo del Torreón . La secuencia está integrada por lutitas y limolitas de color verde oscuro a negro. En la parte inferior se intercalan lentes arenosas y de ortocuarcitas de color verde ocre. En la parte superior las intercalaciones corresponden a areniscas oscuras bituminosas y subgrauvacas gris verdoso, y conglomerados con clastos de lutitas y riolitas.

Por encima se dispone la Formación La Premia (Méndez *et al.*, 1995) con la que se designan a las Tobas Superiores (Zöllner y Amos, 1955), aflorantes desde el sureste de Huingancó hasta el arroyo Memanqué. Se dispone en leve discordancia sobre la Formación Huaraco. Está integrada por tobas arenosas andesíticas de colores gris verdoso a negro, compactas, sin estratificación visible. Zollner y Amos estimaron un espesor de 500 m para esta unidad.

Siguen plutonitas del Pérmico inferior a medio. Intruyen a la Formación La Premia, se trata de un stock de granodiorita, cuyos principales afloramientos se hallan al este de Huingancó, y un stock de granito, que aflora al norte de dicha localidad, principalmente en los arroyos Manzano y Rahueco. Este último podría ser posterior al stock granodiorítico por comprender una facies más diferenciada. Ambos intrusivos estan cubiertos en discordancia por las Volcanitas Choiyoi.

En el arroyo Huaraco, en las cercanías de la antigua planta de tratamiento de la Empresa Minera Huaraco, afloran pequeños cuerpos subvolcánicos riolíticos, también incluidos entre las rocas eruptivas neopaleozoicas (Llambías, 1986).

El Complejo Eruptivo Gondwánico (Méndez *et al.*, 1995) está representado por las Volcanitas Choiyoi (Groeber, 1946), que sobreyacen al Carbónico en forma discordante aflorando en la cumbre y las laderas occidentales de la Cordillera del Viento. Son rocas volcanoclásticas de origen continental. La base está constituida por un conglomerado, sobre el cual se encuentran depósitos de caída y basaltos. Presentan estructura fluidal y diaclasamiento moderado a intenso. Localmente hay coladas brechosas, formadas por fragmentos de volcanitas dentro de una masa vítrea.

En la Cordillera del Viento la sección media, permite observar una discordancia erosiva entre esta y la sección anterior. Esta compuesta por riolitas, ignimbritas y tobas líticas, vítreas y vitro-cristalinas de composición riolítica, localmente se encuentran intercalaciones de riodacitas, dacitas, brechas, escasos basaltos y cuarcitas.

La sección superior aflora con un pasaje concordante. Se integra con andesitas, tobas y tufitas, con intercalaciones de brechas y areniscas tobáceas.

De acuerdo con dataciones radimétricas entre 252±14 y 235±10 Ma (Caminos *et al.*, 1979, 1982) las volcanitas Choiyoi son referibles al lapso Pérmico inferior-Triásico inferior, alcanzando en parte al Triásico medio temprano.

Al ciclo Precuyano (Gulisano, *et al.*, 1984) se asignan los depósitos que afloran en el sur del distrito, mapeados por Zöllner y Amos (1973) como Liásico tobáceo, probablemente correspondan al Rético de Lambert (1946). Corresponden a depósitos piroclásticos aunque también se encuentran secciones clásticas en facies continentales. Son tobas riodacíticas y riolíticas asociadas localmente a derrames de lavas ácidas y ocasionalmente básicas.

Se asienta en forma discordante sobre el Basamento. En el sur del distrito se lo encuentra en el arroyo Milla Michicó (115 m), en el cerro La Primavera (110 m). Se le asigna edad jurásica inferior.

El Grupo Cuyo se dispone en esta zona sobre la discordancia Intraliásica, y está representado por la Formación Los Molles consistente en pizarras calcáreas y areniscas; contiene intercalaciones de areniscas tobáceas, ocasionales calizas micríticas y pelitas negras de interior de cuenca.

La Formación Tábanos está integrada por calizas yesosas nodulares y brechas intraformacionales.

Hay intrusivos del Jurásico-Cretácico consistente en cuerpos dioríticos y tonalíticos que intruyen a las Volcanitas del Choiyoi en la Zona sur del distrito, y afloran en los Maitenes-El Salvaje y La Primavera.

La Formación Cayante, del Grupo Molle, aflroa en el flanco occidental de la Cordillera del Viento, desde Las Ovejas entre los ríos Nahueve y Neuquén, hasta el sur de Andacollo en las cercanías de El Huecú. Constituye una potente secuencia extrusiva de coladas andesíticas anfibólicas, coladas brechosas, mantos de brechas y aglomerados volcánicos (Llambías y Rapela, 1989) de edad terciaria.

El Cuaternario está representado por numerosos depósitos fluvioglaciales aterrazados en los arroyos del área constituyendo sólo ocasionalmente soporte adecuado para el desarrollo de suelo en el tramo medio del Arroyo Cajón de los Caballos y en la margen izquierda sobre la desembocadura del arroyo Colo.

Cut-off 5g/t Toneladas	g/t Au	Categoría	Cut-off 3g/t Toneladas	g/t Au
60.203	9,20	Positivo	69.759	8,58
61.123	10,40	Probable	65.829	9,95
121.326	9,80	Industriales	135.588	9,25
7.922	8,54	Posible	7.922	8,54
120-249	9,73	Total	143.510	9,21
9.000	7,18	Desmontes	9.000	7,18

Tabla 1. Reservas y leyes de Mina Erika.

MINA ERIKA

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Se encuentra 1 km al estesureste de la localidad de Huinganco unos 10 km al oeste-suroeste de la localidad de Andacollo, cabecera del departamento Minas, en el noroeste de la provincia del Neuquén. Huinganco tiene una población de 635 habitantes, escuela primaria, puesto sanitario, vivero forestal y una piscifactoría.

Leyes, reservas y producción

En la tabla 1 se indican las reservas y leyes, a partir de los datos de la UTE Aguilar-Kantez (1991). A los fines de una mejor ponderación de los mismos se tuvieron en cuenta los siguientes parámetros: Las muestras altas erráticas fueron reemplazadas por los promedios, tomando en cuenta las muestras vecinas. Espesor mínimo, 1 m, este aspecto posiblemente no ha influido ya que casi todas las muestras son de un ancho mayor al metro. Peso específico 2,7 t/m^3. Las leyes de muestreo fueron castigadas en un 15%, para compensar errores de muestreo y análisis. Se consideraron reservas accesibles aquellos bloques que tenían un nivel inferior habilitado. Se calcularon las reservas para un *cutoff* de 3 g/t y para 5 g/t de Au.

Según Stoll (1957) hasta el año 1949 la producción estimada de mina Erika era de 200 kg. de oro fino. Desde esa fecha hasta el presente no existe información fehaciente que permita conocer la producción de ese período. Actualmente el yacimiento se encuentra inactivo.

Sistema de explotación

El método de explotación utilizado en todas las épocas fue de laboreo por galerías con enmaderado y relleno donde era necesario.

Para el caso de futuras explotaciones, los últimos estudios permitieron recomendar el corte y relleno cementado con material más resistente que favorezca la existencia de un techo perfectamente controlado con posibilidades de recuperar el 100% de las reservas.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración y explotación

La veta fue descubierta por Francisco Virant en 1933. Los trabajos se iniciaron en 1938, y continuaron en forma intermitente hasta fines de la década del cuarenta. Todo el mineral tratado provenía de la zona de oxidación.

Los trabajos mineros comenzaron con una labor a cielo abierto en el sector oriental de la veta por encima de los 1.500 m sobre el nivel del mar. Posteriormente entre los 1.400 y los 1.500 m s.n.m. se ejecutaron tres galerías correspondientes a los antiguos niveles I, II y III.

Desde estas galerías se hicieron laboreos exploratorios y realces para alcanzar las partes más ricas de esta zona de oxidación, la cual fue completamente extraída.

En 1949 se realizó una labor cortaveta en los 1.260 m s.n.m., la que interceptó una veta angosta bien mineralizada con cuarzo.

En el año 1973 los derechos pasaron a la Coopertaiva Minera Huingancó Ltda., por caducidad de los anteriores y en 1977 se adjudicó a Cormine S.E.P.

Entre los años 1978-88 Cormine S.E.P. llevó a cabo numerosas labores de exploración, entre las que se cuentan 3.146,5 m de labores subterráneas.

Los últimos trabajos de exploración fueron realizados en el año 1989 por la U.T.E. Aguilar-Kantek al adjudicarse la licitación de la mina y Area de Reserva, los cuales consistieron en ejecución de labores subterráneas, geoquímica de suelos, geofísica (Turam), muestreos, cubicación y estudios metalúrgicos. Los trabajos de la U.T.E. Aguilar-Kantek finalizaron en el año 1991.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La unidad geológica más antigua en el área de mina Erika son las sedimentitas de la Formación Huaraco. Constituyen el techo de la estructura y afloran en superficie desde la zona de la bocamina del nivel 8 hacia el oeste y en el el techo y piso desde el nivel 0 hacia el oeste. En el interior de la mina aparecen en la caja del techo en el nivel 7 por ejemplo y constituyen ambas cajas de la estructura al oeste de la Chimenea N° 1 del nivel 0.

El Granito Huinganco, en el área de mina se presenta en una facies diorítico-tonalítica que en superficie constituye la caja sur de la estructura al este de la playa del nivel nivel 0.

La geología se completa con pequeños cuerpos subvolcánicos de composición andesítico-dacítica probablemente de edad terciaria inferior (figura 2).

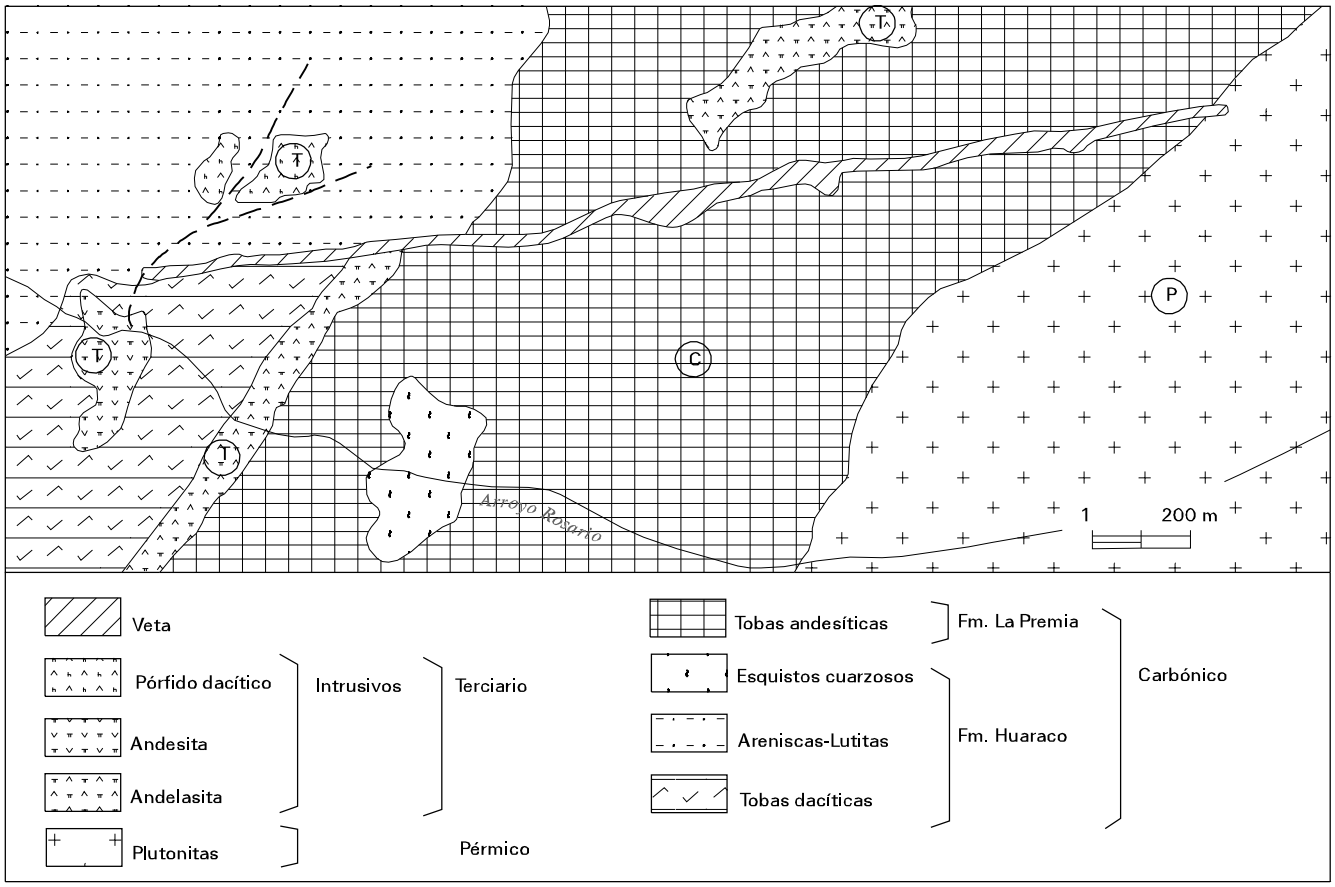


Figura 2. Mina Erika: Geología.

Estructura

La veta se encuentra alojada en una falla normal de origen gravitacional, (Stoll, 1957) con una componente importante en el sentido del rumbo (Danieli *et al.*, 1979). El rumbo de la falla es norte 75°E e inclina al norte desde 75° hasta prácticamente subvertical. En superficie se la puede reconocer a lo largo de una corrida de 1.200 m y presenta una exposición vertical de 250 m aproximadamente (entre el nivel 8 y el sondeo D.D.H. 27 ubicado por debajo del nivel 0.

Tectónicamente la estructura corresponde a un proceso de deformación mecánica en el campo frágil, asociada a zonas de cizalla con espacios abiertos, ubicada posiblemente en la región de las fracturas en la zona de transición entre extensión y cizalla (Domínguez y Gómez, 1988).

La falla acredita sucesivas reaperturas con posterior relleno, a través de la presencia de venillas de cuarzo y calcita que interceptan el plano de la falla principal.

Morfología

La veta consiste en brecha de relleno y reemplazo formada por clastos de roca de caja cementados por cuarzo cristalino, color blanco lechoso que contiene metacristales de pirita en parte oxidada, con sucesivas refracturaciones con un diseño combinado de libro y cinta, en el cual se integran fragmentos de roca de caja, de aspecto elipsoidal alterados y reemplazados, clastos y venillas de cuarzo y calcita y jaboncillo de falla, clorita y materia carbonosa. Domínguez y Gómez (1988) describen estructuras costrificadas con drusas con cristales implantados en las venillas de cuarzo y calcita.

La mineralización económicamente explotable forma clavos de diversa forma y tamaño distribuidos en sentido longitudinal y vertical en zonas afectadas por intensa fracturación. De acuerdo a esta disposición, se considera que solo el 60% de la corrida contiene zonas explotables que alternan con zonas de leyes menores a 5 g/t de Au.

Cuando el fallamiento es intenso también se encuentran considerables volúmenes de roca de caja alterada o fresca con abudante pirita aurífera.

En algunos sectores se observan dos y hasta tres ramificaciones de la estructura, tanto en superficie como en las labores subterráneas.

El oro se encuentra diseminado en los distintos componentes de la brecha, por lo que la zona mineralizada comprende:

1) Brecha compuesta por fragmentos de cuarzo, cementada por relleno de falla arcilloso con materia carbono-

sa, con porcentajes variables de oro grueso, cuyo espesor varía de 0,20 m a 2,00 metros.

2) Una brecha de relleno con clastos de cuarzo o de roca de caja cementados por calcita y con sulfuros diseminados. La potencia varía entre 1,50 m y 3,00 metros.

3) Caballos de roca de caja intensamente alterados, con abundante pirita de grano fino diseminada.

En cuanto a las rocas de caja en el labio sur de la falla mineralizada las rocas varían su composición de pórfido diorítico a tonalitas y en el labio norte el intrusivo es un pórfido tonalítico, con bancos de areniscas y limolitas intercalados a modo de *roof pendant*.

Alteración hidrotermal

Domínguez y Gómez (1988) diferenciaron tres estadios de alteración hidrotermal que en orden decreciente de edad son: sericitización, cloritización y carbonatización. De ellos sólo el primero corresponde únicamente a un cambio en la roca de caja, mientras que los dos restantes se manifiestan simultáneamente como relleno de fracturas y alteración de la caja.

Sericitización: es la alteración más antigua, está caracterizada por la presencia de sericita, cuarzo y pirita. Las rocas afectadas por esta alteración presentan una coloración pardo blanquecina. Se la encuentra en ambas cajas, asi como también en los restos de roca de caja que hay en la zona de falla. En general la sericita es de grano fino con texturas afieltradas o irregulares y reemplaza a la matrix y a los feldespatos que aparecen como sombras al microscopio (Domínguez y Gómez, 1988).

Cloritización: es la alteración más abundante y es la que le confiere el típico color verde oscuro a las rocas de caja en la zona de falla. La clorita según Domínguez y Gómez (1988) se presenta como pequeñas fibras implantadas sobre las paredes de las fisuras y se continúa con venillas penetrativas en la rocas de caja sobreimponiéndose y cortando a la alteración sericítica antes descripta. Las venillas presentan bordes de reemplazos y aparecen también nidos con fibras irregulares y texturas en penacho. Estas venillas en parte tienen formas ahusadas.

Carbonatización: En la roca de caja hay finas venillas de calcita que cortan y en parte reemplazan a la alteración sericítica e interceptan a venillas de clorita y de cuarzo presentando texturas en diente de perro. Las venillas son paralelas con ramificaciones y anastomosamientos. Si bien tanto en cuarzo como en calcita sus venillas son casi paralelas, no lo son entre las dos especies minerales, ya que las de calcita interceptan a las de cuarzo con un ángulo pequeño.

En la veta la calcita se deposita sobre el cuarzo de primera y segunda generación y rellena drusas de este mineral. También se la encuentra depositada sobre la roca de caja con cristales implantados y drusas. Las venillas de calcita cortan además con ángulo pequeños a los restos de roca de caja, a las venillas de cuarzo y a las láminas de materia orgánica. Las venillas son dilataciones, ramificadas y con reemplazos incipientes en las paredes.

Suelen aparecer además pequeños cristalitos de cuarzo dentro de las venillas de calcita, asi como también pirita y calcopirita.

Otro elemento destacable es la piritización de las cajas, variando los límites de este fenómeno según los sectores y la complejidad estructural presente. Los contenidos de oro de estas zonas pueden llegar hasta 2 g por tonelada.

Mineralogía

La zona de falla está ocupada en un 70% por roca de caja y jaboncillo de falla, cementados por venas y venillas anastomosadas de cuarzo y calcita. Diseminada en la roca de caja y en las venas aparece pirita, con blenda y galena subordinadas. Los sulfuros no sobrepasan el 1% de la mineralización, con oro libre como asociado a los sulfuros, como minerales de ganga hay sericita, ankerita, caolinita, clorita y calcita (Stoll, 1957).

La mineralización se formó en dos estadios hipogénicos; durante el primero se depositaron cuarzo, pirrotina, arsenopirita, galena, esfalerita, galena argentífera y argentita; en el segundo se depositaron pirita, calcopirita, oro, calcita, covelina y digenita (Casé y Danieli, 1975). Estudios posteriores realizados por la U.T.E. Aguilar-Kantek (1991) comprobaron la presencia de trazas de calcosina, covelina y bornita, además de los minerales de la paragénesis mencionada. La zona de oxidación tiene una profundidad de entre 20 y 40 m, en ella se encuentran goethita, hematita y carbonatos de cobre a los cuales se asocia el oro liberado de los sulfuros y cuarzo.

Inclusiones fluidas

Domínguez y Gómez (1988) estudiaron las inclusiones fluidas en el cuarzo (fundamentalmente el de primera generación) encontrando inclusiones de tipo I, II, III y IV, según la clasificación de Nash (1976). La depositación del cuarzo y calcita junto a sulfuros y oro se verificó a una temperatura entre 270 °C y 290°C con oscilaciones entre 250°C y 370°C. No existe una variación vertical ni en la alteración ni en la temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas en los 120 m estudiados en sentido vertical (entre el nivel 8 y el nivel 0).

Los fluidos del sistema hidrotermal fueron levemente ácidos en su origen y alcalinos durante la mayor parte de la vida del sistema. Dos fluidos intervinieron en el sistema hidrotermal: uno subsaturado, que tuvo la máxima importancia en los niveles superficiales y los estadios últimos del sistema que tiene una salinidad del 5 al 8% en peso con fases de ebullición temporaria; otro, saturado, con salinidades mayores de 26% en peso que se presenta en los niveles más profundos de la mina. Este fluido es posiblemente de derivación magmática mientras que el primero es de derivación meteórica.

MODELO GENÉTICO

La edad de la mineralización se ha considerado eoceno, dato aún no certificado por dataciones radimétricas.

La mineralogía y estructura interna, de la veta nos permiten ubicarla dentro de la clase mesotermal de Lindgren.

Erika como la gran mayoría de las vetas y las áreas con anomalías de oro estarían relacionadas genéticamente con los pórfidos dacíticos y tonalíticos. Esta relación estaría indicada por la asociación espacial de roca y vetas y por la probable edad eocena de las rocas ígneas intrusivas antes citadas.

Cut-off 5 Toneladas	g/t Ley g/t Au	Categoría	Cut-off 3 Toneladas	g/t Au Ley g/t Au
22.602	14,08	Positivo	22.602	14,08
30.546	16,54	Probable	33.431	15,40
53.148	15,49	Industriales	56.033	14,87
10.456	16,36	Posible	12.636	13,70
63.604	15,64	Total	68.669	14,65

Tabla 2. Reservas y leyes de Mina Sofía.

MINAS SOFÍA, JULIA, AURORA, HUINGANCO Y FORTUNA

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos Sofía, Julia, Aurora, Hunganco y Fortuna comparten igual marco geológico e historia, por lo que estos datos son comunes a todas ellas.

MINA SOFÍA

Ubicación

Se encuentra ubicada en la ladera nororiental del cerro Minas. Para llegar hasta el nivel 4 desde Andacollo se recorren 2,5 km del camino une dicha localidad con Huinganco y desde allí 1,5 km de una huella que se interna en el cerro.

Otra forma de llegar es, saliendo de Andacollo por la Ruta Provincial 43 en dirección a Chos Malal se recorren 5 km y a esa altura se toma una huella minera que bordea la cima del cerro Minas hasta llegar a la bocamina de los Niveles 1 y 2.

Leyes, reservas y producción

El último cálculo de reservas lo realizó la U.T.E. Aguilar-Kantek en el año 1991 teniendo en cuenta los siguientes parámetros: Los valores de muestreos altos y erráticos fueron reemplazados por los promedios, tomando en cuenta las muestras vecinas. El ancho mínimo de explotación fue considerado en un metro. El peso específico se lo consideró en 2,7 t por metro cúbico. Las leyes de muestreo fueron castigadas en un 15% para compensar errores de muestreo y análisis. Se consideraron reservas accesibles aquellos bloques que tenían un nivel inferior habilitado.Se calcularon los bloques con ley superior a 3 g/t de Au, aplicándose un *cutoff* de 5 g/t de Au.

Con todos estos elementos se llegó a las reservas que se indican en la tabla 2.

Según Stoll (1957), la producción de oro fino en el período 1946-1949 fue de unos 45 kilogramos. No se conocen estadísticas de producción fehacientes para fechas anteriores o posteriores a ese período.

En la actualidad el yacimiento se encuentra inactivo.

Método de explotación

La U.T.E. Aguilar-Kantek propuso el método Realce sobre Saca para la explotación del depósito considerando las características de la roca de caja. Así con el fin de recuperar la totalidad del mineral, se conformaría un subnivel 4 m por encima del nivel principal de extracción, mediante un falso pilar horizontal que se construye con relleno cementado reforzado. Este falso pilar tendría un diseño especial, con descargas cónicas en los puntos de extracción, que facilita la extracción del mineral sin necesidad de paleo.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento, tareas de exploración y antiguas explotaciones

El yacimiento, descubierto en 1906 por los hijos de Salvador Quiroga, correspondía a una única mina llamada Sofía-Julia, cuyas cuatro pertenencias fueron divididas adjudicándose, 2 para mina Sofía y dos para Julia.

Posteriormente esta y otras propiedades del cerro Minas pertenecientes a la compañía La Julia S.A., pasaron en 1907 a la empresa Neuquén Proprietary Gold Mines.

En 1930, dichas propiedades fueron adquiridas por la compañía Selección Minera. En 1946 Aurelio Leonardi formó la empresa Minera del Huaraco S.R.L. que adquirió gran parte de las propiedades del cerro Minas. Así los antiguos laboreos en la veta Sofía fueron abiertos y extendidos, explorándose un pequeño tonelaje de mineral. Además se rehabilitaron el molino, los caminos y demás construcciones. La producción se inició en abril de 1946, continuando los trabajos en forma intermitente hasta mediados de 1949, cuando las tareas se paralizaron por agotamiento del mineral desarrollado y además porque la recuperación por amalgamación era antieconómica.

La producción total de la compañía desde sus comienzos hasta fines de marzo de 1949 fue de unos 45 kg. de oro

de fineza de 650/1.000. Correspondientes a 2.000 a 3.000 t métricas de mineral procesado.

Posteriormente la empresa, con el apoyo financiero del Banco Industrial, instaló en el arroyo El Manzano, una planta de cianuración para 50/60 t/d, una usina hidroeléctrica de 500 KVA, un cable - carril mina - planta de 2 km un laboratorio, fundición, campamento.

Aunque la empresa fracasó llegó a desarrollar 1.018 m de galerías en cuatro niveles.

Entre 1981 y 1983 Cormine S.E.P. llevó a cabo la rehabilitación de los niveles 2 y 3 y se construyeron 700 m de galerías y chimeneas.

En 1989 - 1991 la U.T.E. Aguilar-Kantek ejecutó 220,5 m de galerías, piques y estocadas, así como 1.759 m de sondeos.

Cormine SEP es la propietaria del yacimiento y ha firmado un contrato de usufructo de explotación por esta y otras minas del distrito con la empresa Minera Andacollo Gold S.A.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La unidad geológica más antigua en el área de mina Sofía es la Formación Arroyo del Torreón (Mendez *et al.* , 1995) compuesta por tobas . Son rocas duras que forman afloramientos de relieve notorio lo que produce un fuerte contraste con el suave relieve que forman las sedimentitas de la Formación Huaraco que la suprayacen (Stoll, 1957).

Megascópicamente se observan cristales de plagioclasa, cuarzo, pirita, epidoto y fragmentos líticos angulosos, todos ellos dispersos en una matriz de grano fino, de composición feldespática, pero que se encuentra casi totalmente alterada. Las alteraciones que afectan a estas rocas son fundamentalmente silicificación y sericitización (Stoll, 1957).

Esta unidad es considerada como carbonífera o precarbonífera y en superficie constituye la caja norte de mina Sofía (figura 3).

Sigue en edad la Formación Huaraco que constituye la caja sur. Esta formación está compuesta por argilitas y argilitas arenosas, con areniscas de grano fino. Hay intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas y de tobas. Esta unidad es de origen marino, de la zona nerítica, tal como lo indican su contenido fosilífero, las variaciones de la litología y el hábito lenticular de la facie arenosa (Stoll, 1957).

En el flanco nororiental del Cerro Minas y al sur de la mina Sofía es notable la presencia de bancos de areniscas cuarcíferas gruesas y masivas, de colores rosados a pardo claras. Estas areniscas además son en algunos sectores conglomerádicas y ligeramente arcósicas. Hay afloramientos de estas areniscas entre las vetas Sofía, Julia y la veta Valencia.

La edad de la Formación Huaraco es carbonífera superior.

En cuanto a las rocas intrusivas se observa la presencia de cuerpos subvolcánicos de composición riolítica que están intruyendo a las tobas de la Formación Arroyo del Torreón en la caja norte de mina Sofía. De acuerdo con Llambías (1986) la edad de estos cuerpos es pérmica (260 ±10 Ma).

Además cabe mencionar la presencia de un pórfiro dacítico (se trata posiblemente de un dique) ubicado al norte de Sofía y aproximadamente paralelo al rumbo de la veta. En superficie aflora en el camino que conduce al nivel 1 y en la estocada que hay en la caja norte del nivel 2 dentro de mina. Este camino antiguamente conducía a la base del cablecarril mina-planta en la época de explotación de la empresa Minera del Huaraco S.R.L. y también a la bocamina del nivel 4.

El pórfiro dacítico presenta fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una pasta de grano fino de color grisáceo. Determinaciones geoquímicas realizadas en muestras de este intrusivo arrojan valores anómalos de oro de hasta 1 g por tonelada. La edad de estas rocas es probablemente neopaleozoica (Llambías, 1986).

Estructura

La veta Sofía tiene un arrumbamiento general N75°E subvertical a vertical, con un espesor de 40 a 80 centímetros. Según Stoll (1957) esta veta, junto con Julia y las denominadas Valencia y 25 de Mayo, ocupan una ancha zona de falla de tipo normal, en el cual el rechazo vertical puede ser medido en parte por el desplazamiento de un estrato de arenisca gruesa que está cortado por las vetas.

Morfología

La veta Sofía está formada por venas de cuarzo aurífero con sulfuros, entre los que se intercala roca alterada y mineralizada como relleno de una falla normal con caja de lutitas en su labio sur y areniscas y tobas en el norte. Las rocas de caja no presentan brechamiento postmineral.

En Sofía la mena se encuentra formando clavos de diversas formas y tamaños variados distribuidos en sentido horizontal y vertical. Estos aparecen en zonas de intensa fracturación. De esta manera la veta presenta zonas de alta y baja ley alternadamente.

Mineralogía

La mineralización consiste en pirita, galena, calcopirita y esfalerita aurífera, en ganga de cuarzo. La caja de la veta es roca alterada con escaso oro diseminado. El oro se encuentra 60% asociado a sulfuros y 40% libre en cuarzo.

La parte expuesta de la veta Sofía se encuentra oxidada por meteorización, caracterizándose por la presencia de oro libre. La zona de oxidación tiene una profundidad de unos 30 metros. Por debajo se encuentra la zona de sulfuros.

MODELO GENÉTICO

El modelo genético de mina Sofía se considera equivalente al de mina Erika.

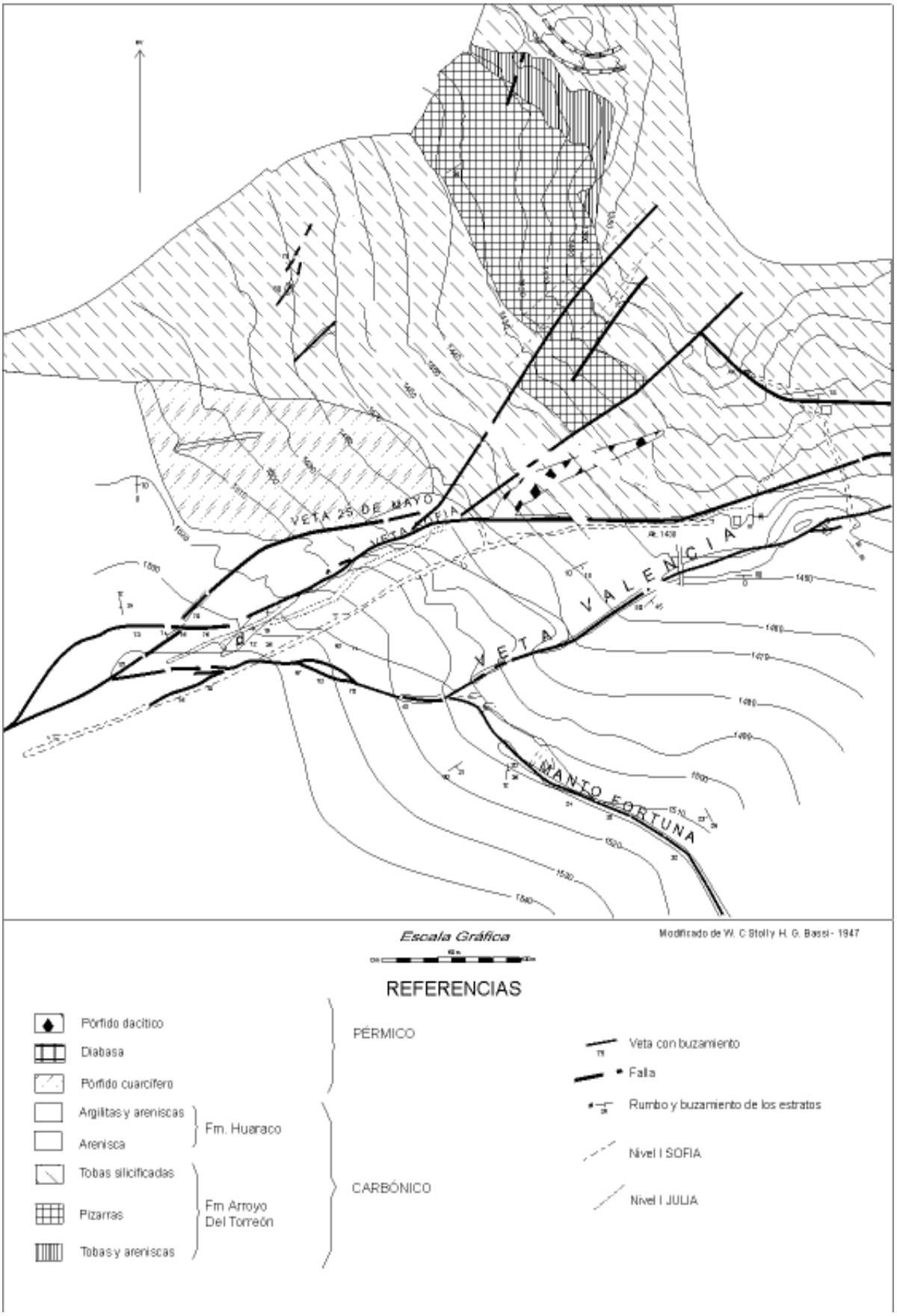


Figura 3. Mina Sofía. Relevamiento Geológico.

MINA JULIA

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Vatín y Barrié (1911) mencionan que existían tres secciones de noreste a sureste: la primera de 35m de largo con una ley promedio de 52 g/t de oro, con un ancho medio de 0,94 m; la segunda de 137 m de largo con una ley promedio de 15,5 g/t de oro, con un ancho medio de 0,77 m; la tercera sección con un largo de 197 m, con una ley promedio de 35 g/t, con un ancho medio de 0,77 metros.

Sister (1981) presenta un plano de la década del cincuenta, donde muestra una serie de laboreos de extracción en la zona de influencia del nivel 1 en el que pueden apreciarse distintos bloques con sus respectivas potencias y leyes. Los espesores de la veta varían entre 0,42 y 1,70 m y los tenores de oro entre 6,38 y los 62,3 g/t de oro.

En la actualidad el único laboreo accesible en mina Julia es el nivel 2, que es una continuación de mina Sofía y que contiene entre 2-3 g/t hasta 55 g/t de oro.

El yacimiento se encuentra inactivo desde la década del 60.

El método de explotación empleado fue, como en las otras vetas del distrito, mediante cortavetas, galerías, chiflones y piques con enmaderado y relleno. Para futuras explotaciones se recomienda el método realce sobre saca.

OTRAS MANIFESTACIONES VETIFORMES

MINA AURORA

Se encuentra en el flanco norte del cerro de la Erika, al sur del arroyo Huemules y a unos 4 km al este de la localidad de Huinganco.

La veta tiene un rumbo N30-35°E y puede seguirse durante unos 200 m, en una serie de labores a cielo abierto (Stoll, 1957), hoy totalmente aterradas. La estructura se se aloja en el pórfido diorítico-tonalítico, que constituye la caja sureste de la veta y la formación Huaraco, que forma la caja noroeste de la misma.

Fue trabajada por Butler y Virant desde 1937 a 1940 con una producción de unos 10 kg, de oro fino, obtenidos de 200 t de mineral extraído y molido. Según Stoll (*op. cit.*) estos trabajos consistieron en laboreos superficiales de hasta 38 m de profundidad y ejecutaron además dos cortavetas, con sendas galerías en veta. Señala Stoll que el ancho promedio era de unos 10 cm y la mineralización estaba formada por cuarzo y pirita, oxidados en superficie.

Hacia fines de 1981 Cormine S.E.P. limpió y muestreó los cortavetas superior e inferior, ejecutando en este último tres estocadas de exploración sobre las rocas de caja.

Entre abril de 1987 y febrero de 1988 se reacondicionó y amplio el cortaveta inferior (nivel 1) y se ejecutó otro más abajo, con un desnivel de 40 m, al que se llamó cortaveta nivel 0.

Esta última galería cortó la estructura mineralizada aproximadamente en el progresiva 81,50 m (la estructura tenía un espesor de 0,25 m).

La veta es angosta de 0,15 m de espesor promedio, con leyes erráticas que oscilan entre 40-50 g/t de oro a vestigios.

Las cajas no presentan mineralización económicamente explotable.

Esta manifestación de escaso valor económico es explotada en la actualidad en forma esporádica por pirquineros.

MINA HUINGANCO

Esta mina, ubicada inmediatamente al oeste de la mina Erika, podría constituir la prolongación de esa estructura y se encuentra ligeramente desplazada hacia el sur por una falla de unos 10 m de longitud. Tiene un arrumbamiento general N75°E inclinando al igual que Erika al norte desde 75° hasta subvertical. Las rocas de caja son las sedimentitas de la formación Huaraco.

Persisten en la actualidad como remanentes de antiguas labores, un pique realizado sobre la veta y un cortaveta que permite ver la estructura mineralizada que mide entre 10 y 20 cm, con leyes muy erráticas.

Un sondeo a diamantina realizado desde el flanco norte que alcanzó una profundidad de 116,40 m atravesó en los primeros 8 m de sondeo pelitas de edad carbonífera y luego hasta el final una roca tobácea.

En esta última se encontraron tres estructuras brechadas con fallamiento post-mineral entre los 53,30 m, 77 m y 102,80 m respectivamente con 3% de pirita y 10%de cuarzo aproximadamente.

MANTO FORTUNA

UBICACIÓN

El Manto Fortuna, se ubica en el faldeo oriental del cerro Minas próximo a las vetas Sofía, y Julia (ver figura 1).

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

En esta mina no hay reservas cubicadas y actualmente se encuentra inactiva.

Los únicos resultados analíticos conocidos corresponden a dos muestras tomadas por Gingins y Danieli (1978) que arrojaron tenores de 8 y 4 g/t de oro para espesores de 0,40 y 0,50 m respectivamente.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

Por las características estructurales de la mineralización, con buzamientos suaves, el método de explotación empleado fue del tipo de cámaras y pilares, con una galería principal de extracción. En algunos sitios los pilares fueron

retirados y reemplazados por otros construidos por material estéril.

El laboreo más importante está ubicado en el sector sur del manto, con 300 m de galerías accesibles en buen estado de conservación, salvo aquellos sitios donde se han producido derrumbes, o donde el laboreo se encuentra inundado.

A lo largo de los destapes superficiales se encuentran bocaminas inaccesibles. El desarrollo de las mismas no supera los 20 m de longitud (según Danieli, y Gingins, 1978), lo que podría deberse a que el manto se acuña en el sentido del buzamiento y la mineralización disminuye, razón por la cual el laboreo se abandona.

Otra causa del abandono podría ser que al aumentar la diseminación de pirita en el sentido del buzamiento el oro asociado a este sulfuro no podía ser recuperado por amalgamación.

De suceder este último fenómeno esta estructura podría tener interesantes posibilidades de ser explotada nuevamente.

El manto Fortuna está cubierto por las pertenencias de la mina Fortuna (propiedad de la Sucesión Seguín) y por las pertenencias de la mina Sofía propiedad de Cormine S.E.P.

Estructura y morfología

Según Danieli y Gingins (1978) el manto mineralizado se encuentra emplazado en un sobrecorrimiento ocurrido en una superficie de contacto entre las argilitas con lentes de tobas interestratificadas en el techo y lutitas en el piso.

La corrida superficial es de unos 300 m, encontrándose rechazada hacia el norte por una falla mineralizada de rumbo N75-80°E, que corresponde a la veta Valencia y, hacia el sur, por otra falla de igual rumbo que la anterior, que corresponde a la veta Fortuna.

La mineralización ocurre a lo largo y ancho del plano de corrimiento observándose espesores variables que van desde pocos centímetros hasta el metro. En algunos sectores es posible reconocer una estructura bien definida, que consiste en una guía de cuarzo cristalino con textura en diente de perro, con pirita diseminada y otros sulfuros asociados. Los espesores oscilan entre 20 y 40 centímetros. En otros sectores sólo se puede delimitar una faja de bordes difusos, de aspecto brechoso, con venillas de cuarzo, lutitas trituradas interpuestas y pirita diseminada. Los espesores de esta faja pueden llegar hasta el metro.

Con respecto a las características estructurales el manto mineralizado tiene rumbos variables entre N20°O y N40°O y buzamientos que varían entre los 15° y 20°SO como máximo. Fracturas menores con cuarzo y calcita, atraviesan al manto transversalmente en distintos puntos con desplazamientos poco significativos.

Mineralogía

Desde el punto de vista mineralógico podemos decir que el oro se encuentra asociado al cuarzo en las zonas de mineral oxidado, donde es posible reconocerlo macroscópicamente, en tanto que en zonas de mineral primario se asocia a la pirita y con menos frecuencia a la calcopirita.

LOS MAITENES-EL SALVAJE

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La zona de alteración conocida como Los Maitenes-El Salvaje, es un área de unos 20 km^2 ubicada sobre el flanco occidental de la Cordillera del Viento entre el arroyo Los Maitenes y el cerro Salvaje.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

En el año 1969, el Plan Cordillerano Centro ubica una zona alterada hidrotermalmente, al sur de la localidad de Andacollo, de 7,5 km de longitud en dirección norte-sur y un ancho entre 1 km en su parte norte y 4 km a la altura del cerro Salvaje, aproximadamente.

Los trabajos de exploración realizados en esa oportunidad permitieron a Soto *et al.* (1969) concluir que en el área existían condiciones geológicas como para considerar el área una manifestación de sulfuros diseminados (Cu-Mo). Mas tarde, Thebault (1975) y Centeno (1975) consideraron la zona sin interés desde el punto de vista de mineralización tipo cobre porfírico, aunque mantuvieron expectativas en relación al oro. En 1984, Domínguez *et al.* (1984) al ampliar los estudios sobre el área, utilizando otros métodos, tales como inclusiones fluidas y densidad de fracturación, concluyen que el modelo reúne las características de un sistema hidrotermal de tipo porfírico según el modelo teórico de Lowell y Gilbert (1979) aunque con características de mineralización pobre.

En el marco de estas investigaciones la DGFM realizó carteo geológico a escala 1:12.500; muestreo geoquímico de sedimentos; muestreo geoquímico de rocas del área Los Maitenes y dos perforaciones a diamantina de pequeño diámetro 180' de profundidad, al suroeste del puesto Los Maitenes.

La profundización del estudio, realizada por Domínguez *et al.*, (1984) con participación de la Dirección Provincial de Minería de la provincia del Neuquén se realizó sobre 66 muestras tomadas sobre transectas entre Loma de Los Maitenes y el cerro Salvaje. En los estudios petrocalcográficos, se incluyeron también muestras de los sondeos realizados por la DGFM.

El área de alteración está incluida en el Área de Reserva Andacollo de la Dirección Provincial de Minería del Neuquén cuya titularidad ejerce Cormine SEP.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La zona se encuentra en el flanco occidental de la Cordillera del Viento. Afloran Volcanitas Choiyoi (Groeber, 1946) del Complejo Eruptivo Gondwánico (Méndez *et al.*, 1995).

Estas rocas forman el faldeo oeste de los cerros Colo y el Salvaje. Son rocas volcanoclásticas de origen continental. La base esta constituida por un conglomerado, sobre el cual se encuentran depósitos de caída, y basaltos. Las rocas son de colores claros, predominando el gris, a veces gris verdoso.

Se presentan en niveles estratificados de sucesivas coladas de riolitas e ignimbritas riolíticas, con bancos intercalados de tobas en parte brechosas. La composición que prevalece es andesítico-dacítica-riolítica, y en forma menos frecuente, términos más básicos.

Las riolitas son rocas de textura porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en matriz microgranular de cuarzo y feldespato potásico.

Las tobas presentan estructura fluidal con cristaloclastos y litoclastos en matriz desvitrificada.

De acuerdo con dataciones radimétricas entre 252 ± 14 y 235 ± 10 Ma (Caminos *et al.*, 1979,1982) las volcanitas Choiyoi son referibles al lapso Pérmico inferior-Triásico inferior, alcanzando en parte al Triásico medio temprano.

La secuencia volcánica fue intruida por tres tipos de rocas: diorita, tonalita y dacita. En los sondeos se deteminó la presencia de un cuerpo de andelacita (Soto, 1969; Centeno, 1975) (figura 4).

La diorita, es una roca compacta de estructura granular fina y textura hipidiomorfa, compuesta por plagioclasa ácida y augita intersticial; la tonalita, es también de textura granular compuesta por plagioclasa ácida, cuarzo, hornblenda verde y biotita castaña. La dacita es de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa andesina y cuarzo, en una matriz de cuarzo y feldespato alcalino con abundante biotita intersticial. La andelacita, por su parte es una roca de textura porfírica con pasta microcristalina de rica en cloritas y biotita. Los fenocristales son de plagioclasa ácida y ortosa y biotita subordinada. (Soto *et al.*, 1969) A estas rocas se les atribuye edad jurásica-cretácica.

Sobre el Grupo Choiyoi se dispone en discordancia erosiva la Formación Cayanta del Grupo Molle, constituida por andesitas y basaltos.

Completan la secuencia basaltos terciarios y diversos depósitos aluviales y coluviales del terciario superior y cuaternario.

Estructura

El área esta situada casi sobre el núcleo del braquianticlinal de la Cordillera del Viento (Centeno, 1975). Se encuentra limitada a lo largo de sus flancos este y oeste por fallas regionales, mientras que fallas menores cortan transversalmente a la estructura conformando un sistema de bloques ascendidos cuya máxima expresión se encuentra en el cerro Colo. (Domínguez *et al.*, 1984).

Morfología

La silicificación se presenta como alteración dominante, que resalta en el relieve formando crestones y constituye una zona semiovalada con su eje mayor de 4 km de longitud orientado en dirección noroeste-sureste.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal más notable, como ya se ha indicado es la silicificación acompañada de sericitización (Soto, 1969; Centeno, 1975). Los estudios realizados por Domínguez *et al.* (1984) comprobaron la existencia de arreglos de alteración potásica, cuarzo-sericítica y propilítica.

Alteración potásica: presenta feldespato alcalino y biotita secundaria, con una serie de venillas de: cuarzo+ feldespato subordinado + fibras de sericita; y cuarzo+feldespato+sulfuros. Todo el sistema esta cortado por venillas de calcita.

Alteración cuarzo-sericítica: consiste en agregados de cuarzo y sericita; cuarzo masivo; cuarzo en venillas; sericita en cristales agrupados en fibras radiales.

Alteración Propilítica: se observan arreglos de clorita + epidoto que reemplazan a bitotia y hornblenda; Albita+ epidoto + clorita.

Mineralogía

Los minerales primarios son pirita, calcopirita subordinada, bornita, tetraedrita, pirrotina, oro, molibdenita, esfalerita y galena. Los minerales secundarios son covelina, calcosina asociadas a bornita y tetraedrita, malaquita, azurita, digenita, goethita, jarosita y hematita.

Estudios isotópicos

Dataciones realizadas sobre roca total y sobre un concentrado de sericita de la mina Paulo Nicolás, integrante del sistema, dieron edades de 67 ± 3 y 34 ± 3 Ma por el método de K-Ar (Domínguez *et al.*, 1984).

Inclusiones fluidas

Domínguez *et al.* (1984) realizaron mediciones en cristales de cuarzo de las venillas y en dacitas sobre cuarzo primario. Reconocieron tres tipos: ricas en líquido, ricas en gas y portadoras de halita.

Las temperaturas de homogeneización medidas para las Inclusiones Tipo I son de 290º a 410ºC con modas en 330 y 360º. En las Inclusiones Tipo II varían entre 360 y 400ºC con una moda en 380º C. Las Inclusiones tipo III

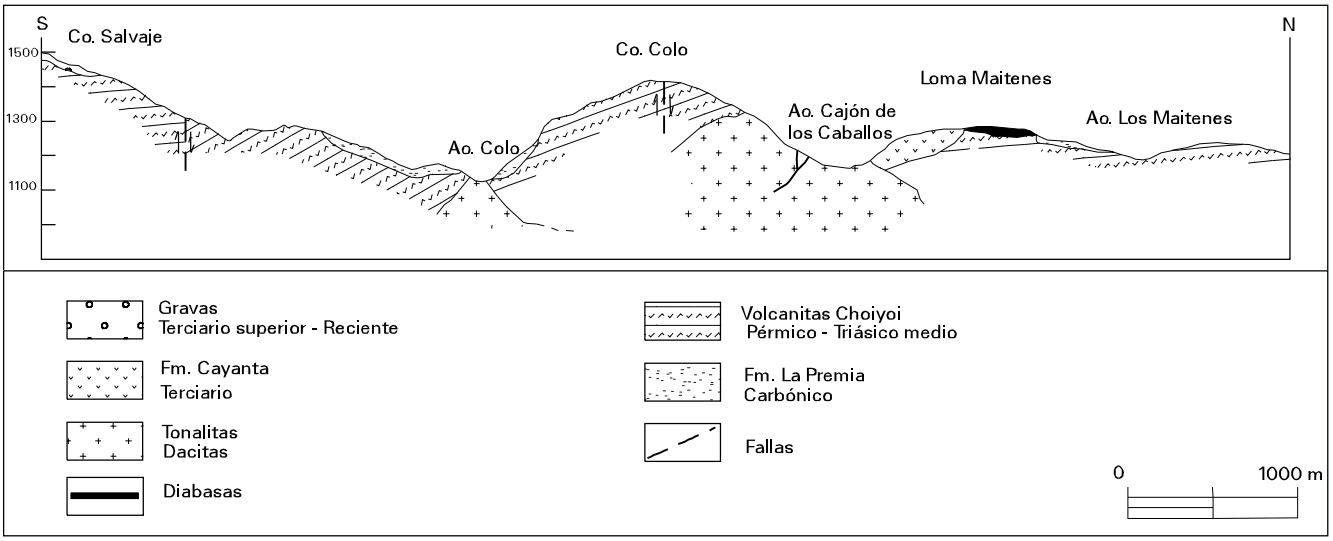


Figura 4. Los Maitenes-El Salvaje. Litología de la zona.

arrojaron valores de 310º a 390ºC con modas en 320º y 370ºC.

MODELO GENÉTICO

Centeno (1975, descarta la existencia de una mineralización de tipo diseminado.

Domínguez *et al.* (1984) sugieren que la presencia de inclusiones fluidas con cristales hijos de halita y temperaturas de homogeneización entre 300-400ºC, es sugestiva de un sistema hidrotermal potencialmente mineralizado de tipo pórfiro de cobre. Señalan además que los valores de oro hallados en las rocas con alteración potásica, garantizan la necesidad de una mayor investigación, para definir un pórfiro rico en oro.

LA PRIMAVERA

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El paraje La Primavera se encuentra a la vera del camino que une las localidades de Chos Malal y Andacollo, aproximadamente a 10 km al sur, sureste de esta última localidad.

El área de las vetas se extiende desde el cerro Yeguas, al norte, el flanco sur del cerro Lamedero al sur, el río Neuquén al oeste y la Ruta Provincial 43 al este.

Comprende las vetas Quebrada I, Quebrada, Reina, Helena II, Helena, Salas, Porvenir, arroyo Atrauquito, Paulo Nicolás, Recompensa, Desconfianza, Victoria, 17 de Octubre y Salamanca (figura 5).

La mayoría de las vetas fueron descubiertas por oro o cuarzo aurífero, aunque también hay descubrimientos por mineral de plomo con son La Desconfianza y Paulo Nicolás.

Leyes

Las vetas tienen contenidos de Au entre 0,1 g/t (veta Salas) y 16,5 g/t (veta Helena II) con valores extremos de hasta 100 g/t en veta Recompensa (Stoll, 1957).

Sistema de explotación

El sistema de explotación fue mediante destapes, galerías y piques.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

Descubrimiento y tareas de exploración

Los primeros descubrimientos por mineral de oro fueron hechos en el año 1905, se trata de las vetas Cura Mallín, Salamanca, Reina Mineral y Nueva California, del año 1906 es la Reina Victoria, y de 1908 la mina El Porvenir.

La minería de las vetas consistió principalmente en la extracción de las partes más ricas de una reducida zona de oxidación.

En el año 1949, existían dos pequeños trapiches, uno propiedad de Aurelio Leonardi, cuya capacidad era para 5 a 7 t diarias de mineral que traían a procesar los mineros locales, el otro trapiche propiedad del señor Heinrich se encontraba en el arroyo Milla-Michicó, con una capacidad de 3 a 4 t de mineral/día, funcionaba como el de La Primavera mediante una usina hidráulica.

Las vetas en la vecindad de la Primavera fueron trabajadas intermitentemente durante muchos años, por varios mineros. Según relata Stoll (1957) “el Sr. Pedro Hentrich, el principal de ellos, ha producido oro de numerosas vetas de la zona”.

La mayoría de los yacimientos conocidos y mencionados en la literatura se encuentran en la actualidad caducos o vacantes.

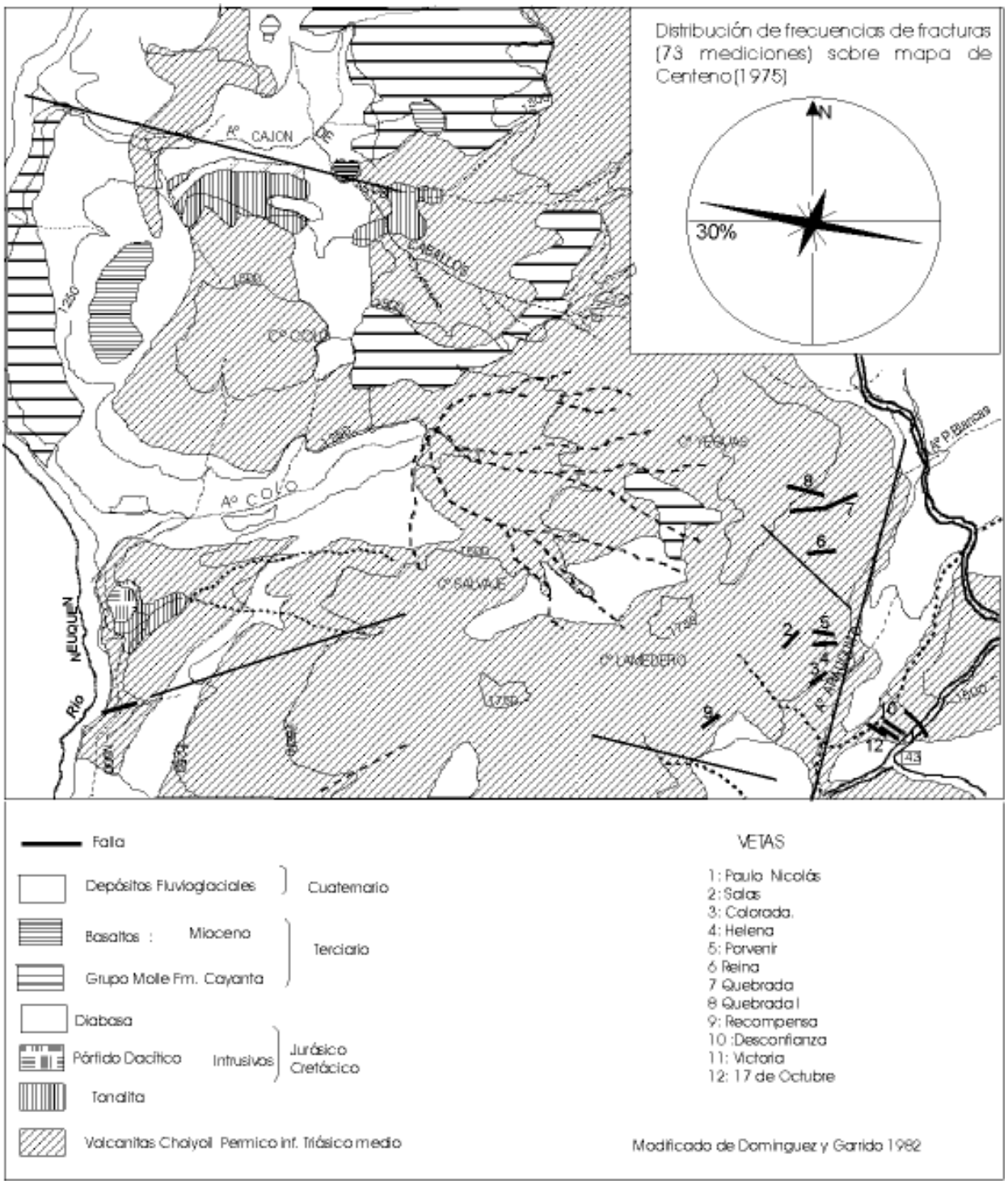


Figura 5. Las vetas de La Primavera.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las vetas se encuentran en el flanco este del anticlinal de la Cordillera del Viento, emplazadas en las volcanitas del Grupo Choiyoi.

El Grupo está intruido por pequeños cuerpos dioríticos, tonalíticos y diabásicos ubicados en el tramo medio del Arroyo Cajón de los Caballos y en la margen izquierda en la desembocadura del Arroyo Colo.

Capas marinas liásicas se asientan en discordancia erosiva sobre el Grupo Choiyoi y en discordancia tectónica en la zona del cerro Atravesada.

También se encuentran en el área basaltos de la Formación Cayanta y depósitos sedimentarios del Cuaternario.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Las volcanitas del Grupo Choiyoi, son riolitas, tobas y tobas brechosas de colores claros, compactas, porfíricas con cristaloclastos, litoclastos y estructuras vítreas relícticas en pastas afaníticas. Prevalece la composición andesítica-dacítica-riolítica con términos más básicos, menos frecuentemente.

Estas rocas están intruidas por diabasas, pórfiros dioríticos-tonaliticos y basaltos.

Estructura

El rumbo de casi todas las vetas es este-oeste hasta N80°E. Los buzamientos varían entre 65ºS y 85ºN.

Indican Domínguez y Garrido (1988) que las fracturas tienen escaso desplazamiento y los espejos de falla indican un movimiento predominante en sentido vertical. Las fallas pueden considerarse como integrantes de un sistema conjugado con ángulos diedros (2?) entre 0 y 38º.

Morfología

Las veta de la primavera presentan distintas asociaciones mineralógicas:

1) Vetas de pirita aurífera: Quebrada I, Quebrada y Reina. Estas vetas emplazadas en la ladera sudeste del cerro Las Yeguas, están compuestas por venillas y ocasionales lentes de pirita, con cuarzo subordinado que cementan los clastos de las riolitas y tobas fracturadas del Choiyoi. La longitud de la vetas varía de 50 a 350 m y su espesor desde algunos centímetros a 4 metros.

2) Vetas de galena, esfalerita y pirita: Helena y Helena II y Paulo Nicolás. Las dos primeras están también en el cerro Las Yeguas, mientras que Paulo Nicolás se encuentra en dirección oeste sobre la margen del río Neuquén. En Helena el mineral forma lentes delgadas y finas venillas asociadas a cuarzo. En Paulo Nicolás el cuarzo es escaso y la mineralización es bolsonar y se encuentra en zonas de crucero de pequeñas fracturas paralelas a la fractura principal (Domínguez y Garrido, 1988).

3) Vetas de cuarzo aurífero: Veta Salamanca, Salas. Las texturas son de relleno y reemplazo, con contactos netos e irregulares. Rellenan espacios abiertos u ocupan zonas de brecha.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones descriptas por Domínguez y Garrido (1982) son potásica, con biotita, feldespato alcalino y cuarzo; cuarzo- sericítica, con cuarzo, sericita y pirita; argílica intermedia con caolinita, cuarzo, sericita, pirita y escasa clorita; propilítica con albita, clorita, pirita, sericita, calcita, epidoto y talco.

Mineralogía

Según Domínguez y Garrido (1982) la mineralización primaria contiene cuarzo en dos generaciones, pirita diseminada en la roca de caja y como relleno de fisuras, hematita, magnetita, esfalerita, galena, calcopirita, tetraedrita-tenantita, oro, calcita. La alteración supergénica incluye covellina, malaquita, cerusita, anglesita y limonitas.

Los minerales de ganga son cuarzo, calcita y pirita.

Inclusiones fluidas

Domínguez y Garrido (1982) indican temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas en cuarzo son para las vetas de mayor cota: 190 y 230°C con una media de 210°C y para las vetas de menor cota: 270° y 355°C con una media de 310°C.

MODELO GENÉTICO

Stoll (1957) ubica estos yacimientos en la clase mesotermal atribuyéndoles una edad probablemente eocena u oligocena.

Domínguez y Garrido (1988), basándose en sus características de asociación litológica, mineralogía, texturas y profundidades de formación, las clasifican como subvolcánicas, atribuyéndoles una edad entre el triásico y cretácica superior.

NOTA

Los textos correspondientes a la introducción general del distrito y a Los Maitenes-El Salvaje fueron redactados por J. C. Danieli y A. M. Casé, en tanto los referidos a minas Erikaa, Sofía, Julia, Aurora, Huaingannco y Fortuna por M. A. Deza.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Revista.* Buenos Aires.

Caminos, R., V. Cordani y E. Linares, 1979. Geología y Geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la precordillera y cordillera Frontal de Mendoza. República Argentina. *2º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1. Santiago.

Caminos, R., C. Cingolani, F. Herve y E. Linares, 1982. Geochoronology of the pre-Andean Metamorphism and Magmatism in the Andean cordillera between latitudes 30° and 36°S. *Earth Science Rev.,* 18. Amsterdam.

Casé, A. y J. Danieli, 1975. Importancia Económica de la recursos auríferos del distrito de Andacollo. Departamento Minas. Provincia del Neuquén. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 2.

Casé, A. M., A. Giusiano e I. Schalamuck, 1998. Geología y Geoquímica de Au y Ag del Grupo Choiyoi, Flanco Oeste de la Cordillera del Viento. Neuquén. Argentina. *4º Reunión MINMET. Universidad Nacional del Sur,* 33-41. Bahía Blanca.

Centeno, R., 1975. Informe final área de reserva Nº 55, Los Maitenes-El Salvaje, provincia del Neuquén. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

Danieli, J. C., 1979. Informe de Avance Mina Erika. *Dirección Provincial de Minería,* inédito.

Danieli, J., R. Sister y M. Gingins, 1978. Informe de Avance Mina Erika. *Dirección Provincial de Minería,* inédito.

Danieli, J. C. 1984. Estado de Desarrollo en los Trabajos de Prospección-Exploración Geológico Minero. *Dirección General de Minería,* Planes de obras 701 y 702, inédito.

Domínguez, E., G. Aliotta, M. Garrido, J. C. Danieli, N. Ronconi, A. M. Casé y M. Palacios, 1984. Los Maitenes. El Salvaje. Un sistema hidrotermal de tipo porfírico. *9º Congreso Geológico Argentino,* 7: 443-458.

Dominguez, E. y C. Gómez, 1988. Régimen Hidrotermal de la Veta de Cuarzo Aurífero "Erika", Andacollo, Provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (1): 24-42.

Dominguez, E. y M. Garrido, 1982. Rangos Verticales de la Mineralización plumbocincífera subvolcánica en "La Primavera". Andacollo. Neuquén. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 679-697.

Estadística Minera de la República Argentina. Años 1966 a 1980.

Fernandez Lima, J. C., 1978. Yacimientos de Minerales Metalíferos. *Geología y Recursos Naturales del Neuquén.7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio.*

Gulisano, C., A. R. Gutiérrez Pleimling. y R. E. Digregorio, 1984. Esquema Estratigráfico de la Secuencia, Jurásica del Oeste de la Provincia del Neuquén. *9º Congreso Geológico Argentino, (San Carlos de Bariloche), Actas,* 5: 236-269.

Informes de Cormine, año 1981 y U.T.E. Aguilar-Kantek, año 1991.

Llambías, E, 1986. Intrusivos Pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41 (1-2).

Lambías, E. y C. Rapella, 1989. Las volcanitas de Collipilli. Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44 (4).

Méndez, V, J. Zanettini y E. Zappettini, 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central. República Argentina. *Secretaría de Minería de La Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales,* 23.

Nash, J. T., 1976. Fluid inclusions petrology data from porphyry copper deposits and applications to explorations. *U.S Geol. Survey. Prof. Papper,* 907/D pp.16.

Padrón Minero. Provincia del Neuquén Ediciones 1993-1998. Ministerio de la Producción y Turismo. *Dirección Provincial de Minería.* Zapala.

Pérez, E., R. Velo y J. C. Zanettini, 1969. Zona Cura Mallín. Provincia del Neuquén. *Dirección General de Fabricaciones Militares. Plan Cordillerano Centro.*

Soto, A., R. Velo y J. C. Zanettini, 1969. Informe Final. Zona "Los Maitenes-El Salvaje". area de Reserva Provincia del Neuquén. *Dirección General de Fabricaciones Militares. Plan Cordillerano Centro,* inédito.

Sister, R., 1981. Informe de Avance. *Cormine SEP,* inédito

Stoll, W. C., 1957. Geología y Depósitos Minerales de Andacollo. Provincia de Neuquén. *Ministerio de Comercio e Industria de la Nación, Anales,* 6. Buenos Aires.

Vatín, J. y G. Barrié, 1911. Estado de la Industria Minera en el distrito Minero de Milla Michicó y Malal Caballo del Territorio del Neuquén. *Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 5 (4). Buenos Aires.

Zollner, W. y A. Amos, 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, chos Malal. Provincia del Neuquén. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín,* 143. Buenos Aires.

Franchini, M. y L. Malvicini, 1999. Las vetas auríferas del cerro Mayal, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1365-1367, Buenos Aires.



LAS VETAS AURÍFERAS DEL CERRO MAYAL, NEUQUÉN

Marta Franchini[1] y Lidia Malvicini[†]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Las vetas auríferas se localizan en el sector nororiental del cerro Mayal (37°20´-70°24´), sobre la margen izquierda del río Neuquén, 5 km al noroeste de la localidad de Chos Malal, a una altura comprendida entre los 1.600 y 1.800 m sobre el nivel del mar.

Leyes, reservas y producción

En el pasado estas vetas han sido objeto de una explotación rudimentaria efectuada por particulares (pirquineros), desconociéndose la cantidad de metal y el tenor de oro extraído de las vetas.

Sistema de explotación

Los trabajos consistieron en labores superficiales que destaparon las vetas mediante rajos angostos, de hasta 3 m de profundidad y labores subterráneas como una galería corta, un pique y un cortavetas que a la fecha se encuentra abandonado y con derrumbes.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La geología y la petrografía del área y de las vetas del Cerro Mayal fueron estudiadas por Franchini (1990) (mineralogía, petrografía, geoquímica e inclusiones fluidas) y posteriormente por Franchini y Montenegro (1991). Se realizaron muestreos sistemáticos en cuatro vetas por medio de canaletas de 10 cm de potencia, 5 cm de profundidad, del ancho del afloramiento y separadas 1 m entre sí; el oro fue analizado por docimacia en la Dirección Provincial de Minería del Neuquén.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las vetas están genéticamente vinculadas a rocas ígneas del subciclo ándico del paleógeno, caracterizado como un arco volcánico ensiálico situado próximo al margen continental destructivo.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Rocas sedimentarias que alojan vetas. Algunas vetas se alojan en las pelitas negras, bituminosas y pelitas verdes de interior de cuenca con intercalaciones de calizas esqueléticas de plataforma externa correspondientes al Miembro superior de la Formación Agrio (Barremiano).

Rocas ígneas asociadas. Otras vetas se alojan en filones capa de andesitas o en el contacto entre los filones y las pelitas. Las andesitas presentan fenocristales de anfíbol de muy buen desarrollo. Geoquímicamente han sido caracterizadas como calcoalcalinas y metaluminosas; el índice de alcalinidad de estas rocas es ›1 y la relación férrico /ferroso es baja (‹de 0,4), datos que permiten ubicarlas en el campo de los plutones favorables para generar depósitos ricos en oro (Franchini, 1997). Presentan alteración hidrotermal intensa, abundantes fracturas, textura porfírica, brechas y *stockworks*; todos estos rasgos

[1] *CONICET. Dirección Provincial de Minería, Neuquén.*

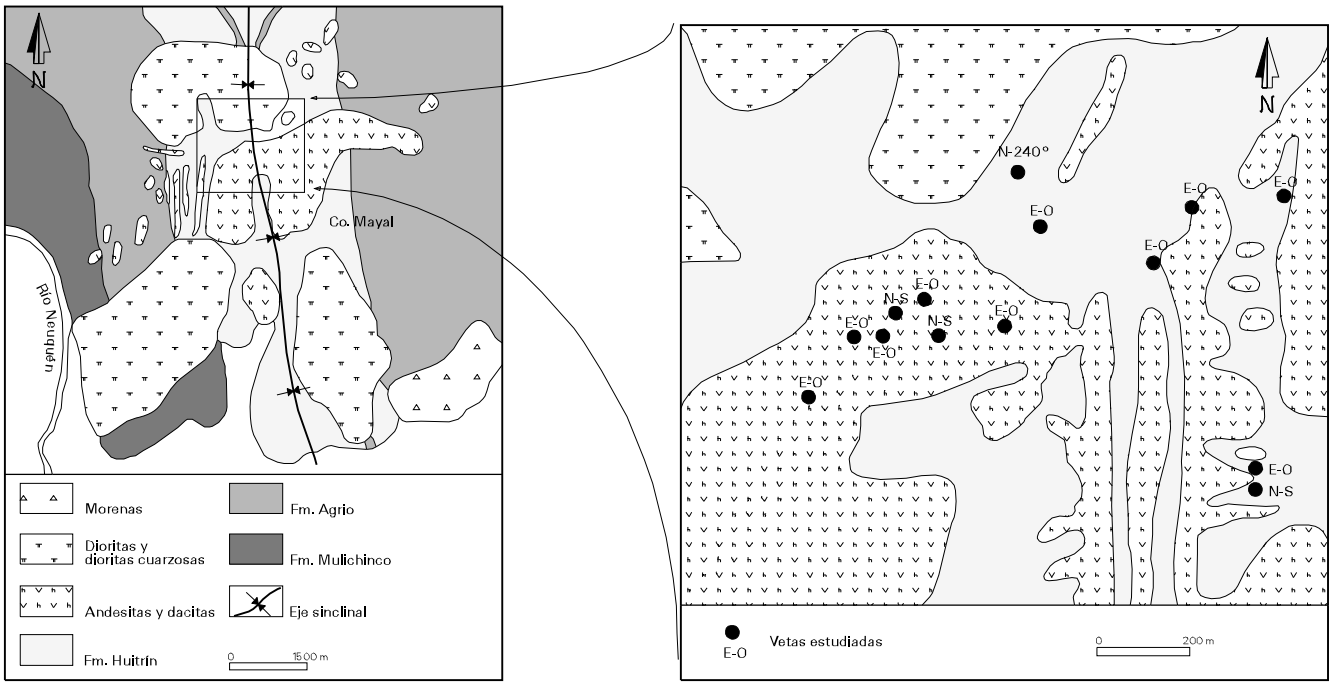


Figura 1. Mapa geológico del cerro Mayal con la ubicación de las vetas auríferas analizadas.

señalan un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamante superficial. No se conocen las edades de estas rocas; por sus similitudes geológicas y petrográficas con las rocas ígneas de Caicayén y Collipilli han sido incorporadas en la Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina del Paleógeno (Llambías y Rapela, 1989).

Estructura

Las vetas se alojan en fallas, en fracturas y en los contactos litológicos.

Morfología

Se han determinado dos sistemas de vetas principales y conjugados, de rumbo este-oeste y norte-sur y un tercero de rumbo N240° muy subordinado (figura 1). Las vetas este-oeste son las más abundantes y rellenan fallas y fracturas en las andesitas y en las pelitas de la Formación Agrio. Son vetas simples, con potencias comprendidas entre 7 cm y 2,5 metros. La potencia varía dentro de cada veta y es frecuente que se lenticularicen y se corten para reaparecer a los pocos metros; algunas vetas llegan a medir 47 m de longitud. Inclinan desde 70° al sur a subverticales. En superficie las vetas norte-sur son más escasas que las anteriores y se localizan a lo largo de fisuras en las andesitas y en el contacto entre las andesitas y las pelitas. Son vetas simples, con potencias comprendidas entre 37 y 69 cm e inclinan desde 58° E a subverticales. Finalmente, una veta tiene rumbo N-240° y está hospedada en las pelitas. Presenta 3,7 m de espesor, 56 m de longitud e inclina 54° al sureste.

En todas las vetas predominan las texturas de relleno: brechas de relleno, costrificación asimétrica y escarapela, textura de peine, drusas, agregados reniformes, agregados reniformes costrificados, costrificación grosera, textura coloforme y estalactitas con reemplazos selectivos y masivos posteriores de los minerales de ganga por los sulfuros y el oro.

Alteración hidrotermal

En contacto con las vetas de pirita-arsenopirita los protolitos presentan un halo de escasos centímetros de potencia con alteración arcillosa pervasiva (dickita-sericita-clorita Ia-rutilo), mientras que los hastiales de las vetas con sulfuros de cobre presentan alteración sericítica moderada (sericita-dickita-cloritas-rutilo-feldespato potásico-cuarzo). Hacia la periferia de las vetas, las alteraciones arcillosa y sericítica de los protolitos dan lugar a un halo de alteración propilítica moderada a pervasiva que presenta entre 0,65 y 1 m de potencia. En este halo se distinguen tres subzonas: la más interna o subzona de clorita (clorita Ia-penina-rutilo-montmorillonita-calcita-feldespato potásico) de hasta 15 cm de potencia, una subzona intermedia de calcita (calcita-rutilo-caolinita-montmorillonita-clorita Ia) de distribución irregular y la más externa o subzona de tremolita (tremolita) (figura 2).

Mineralogía

Minerales primarios. Vetas este-oeste: pirita-arsenopirita-calcopirita con pirrotina-esfalerita-oro. Vetas norte-

sur: pirita-arsenopirita-oro. Veta N-240°: pirita-arsenopirita-calcopirita con pirrotina–oro. El oro asociado a los sulfuros es muy escaso (chispas de 0,005 a 0,025 mm de diámetro).

Minerales secundarios. Vetas este-oeste: digenita-covelina. Veta N-240°: digenita. Los tres sistemas de vetas se encuentran meteorizados y presentan sombreros de hierro (limonitas cristalinas y pulverulentas) con *boxworks* de sulfuros; en las vetas con sulfuros de cobre, los *boxworks* tienen en su interior pátinas y costras delgadas de malaquita terrosa. Estos sombreros de hierro contienen las leyes más altas de oro.

Minerales de ganga. En vetas este-oeste: calcita-cuarzo. En vetas norte-sur: cuarzo-calcita escasa. En veta N-240°: calcita. Se determinaron dos generaciones de cuarzo y calcita: los cristales más antiguos están muy fracturados y contienen numerosos trenes de inclusiones fluidas, indicando sucesivas refracturaciones de las vetas. Los cristales más nuevos están limpios y no presentan fracturas; rellenan cuñas y venillas que atraviesan los cristales más antiguos y se acomodan en los espacios intercristalinos.

Inclusiones fluidas

Tanto la calcita como el cuarzo alojan los mismos tipos de inclusiones fluidas que homogeneizaron en rangos similares (Montenegro y Franchini, 1991). El 50 % de las inclusiones estudiadas (310 inclusiones fluidas en 10 muestras) corresponde a inclusiones con minerales hijos (halita) que homogeneizaron en un rango de temperaturas comprendido entre los 152° y 411°C y presentan salinidades de 30 a 38% eq. peso NaCl. El 40% de las inclusiones estudiadas corresponde a inclusiones acuosas salinas que homogeneizaron entre los 102° y 359°C, con salinidades de 23 a 27 % eq. peso NaCl. Finalmente, las restantes corresponden a inclusiones ricas en gas en las que no fue posible observar los cambios de fase. La presencia de fracturación hidrotermal, brechamientos múltiples y depositación de los minerales en espacios abiertos en las vetas indican ambientes superficiales y un sistema de presión hidrostático dominante.

Geoquímica

Se obtuvieron leyes medias de oro a lo largo de los afloramientos de tres vetas de 3,28 1,60 y 90 g/t de Au. La distribución del oro en las vetas es discontinua y las leyes más altas se obtuvieron en los sombreros de hierro.

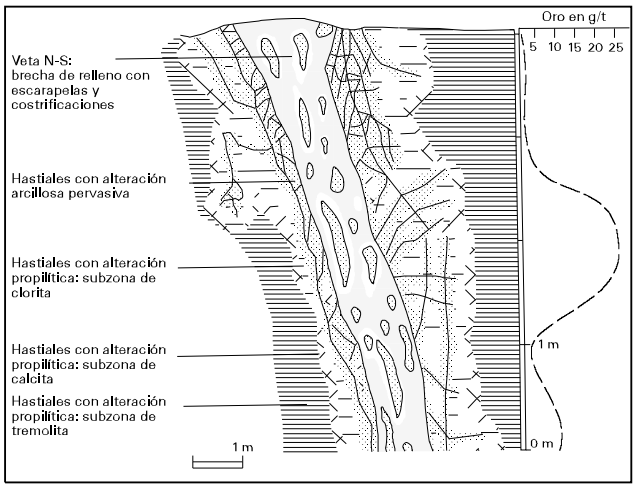


Figura 2. Sección transversal de una veta norte-sur con los tenores de oro y las alteraciones en la roca de caja andesítica.

MODELO GENÉTICO

Las mineralizaciones constituyen vetas auríferas simples con metales base asociadas a intrusivos calcoalcalinos de composición intermedia (andesítica). Las texturas de las vetas son típicas de relleno de espacios abiertos, generadas en ambientes subvolcánicos. Los análisis texturales y microtermométricos permiten modelar el escenario en el que se formaron las vetas: un sistema hidrotermal dinámico con mineralizaciones episódicas generadas por fluidos iniciales con salinidades elevadas, de probable origen magmático, y fluidos posteriores que, si bien presentan rangos de temperaturas similares, tienen salinidades menores. Es probable que la dilución de los fluidos salinos haya sido ocasionada por la incursión de aguas meteóricas en las partes más calientes del sistema debido a cambios en el comportamiento reológico de las rocas.

BIBLIOGRAFÍA

Franchini, M., 1990. Metalogénesis y petrografía de algunas manifestaciones del Grupo Molle en la provincia de Neuquén. *Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba,* 271 pág (inédito).

Franchini,M., 1997. Empleo del diagrama de alcalinidad versus Fe_2O_3/Fe0 para discriminar sistemas magmáticos ricos en oro en la prospección regional de Neuquen. *8° Congreso Geológico Chileno. Actas* 2: 966-971, Antofagasta.

Franchini, M. y Montenegro, T., 1991. Las vetas auríferas del Cerro Mayal, Neuquén, Argentina. Parte I: Geología, estructura y mineralogía de las vetas. *6° Congreso Geológico Chileno:* 339-342. Viña del Mar.

Viera, R. L. M. y G. Hughes, 1999. El yacimiento polimetálico aurífero Huemules, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1369-1376, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO POLIMETÁLICO AURÍFERO HUEMULES, CHUBUT

Roberto L. M. Viera[1] y Guillermo Hughes[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento Huemules se encuentra localizado a 27 km al noroeste de la ciudad de Esquel, provincia del Chubut, sobre el faldeo este del Cordón Oriental del Futalaufquen, entre las cotas de 1.500 y 1.950 m s.n.m, en las nacientes de los arroyos Huemules Norte y Sur. Sus coordenadas geográficas aproximadas son los 71°30'de Longitud oeste y los 42°47' de Latitud sur.

Leyes, reservas y sistema de explotación

El prospecto tiene aproximadamente 3.600 m de corrida y una potencia de veta que varía de centímetros a 5 ó 6 metros. Se encuentra en etapa de exploración. Posee un desarrollo subterráneo total entre galerías y chimeneas, de aproximadamente 1.000 m, con dos niveles en el sector sur y un nivel en el sector norte. Las reservas aproximadas calculadas al año 1993 eran, inferidas: 780.000 t con una ley media de 10 g/t Au y prospectivas: 750.000 t con una ley media de 9 gramos por tonelada de Au.

HISTORIA DEL DISTRITO

La manifestación de descubrimiento del prospecto Huemules se realizó en forma casual por el Sr. Santiago Rosas Rupayan y otros, en mayo de 1965, durante el desarrollo de tareas de construcción del alambrado lindero entre los campos de Freeman y Montoya. El nombre original fue El Ancla de Oro, registrada en la Dirección General de Minas del Chubut con expediente Nº 4387 M/65. En marzo de 1972 se realizó un boleto de compra-venta a favor de la compañía Minera Aguilar, empresa que se constituyó en la nueva titular del yacimiento, registrándose ese año los siguientes cateos: El Dorado, expediente Nº 2891/72; Alba, expediente Nº 2892/72; Arco Iris, expediente Nº 2893/72. En septiembre de 1976, la compañía Minera Aguilar perdió los derechos del yacimiento por no cumplir con determinados requisitos del trámite minero. En 1977 el gobierno nacional cubrió el área con una Reserva Minera Nacional, firmando un convenio con el Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas para realizar tareas de exploración, bajo el protocolo ARG-NR-77-001. Este convenio finalizó en mayo de 1982; en abril de 1983 el FRNU presentó el informe final al gobierno argentino. En 1985 el yacimiento fue incluído en el Plan de Expansión Minera (PEM) de la Secretaría de Minería, por medio del cual se realizó una evaluación de la información del Fondo Rotatorio y se llevó adelante un programa complementario de perforaciones y laboreos mineros subterráneos. En 1988, al retirarse la Secretaría de Minería de la Nación del proyecto, el yacimiento pasó a ser Reserva Provincial; en 1990 se llamó a Concurso Público de ofertas para la exploración con opción a explotación de un área de 25 km^2, que incluye el sector donde se encuentra el actual prospecto Huemules, siendo la adjudicataria del mismo la empresa EACA S.A (Empresa Argentina de Cemento Armado). Dicha empresa fue la operadora del área hasta 1993, donde se asocia con la empresa Estadounidense Sunshine Arg. para realizar un programa de exploración. Sunshine operó hasta 1994. En la actualidad EACA S.A. mantiene un *joint venture* con la compañía Minera El Desquite, la que está llevando adelante un nuevo

[1] *SEGEMAR.*

2 Dirección de Minas y Geología del Chubut.

proyecto de exploración. Desde el punto de vista legal, el prospecto está formado por tres minas, Huemules Sur, Centro y Norte.

Tareas de exploración

Las tareas geológico-mineras realizadas por el Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas y la Secretaría de Minería entre los años 1977 y 1988 son las siguientes (Viera, 1983; Viera *et al*., 1988).

En los comienzos y con motivo de facilitar el acceso a los diferentes sectores, se realizaron 23,4 km de caminos que luego fueron ampliados y mejorados; se ejecutaron 1,5 km^2 de relevamientos topográficos, la geoquímica estratégica con la toma de 39 muestras de sedimentos de corriente, 50 muestras entre minerales y rocas; también se realizaron 7 km^2 de cartografía geológica, a escala 1:20.000 y 2,5 km^2, de cartografía geológica de detalle a escala 1:2.000 y 1:1.000, para muestrear, definir, posicionar y contornear el cuerpo mineralizado, determinando la calidad de la mineralización y el tipo de alteraciones que afectaban la estructura y sus contactos con las rocas de caja. Se realizaron trabajos geoquímicos tácticos a malla regular cerrada: con la toma de 1.182 muestras de suelos con grillas de 50x20 el 90% y 100 x 20 el 10% restante. Estas primeras actividades permitieron revelar áreas de anomalías geoquímicas no muy extensas pero bien localizadas que fueron objeto de exploración geofísica por métodos específicos de buena aplicación en minería (figura 1), dentro de los cuales podemos mencionar: la IP (polarización inducida) con 51,5 km lineales que totalizaron 14.630 mediciones, los métodos de resistividad dipolo-dipolo con 37,5 km de líneas y 3.620 mediciones y el de Schlumberger con 1,3 km de líneas y 69 mediciones, los métodos electromagnéticos Turam EM con 20,64 km lineales y 1.032 mediciones, Slingram EM con 13,80 km de líneas y 690 tomas de datos, ensayándose también la aplicación de Magnetometría con 11,96 km lineales y el relevamiento de 1.336 datos. Esto permitió centrar una serie de sectores donde coincidían particularmente afloramientos mineralizados esporádicos, anomalías geoquímicas y anomalías geofísicas, lo que determinó la ejecución de un plan de 16 perforaciones dirigidas, a diamantina, con testigo continuo, sistema *wireline*, contratadas con la empresa Boyles Bros. Drilling Company de USA, totalizando en esta etapa 2.048,95 m de longitud perforada, con una recuperación de más del 90 % y un promedio de avance por turno de 12 horas de 11,6 m con su descripción geológica exhaustiva y una longitud total de testigos analizados de 255,8 m correspondientes a 277 muestras. Como resultado de esta actividad, se detectó la continuidad en profundidad de mineralización auroargentífera y de sulfuros con buenos contenidos en los sectores Huemules Sur, Centro y Norte; esto motivó la ejecución de un plan de laboreos subterráneos contratados con la empresa Minera TEA, con la finalidad de conocer el comportamiento de la mena en profundidad, sus características mineralógicas y tenores, así como también la obtención de una muestra volumétrica para ensayos metalúrgicos. Estas tareas se iniciaron con la construcción de una galería de 321,80 m en la veta mineralizada de Huemules Sur; se tomaron y analizaron 298 muestras en canaletas de los frentes de avance y de las paredes, se ejecutaron 136,70 m de *short holes* y 119,95 m de *long holes*, con barrenos desde interior de mina, con la obtención y análisis de 173 muestras, y se realizó el levantamiento geológico de las labores subterráneas en escala 1:100. Todos los datos expresados fueron evaluados y compilados, conformando el Informe Final del Fondo Rotatorio de Naciones Unidas (Huhta, 1983). Entre 1983 y 1988 el Servicio Minero Nacional y la Dirección de Minas y Geología del Chubut realizaron en el prospecto varias actividades complementarias, dentro de las cuales se pueden citar: la ejecución de cartografía topográfica y geológica superficial en escala 1:1000-1:500 y subterránea y superficial en escala 1:100, nuevos trabajos de laboreo subterráneo de exploración, por contrato con (IDEMSA, San Juan), ejecutándose 252,34 m de galerías, 291,80 m^3 de excavaciones a cielo abierto, el muestreo de 202,20 m y 207 m de perforaciones de interior de mina, remuestreos y replanteos topográficos en escala 1:500, nuevas líneas de prospección geofísica por método electromagnético Turam que totalizaron 1.650 m; se realizaron 3 perforaciones más, por medio de equipos de la Secretaría de Minería que sumaron 475,10 m con los que se totalizan 2.523,90 m en todo el prospecto. En esta época se relevaron 24 perfiles topo-geológico-estructurales a escala 1:500, uno cada 20 m, con una longitud total de 580 m y se registraron 181 datos de estructuras. La provincia del Chubut tomó el compromiso de construir un campamento para vivienda del personal afectado a todas las tareas de exploración en Huemules. La Secretaría de Minería hizo un llamado a Licitación Nacional e Internacional (16/12/85), la que es declarada desierta por falta de oferentes. En 1986-87, los Centros de Exploración Patagonia Norte (General Roca, Río Negro) y Sur (Comodoro Rivadavia, Chubut) y la Dirección de Minas y Geología del Chubut formularon el Proyecto Huemules, para evaluar la real potencialidad del prospecto (Herrero *et al.*, 1986). En diciembre de 1986 comenzó la etapa "A" de la formulación, la que fue suspendida en mayo de 1987, cuando se había ejecutado el 30 % de lo planificado.

GEOLOGÍA REGIONAL

Estratigrafía, relaciones generales

La región se encuentra comprendida en la unidad morfoestructural denominada Cordillera Patagónica Central.

La estratigrafía regional se integra con unidades cuya evolución geológica se extiende desde el Devónico inferior (Paleozoico) hasta la actualidad.

Las unidades aflorantes más antiguas corresponden a los metasedimentos de la Formación Esquel, asignados por su contenido fosilífero al Devónico inferior-Pérmico inferior; litológicamente pertenecen a una facies metamórfica de bajo grado caracterizada por rocas de tipo wackes feldes-

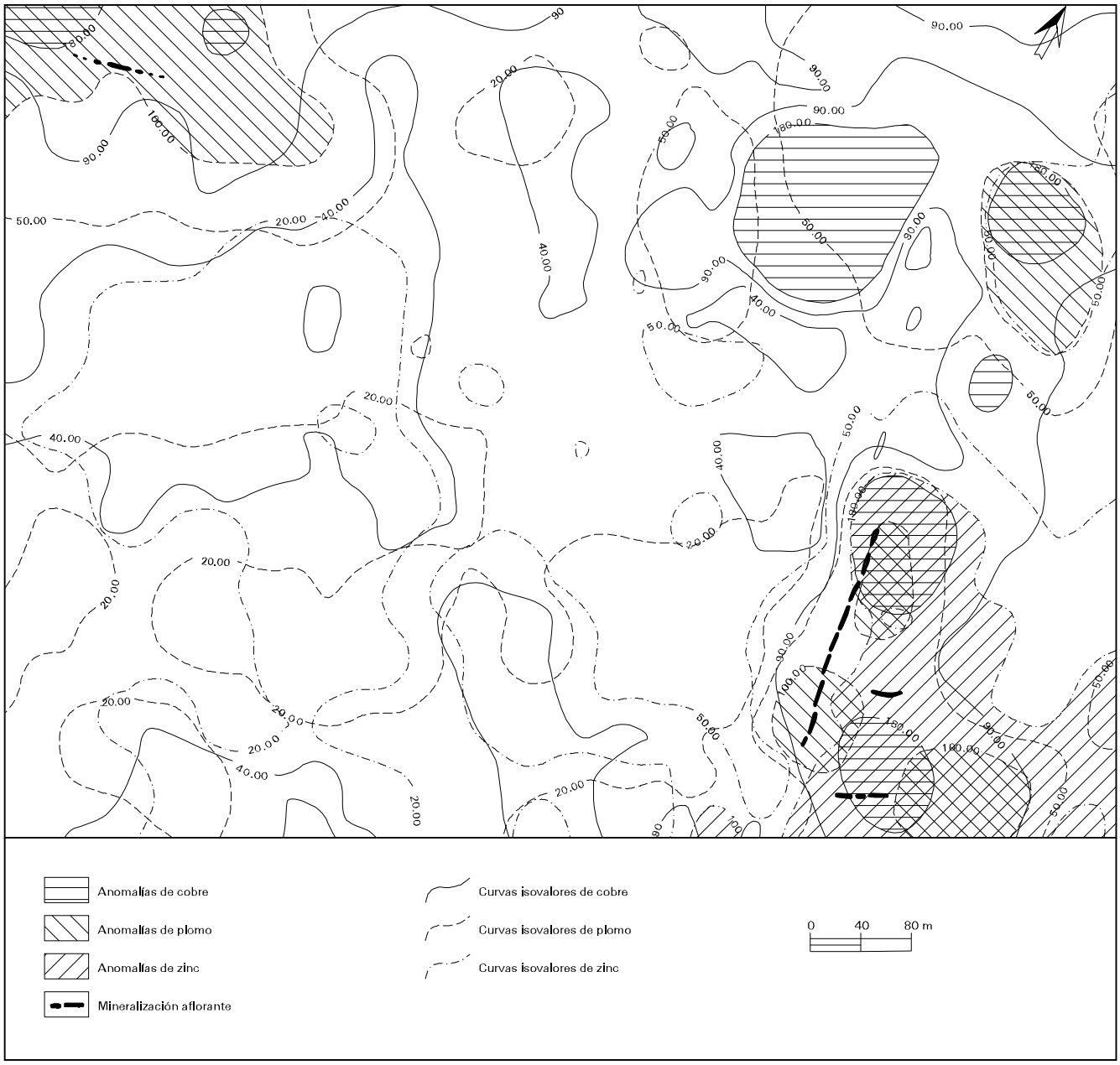


Figura 1. Anomalías geoquímicas del prospecto Huemules.

páticas, con bancos de areniscas y lutitas en disposición rítmica alternante, y por conglomerados intraformacionales.

Siguen en la secuencia cronoestratigráfica, volcanitas mesosilícicas con intercalaciones de estratos sedimentarios, intruídas por pórfiros riolíticos de edad triásica superior (Haller, 1978), a las que se ha denominado «Volcanitas Cacique Antieco» (Viera, 1981). En el límite Triásico-Jurásico se emplazan en la región cuerpos intrusivos de variada composición petrográfica, desde dioritas hasta adamellitas con una edad absoluta de 174 Ma (Toubes y Spikermann, 1973), rocas a las que se ha denominado Granitos Nahuel Pan (Viera, 1981) y Granitos La Hoya (Herrero, 1981). En tiempos jurásicos se integran a la secuencia regional volcanitas ácidas y mesosilícicas, que constituyen la Formación Cañadón Huemules (Viera, 1981). Su edad es establecida por la presencia de una Bennetital, género *Ptylophillum* sp, del Jurásico-Cretácico inferior.

Desde el punto de vista estructural, el cordón oriental del Futaláufquen fue analizado por Sepúlveda y Viera (1982), quienes describen pliegues de gran radio de rumbo norte-sur y fallas regionales de rumbo N32º, que facilitan el basculamiento de bloques entre 30º y 50º al sureste y que desplazan los ejes de los pliegues.

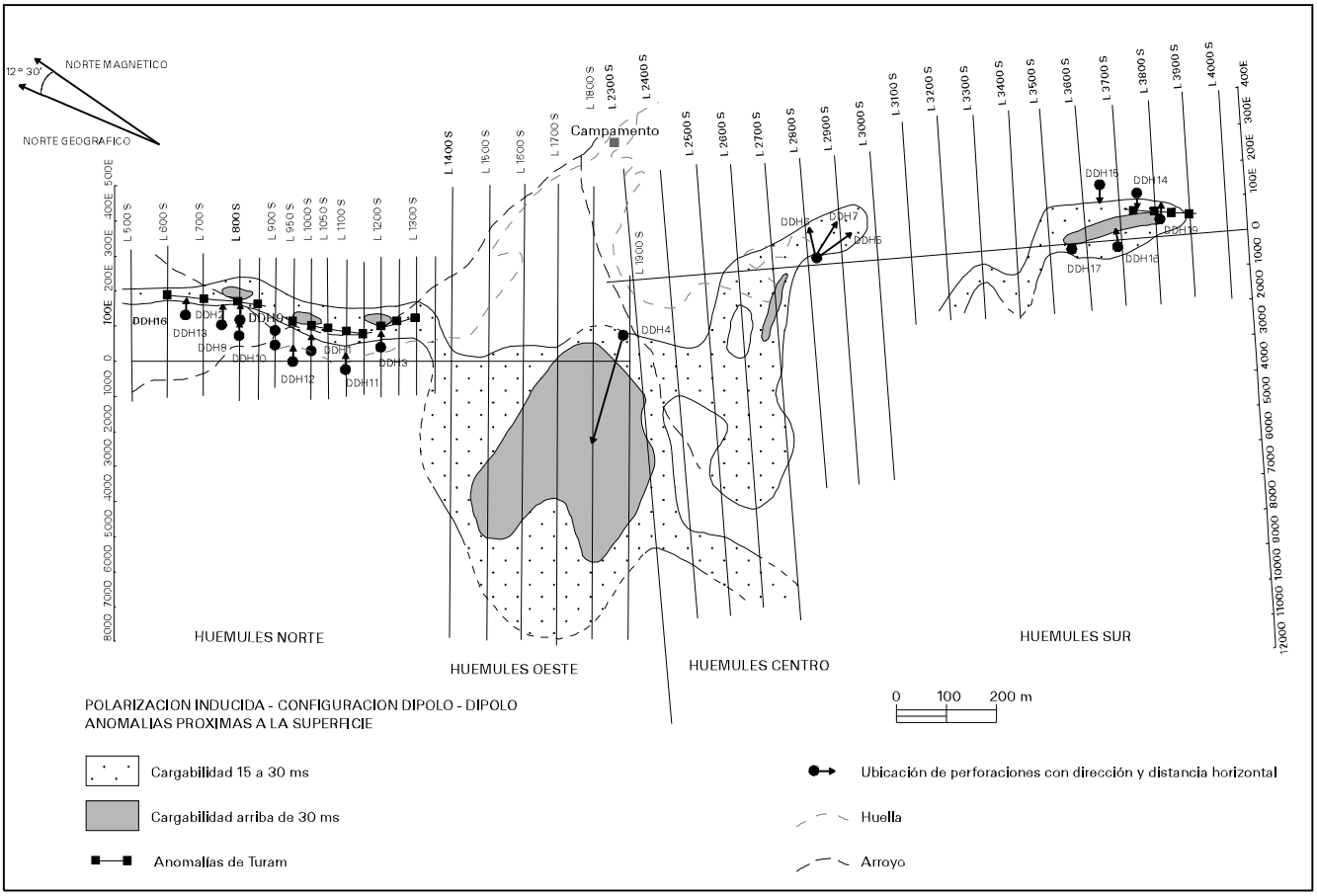


Figura 2. Anomalías geofísicas del prospecto Huemules.

Se detectó por análisis de aerofotogramas, dado que no se manifiestan claramente en el campo, la existencia de un sistema de fracturas radiales que se constituyen en el lugar físico de emplazamiento de diques de diversas naturaleza y también de la mineralización; las direcciones de las fracturas oscilan entre N280º a N30º tendiendo a intersectarse al oeste de Huemules Centro, sector donde se ha registrado una fuerte anomalía de PI (Polarización Inducida) (Huhta, 1983) (figura 2).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En la figura 3 se presentan la geología, mineralización y alteraciones del prospecto.

Formación Cañadón Huemules: es la unidad localmente más antigua, de mayor distribución, y roca de caja de la mineralización y de los sucesivos intrusivos de edad jurásica, en el área del prospecto. Anteriormente se incluían estas rocas dentro de lo que se denomina “Serie Andesítica Eocena”.

Este hallazgo permite correlacionar temporalmente esta mineralización post-jurásica con otras conocidas en la provincia del Chubut vinculadas a estratovolcanes de esa edad. Litológicamente la Formación Cañadón Huemules constituye una secuencia volcano-sedimentaria continental, que presenta rumbos variables entre N45º a 60º con inclinaciones de 12º a 50º al sureste; está conformada por un miembro sedimentario representado por fanglomerados de clastos andesíticos y riolíticos, bien redondeados con abundante matriz de arena volcánica y con un alto grado de litificación debido a la cementación por sílice y carbonato de calcio.

Intercalados se encuentran bancos de tobas y tufitas de composición andesítica muy bien estratificados, culminando con un banco de tobas dacíticas con abundante pirita singenética, con una potencia de 60 metros.

Por encima del miembro sedimentario, se encuentra un miembro piroclástico, cuya parte inferior está representada por 160 m de tobas andesíticas gris azuladas, bien estratificadas. La parte superior es preferentemente aglomerádica, con un espesor de 270 metros. Lateralmente estos aglomerados cambian el tamaño de sus clastos andesíticos hasta alcanzar la dimensión de bloques de varios metros cúbicos, lo que sugiere la cercanía de un centro volcánico. Algunos de estos clastos tienen naturaleza petrográfica similar a la de los pórfiros andesíticos y microdioritas emplazados en el sector, sugiriendo la consanguinidad con estas rocas.

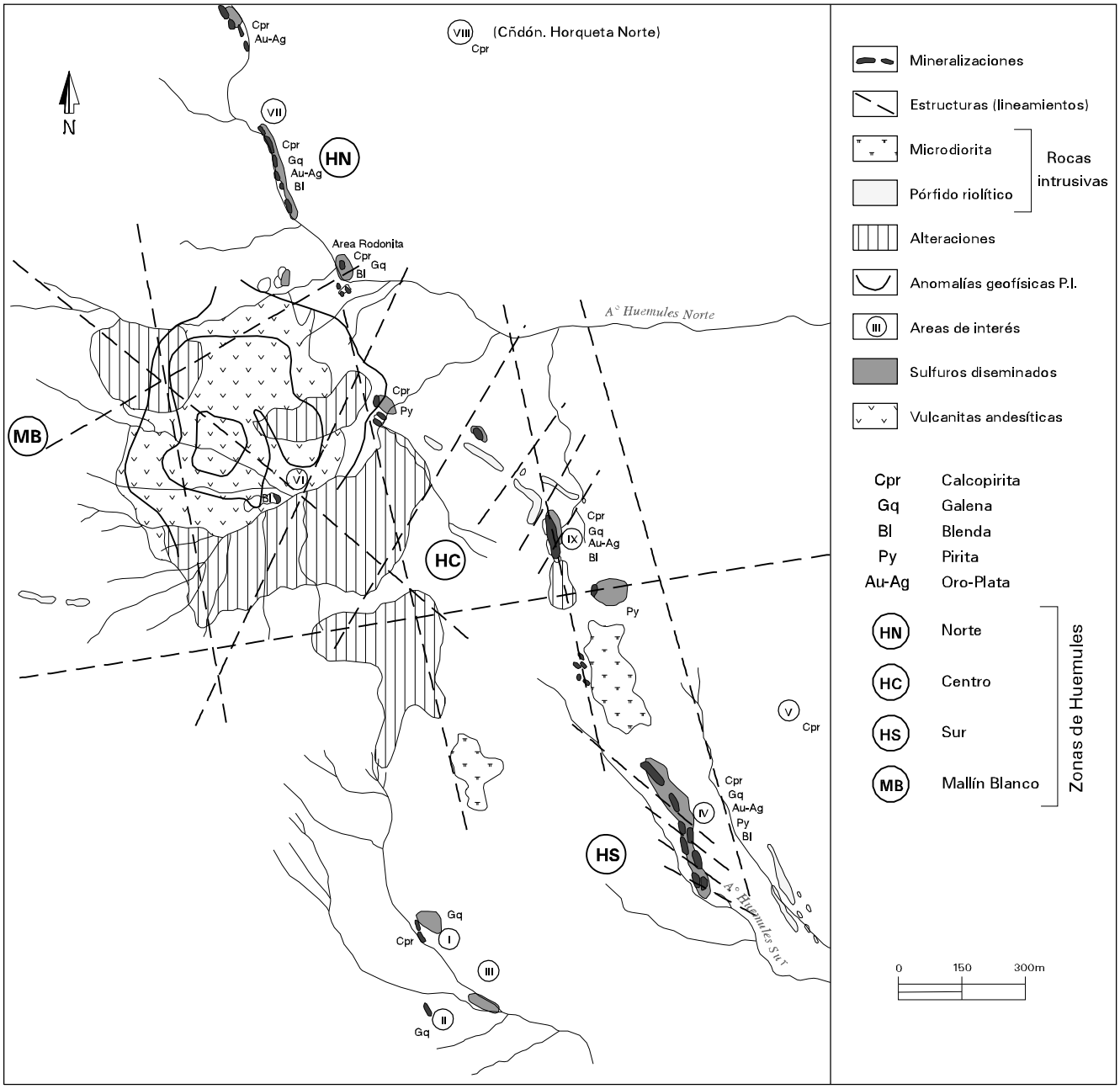


Figura 3. Geología, mineralización y alteraciones del prospecto Huemules.

Por encima de este miembro se encuentra el miembro andesítico, que consta de 255 m de intercalaciones más o menos regulares de andesitas y aglomerados, en bancos lentiformes cuyo espesor varía desde los 0,50 m a los 6 metros. La parte superior está compuesta por andesita y/o basalto, dispuestos en coladas que son muy difíciles de individualizar en el campo. La secuencia se comporta como un homoclinal, cuya inclinación varía desde 12° a 45° al sureste, con un rumbo también variable de 30° a 60º. En discordancia se apoyan rocas de la Serie Andesítica (Formación Ventana), que no afloran en el área del yacimiento.

En numerosos sectores del área aparecen rocas intrusivas hipabisales mesosilícicas y ácidas cuyo modo de yacer corresponde a estructuras de diques y stocks.

Hipabisales andesíticos: Los diques se encuentran formando un enjambre; se los considera estructuralmente ligados a la mineralización. Presentan un rumbo general N325°. Su composición suele ser andesítica-basandesítica; se piensa que forman parte del mismo complejo intrusivo-extrusivo, de manera que se los considera cosanguíneos y ligados temporalmente con la Formación Cañadón Huemules. Los stocks ocurren en toda el área, pero se describirán sólo dos de ellos. El primero, ubicado al norte de Huemules

Sur, tiene unos 500 m en sentido norte-sur y 200 m en sentido este-oeste; su borde oriental se encuentra controlado por una fractura norte-sur, en la que se observan calcopirita y oxidados de cobre. Algunos de los contactos son netos y se observa propilitización con argilización sobrepuesta; sin embargo en general los cuerpos están escasamente alterados, lo que sugiere un emplazamiento post-mineral. La composición petrográfica varía desde una andesita porfírica, hasta una microdiorita, o gabros de oligoclasa y andesina.

Otro intrusivo en el área del yacimiento presenta una longitud de 600 m en sentido norte-sur por unos 100 m en sentido este-oeste. La naturaleza petrográfica es similar a los anteriores observándose facies brechosas. Existen prolongaciones diqueiformes de este cuerpo atravesando los aglomerados de la Formación Cañadón Huemules.

Su emplazamiento estaría controlado por fracturas norte-sur y sus contactos se presentan argilizados. Este cuerpo es cortado por diques petrográficamente afines, lo que estaría indicando varios pulsos de un mismo ciclo magmático. Una mención especial merece el intrusivo microdiorítico con diferenciaciones dacíticas, vinculado a mineralización de blenda, galena, calcopirita y rodonita, en el sector norte del Proyecto, denominada Area de Rodonita.

Hipabisales ácidos: comprenden grandes diques, y pequeños stocks. La composición varía de riolítica a riodacítica. Por su mayor competencia relativa forman grandes crestas en el relieve, sobresaliendo aquél ubicado en Huemules Centro, que adopta una forma anular incompleta y que se encuentra vinculado a la mineralización. Su rumbo general es 290°. Dado que no se observan clastos de estos diques en los aglomerados, se infiere una edad más joven para estos cuerpos ácidos.

Brechas de cemento silíceo: El afloramiento más importante presenta clastos de andesitas alteradas. El cemento puede formar el 50% del volumen. Existen oquedades interpretadas como erosión diferencial de clastos alterados; no obstante algunas son drusas singenéticas con la cementación silícea. Se les asigna un posible origen hidrotermal.

Conglomerados ferruginosos: Presentan afloramientos reducidos y de escaso espesor, formados por conglomerados brechosos con cemento limonítico y matriz arenosa; se pueden observar en Huemules Centro y en el sector denominado Mallín del Bronce; yacen formando pequeñas terrazas en la costa de los arroyos y como afloramientos aislados en algunas depresiones del sector. Se supone que esta unidad es de edad cuaternaria y correspondería a rellenos actuales de cauces, cortados a posteriori por reactivación neotectónica de los drenajes.

La secuencia estratigráfica finaliza con sedimentos glaciales y fluvioglaciales, las tefras y paleosuelos intercalados de la Formación Río Pire-co, aluvios, coluvios, depósitos de remoción en masa y suelos.

Estructura y morfología

La presencia de metales preciosos y metales de base se observan a lo largo de 3600m en estructuras vetiformes, con ganga de cuarzo, dentro de la Formación Cañadón Huemules. Estas estructuras han sido interpretadas como parte de una gran falla de rumbo 320º a 340º. El prospecto, de sur a norte, ha sido sectorizado en: Huemules Sur, Huemules Centro y Huemules Norte, aprovechando su segmentación por stocks mesosilícicos a básicos a lo largo de su corrida.

Huemules Sur: Conforma la mineralización mejor expuesta en superficie de la zona; es común en este sector la presencia de diques microdioríticos, con rumbos noroeste-sureste, que son preminerales o contemporáneos con la mineralización de sulfuros. Las potencias de estas estructuras varían desde centímetros hasta 5 o 6 m, presentando el clásico diseño de "cola de caballo». Localmente, en Huemules Sur se ha reconocido un sistema de fallas antitéticas de rumbo N325° que inclinan en forma convergente con 65° a 80°, constituyendo una zona de colapso, de unos 40 m de ancho por más de 400 m de longitud. Este sistema está segmentado por fallas de rumbo, de dirección N 300° y este-oeste, conformando una bien definida *shear zone*; la mineralización de sulfuros se presenta en venillas, relleno de brechas de cuarzo, vetas sigmoidales, lentes, stockwork y diseminada.

Las estructuras mineralizadas del sector cubren una superficie de 914 m^2, con una potencia media de 2,00 m, variando entre 0,05 m y 4,60 m con un coeficiente de variación del 80 %. Los contenidos de oro en este sector varían desde 0,34 a 815 g/t Au, con un coeficiente de variación del 500 %. Existen valores altos erráticos. Se estima para el sector un volumen de 3.000 t de mineral por metro vertical de profundización.

Huemules Centro: Consiste en la continuidad hacia el norte de la veta de Huemules Sur, luego de su interrupción provocada por la intrusión de un stock microdiorítico. Se aprecia hacia el oeste una gran zona de argilitización-piritización; la veta está asociada a un gran dique de pórfido riolítico y tiene una corrida de 165 metros. Se estimó una superficie mineralizada de 260 m^2, con un volumen de 860 t de mineral por metro vertical de profundización. La mineralización se presenta como vetas de sulfuros masivos, subparalelas y diagonales, en stockwork y diseminada.

Huemules Norte: Posee una estructura mucho más sencilla, que consiste en el relleno de una falla noroeste-sureste, que buza hacia el oeste, con algunas fracturas transversales. Su corrida es de 700 m y su potencia media de 1,50 metros. Las mineralizaciones presentes constan de sulfuros masivos, en bolsillos y como relleno de brechas andesíticas. La ganga es de cuarzo y calcita. La superficie mineralizada de este sector es de 435 m^2, con un volumen de 1.500 t de mineral por metro vertical de profundización.

Se estimó en su oportunidad para todo el yacimiento un volumen de 5.400 t de mineral por metro vertical de profundización, con una productividad del 35 %.

N° de Muestra	Conc. mayor (>10% vol.)	Conc. Menor (1%-10% vol)	Trazas (< 1% vol)
Compósito A	Cuarzo-Caolinita-Alunita-Basanita	Sericita-Plagioclasa-Clorita-Rutilo	Jarosita-Circón-Calcita
Compósito B	Cuarzo	Calcita-Alunita-Clorita-Colinita-Plagioclasa-Sericita	Circón-Jarosita-Rutilo
Compósito C	Cuarzo	Calcita-Clorita-Alunita-Caolinita-Sericita-Basanita	Feldespato-Circón-Jarosita-Rutilo

Tabla 1. Mineralogía de ganga.

MINERALOGÍA

En la tabla 1 se sintetiza la mineralogía de la ganga (minerales transparentes); en la tabla 2 se consigna los minerales opacos de ganga y las especies útiles.

Minerales primarios. Consiste en metales preciosos y metales de base, en ganga de cuarzo. Se presenta con las siguientes asociaciones y paragénesis:

-Brecha con oro asociado a pirita, esfalerita y calcopirita, en ganga de cuarzo que bordea diques de microdioríta, cuyos contactos se aprecian débilmente alterados.

-Sectores con abundante cuarzo, en o cerca de zonas de fallas, con oro asociado a pirita y posiblemente esfalerita.

-En Huemules Norte la mineralización contiene un mayor porcentaje de sulfuros.

El oro se presenta nativo o como electrum, a lo largo de microfracturas, o en forma de inclusiones en esfalerita, galena, calcopirita, pirita y cuarzo. En algunos sectores parece existir una asociación preferencial con la esfalerita. En líneas generales, el oro no aparece en sectores donde la pirita es el sulfuro dominante. El tamaño del oro varía desde 5 a 100 μ, pero normalmente se lo encuentra con dimensiones de 10 a 50 micrones.

Se considera que el electrum puede ser la principal fuente de los tenores de plata, conjuntamente con teluros y alguna sulfosal argentífera. La relación típica Ag/Au varía desde 0,5 a más de 50, en algunos lugares.

El cobre, el plomo, y el cinc se encuentran, en general, por debajo del 1%, aunque ocasionalmente presentan algunos bolsones con altos valores.

La ganga predominante es el cuarzo, y aparece de distintas formas: masivo, en vetas de cuarzo lechoso, y como venillas grisáceas en stockwork y brechas. En muchos lugares se observa cuarzo bandeado con calcedonia y esfalerita; estas texturas y la presencia de calcedonia sugieren un emplazamiento cercano a la superficie con temperaturas epitermales. También se encuentran venillas de calcita cortando zonas mineralizadas (Brodtkorb, 1978; Donnari, 1979; Godeas y Fernández de Covaro, 1980).

Otros minerales de ganga presentes son: Rodonita, rodocrosita, alunita, yeso, anhidrita y adularia, esta última considerada un excelente indicador de persistencia de la mena en profundidad en las mineralizaciones filonianas de los Andes (Hollister, 1981).

La cátedra de Yacimientos Minerales y el INREMI (Instituto de Recursos Minerales, UNLP; Vallone *et al.*, 1988; de Barrio *et al.*, 1988) realizaron una investigación sobre testigos de perforación de Huemules, detectando la presencia de baritina, fluorita y scheelita.

A continuación se muestran algunos resultados de estudios mineralógicos realizados en el CIMM de Chile a pedido de la titular del yacimiento. Los análisis de oro presentan valores bajos de 2 a 5 g/t Au, hasta valores altos erráticos de 850 g/t Au y 2.600 g/t Ag. En algunos sectores, como el denominado clavo de alta ley en Huemules Sur, se encontraron zonas de enriquecimiento más persistentes, alcanzando un promedio de entre 50-100 g/t Au.

Fenómenos supergénicos. Si bien la caolinización en algunos sectores se presenta en venillas de posible génesis

N° de Muestra	Minerales Oxidados	Sulfuros y Sulfosales	Minerales de Au y Ag Especies donde se detecta Ag	Teluros
Compósito A	Rutilo, Calcita, Hematita, Limonita	Pirita, Galena, Esfalerita, Calcopirita, Covelina	Oro Nativo (electrum), Galena	
Compósito B	Jarosita, Magnetita, Hematita, Rutilo	Pirita, Calcopirita, Esfalerita, Galena, Pirrotina	Galena	Te-Ag (Hessita)
Compósito C	Hematita, Magnetita	Pirita, Calcopirita, Galena, Esfalerita, Bornita, Calcosina	Au nativo, Galena	Teluro nativo, Hessita

Tabla 2. Minerales opacos de la ganga y las especies útiles incluyendo algunos minerales transparentes.

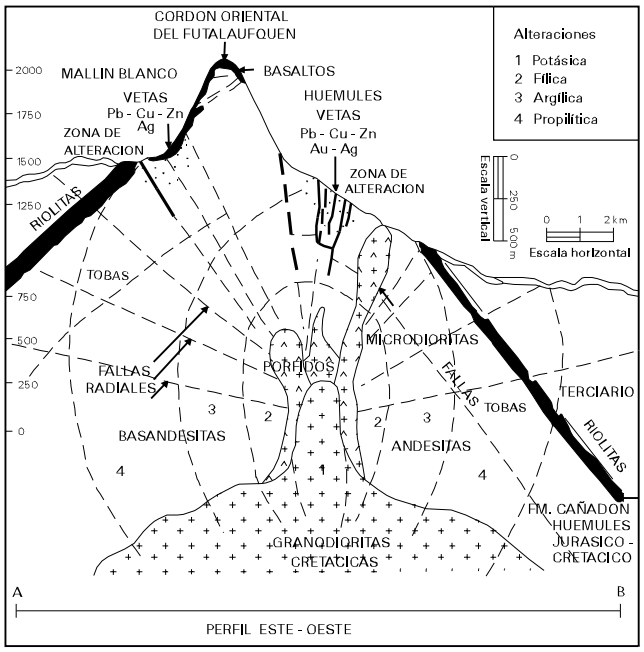


Figura 4. Perfil generalizado este-oeste del prospecto en el sector central.

hidrotermal, en general se le asigna un origen supergénico provocados por aguas con pH ácido, debido a procesos de lixiviación de la pirita. En algunos lugares, especialmente Huemules Norte, existe evidencia de una lixiviación poco profunda, y zonas de oxidación en superficie, produciendo un desarrollo local de hematita, jarosita, rutilo, y limonita. También se encuentran minerales secundarios de cobre como azurita y malaquita, generalmente asociado a zona de fallas.

Alteraciones. Las alteraciones de la roca de caja consisten en propilitización, silicificación y argilización. En algunos sectores se ha determinado alunita y sericita. La alteración más importante es la silicificación, asociada a la caolinización, argilización y/o propilitización fuerte, en adyacencias de fallas y cuerpos hipabisales. La disposición sobre el terreno de las alteraciones hidrotermales no presentan una zonación característica y en general ellas se forman en condiciones de pH ácido y de baja temperatura, avalando una posición elevada del nivel de erosión.

MODELO GENÉTICO

Los datos geomineros reunidos hasta el momento en la investigación del prospecto, en especial los referentes a su desarrollo vertical, resultan escasos para asimilarlo con seguridad a un determinado modelo genético. Sin embargo en la zona confluye una serie de significativos caracteres metalogenéticos que deben ser considerados:

a. Presencia de mineralización epitermal de metales base y preciosos en yacencia vetiforme, distribuida en una vasta superficie (diferentes sectores del prospecto Huemules y el área de Mallín Blanco).

b. La caja de las vetas está constituida por un complejo lávico piroclástico mesosilícico de considerable espesor en el que se intruyen cuerpos subvolcánicos comagmáticos.

c. El desarrollo del campo volcánico parece corresponderse con el de una estructura (estratovolcán) centrada sobre un conjunto de fallas que radían de un sector ubicado algo al oeste de Huemules Centro.

d. Las litologías encajonantes de la mineralización presentan una fuerte alteración propilítica regional, silicificación vinculada a las zonas de vetas y argilización (caolinización) en «parches».

c. Se ha determinado la existencia de una fuerte anomalía de IP, comparable a las clásicamente observadas sobre depósitos del tipo pórfiro cuprífero (Hutha, 1983). El núcleo de la misma se situaría entre 800 m y 1.000 de profundidad de acuerdo a R. Evans - FRNU - (com. pers.), en la vertical de la virtual intersección de las estructuras radiales antes mencionadas.

Estas características inducen a los autores a sugerir la probable vinculación de las mineralizaciones vetiformes aquí descriptas con el ambiente marginal de un sistema de pórfiro cuprífero simple, no aflorante. De modo ilustrativo se presenta un perfil generalizado este-oeste (figura 4) que intersercta al prospecto en el sector central y se extiende hasta Mallín Blanco, en la otra vertiente del Cordón Oriental del Futalaufquen, al cual se le ha superpuesto, especulativamente, el esquema modelizado por Sillitoe (1973).

BIBLIOGRAFÍA

Herrero, J. C., R. Viera, M. Zubia, R. Bagalciaga, G. Hughes y L. Deus, 1986. Formulación del Proyecto Huemules, Oro y Plata, departamento Futaleufú, Provincia del Chubut, República Argentina. *Dirección Nacional de Minería y Geología.* Buenos Aires.-

Herrero, J.C., 1981. Geología y Mineralizaciones del Cordón de Esquel. *Servicio Minero Nacional.* Buenos Aires.

Hollister, V. F., 1981. Mineral Exploration in the Esquel District, Province of Chubut, Argentina. *FRNU,* New York.

Sepúlveda, E. G. y R. Viera, 1980. Geología y área de alteración en el Cerro Colorado y alrededores, Chubut Noroccidental. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (2). Buenos Aires.

Viera, R., 1980. Geología y mineralizaciones del este de Mallín Blanco, Cordón Oriental del Futalaufquen. *FRNU*. New York.

Viera, R., 1981. Geología y mineralizaciones del Cerro Nahuel Pan. *FRNU*. New York.

Viera, R., 1983. Approche Multivariable d´une prospection geochimique sur sols – Mise en evidence des anomalies – Indice Huemules- Esquel – Chubut- Argentina, CESEV, 1982-83, *Ecole Nationale Superieure de Geologie Applique et de Prospection Miniere, Universidad Nancy I.* Nancy.

Viera, R., J. C. Herrero y G. Hughes, 1988. Proyecto Huemules, Geología del Yacimiento, Estimación de Reservas. *Congreso Argentino de Geología Económica,* Olavarría, Provincia de Buenos Aires.

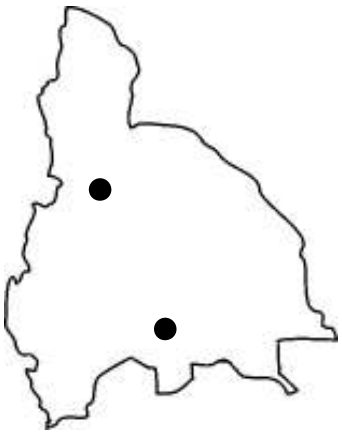


PALEOCENO-PLIOCENO:

Cuenca de retroarco

Depósitos sedimentarios
Arcillas terciarias de San Juan
Depósitos de bentonitas terciarias de Zapala y Añelo, Neuquén
Diatomitas del distrito de Ingenio Jacobacci, Río Negro

Perucca, J. C., 1999. Arcillas terciarias de San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1379-1383, Buenos Aires.



ARCILLAS TERCIARIAS DE SAN JUAN

Juan C. Perucca[1]

INTRODUCCIÓN

Son amplias las concentraciones limo-arcillosas que se localizan en la provincia de San Juan, si bien a la fecha no son explotadas. Existen algunos estudios que indican sus posibilidades de uso y reservas estimadas.

MANIFESTACIÓN PLANTA CONMINA-POCITO

UBICACIÓN

Los afloramientos limo-arcillosos se ubican en el ambiente de bajada del faldeo oriental de la Sierra de Zonda, en el departamento Pocito, frente al sector conocido como Quinto Cuartel, a unos 16 km al sursureste de la ciudad capital. En forma saltuaria se extienden sobre un frente de casi 30 km de rumbo general nornoreste-sursuroeste.

CALIDAD, RESERVAS, PRODUCCIÓN

La calidad del material arcilloso es excelente para artefactos y materiales de la llamada cerámica roja: alfarería y ladrillos huecos. Se realizaron ensayos en el CIIM (INTI) con resultados alentadores respecto de la calidad fisico-mecánica, análisis químico, mineralógico y formas de cocción de la pasta, en todas las muestras enviadas: muy escasa a nula presencia de sales (eflorescencias), contracción, temperatura de fundición (caramelo a 1.154°C, temperatura de cocción óptima 904°C, deformación, resistencia, etc.

La densidad aparente varía entre 1,79 (1.000°C) a 2,23 (1.00° C); la dureza Mohs entre 4 y 7; contracción total entre 2,5 y 7,5; la absorción entre 0 y 19,0; y la porosidad aparente entre el 3,3 y 34,0. El 50 % de su peso se encuentra en la fracción menor a 2.

Las reservas pueden ser estimadas, para el sector detrás de la vieja planta de Conmina solamente, en unas 100.000 t clasificadas como probadas , y 600.000 t aceptadas como probables. En cuanto a los recursos, pueden ser estimados como de varios millones de toneladas, ya que los bancos arcillosos se prolongan varios kilómetros hacia el norte y sur, sin conocerse la profundidad según su buzamiento.

USOS Y DESTINO

No existe producción de tipo industrial, registrándose la presencia de algunos frentes de labor de los cuales se extrae material para alfarería artesanal, aprovechando sus condiciones ideales para gress rojo.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

Las manifestaciones arcillosas se presentan con un conglomerado basal de grano medio a grueso, con rodados más o menos redondeados casi exclusivamente de caliza y pedernal, cuyo cemento está constituido por un material detrítico derivado de los mismos componentes. El carácter de las capas denotan un régimen continental, sedimentos depositados en cuencas labradas en el ambiente de calizas cambro-ordovícicas, con relieves poco acentuados.

[1] *Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Minería de San Juan.*

Entre potentes y duros bancos de areniscas finas a limolitas, de colores rojizos suaves, aparecen capas más delgadas de arcillas rojas, de colores ladrillo a pardo claro hasta chocolate o marrón oscuro, con espesores que varían entre 0,30 a 1,50 m y, excepcionalmente, hasta 2,50 m.

Se trata de arcillas en sentido estricto cuyos componentes, según análisis por difracción de rayos X indica la presencia de illita, cuarzo, feldespato, anortoclasa y posible calcita. El análisis químico indica que el contenido en óxido de Ca corresponde a carbonato de calcio del orden del 10 %. Aparecen algunos cloruros que se volatilizan durante la cocción.

Por analogía se las ha considerado a las formaciones limo-arcillosas como pertenecientes al Terciario (Estratos Calchaqueños). Según algunos autores existen elementos de juicio para ubicarlas en el Plioceno Inferior).

Estructura

El rumbo general de estas formaciones varía muy poco, oscilando entre N15°E a N30°E, casi paralelo al borde de la Sierra de Zonda. El buzamiento es suave y constante hacia el este, variando desde subhorizontal hasta 40° E.

Los afloramientos están limitados por un sistema de fallas inversas que buzan abruptamente hacia el este con pendientes entre 60° y 75° E; el labio levantado, el oriental, aparece reflejado en el relieve por lomadas de regular altura con barrancas de falla mirando al oeste y descendiendo suavemente hacia el naciente hasta perderse debajo del acarreo moderno. De este modo, todas las manifestaciones limo-arcillosas tienen origen tectónico, por dislocación y ascenso diferencial de bloques.

En la base de las arcillas, cuando aflora, aparecen calizas y dolomitas de la Formación San Juan. En el techo, y en neta discordancia angular, aparecen en espesores que van desde algunos decímetros hasta decenas de metros, los conglomerados y aglomerados modernos, constituidos por rodados de caliza, pedernal y, en ocasiones, pórfidos y vulcanitas traídas por los ríos de tipo antecedente.

Morfología

Las arcillas aparecen en lomadas en medio de un ambiente de bajada, conformado por los abanicos coalescentes del faldeo oriental de la Sierra de Zonda. El agua de lluvia torrencial que suele presentarse todos los veranos en el sector, ha erosionado profundos cañadones, con paredes casi verticales y pendientes violentas, donde se pueden estudiar los perfiles de la serie limo-arcillosa y toda su secuencia estratigráfica.

MANIFESTACIÓN CALLE 14-LA FLECHA

Ubicación

Está ubicada en dos quebradas muy profundas que disectan las lomas terciarias directamente al oeste de la Calle 14 (Carpintería), continuándose hacia el norte hasta casi enfrentar la Calle 13, a unos 20 km en dirección sursureste de la capital sanjuanina. Pueden ser considerados como una continuación de los depósitos similares observados en la Calle 9 (Conmina), varios kilómetros al norte.

Calidad, reservas, producción

Se trata de arcillas rojizas, prácticamente sin montmorillonita, lo cual las hace especialmente aptas para cerámica roja, por su alta plasticidad y características físico-químicas adecuadas. Los colores son marrones oscuros a chocolate. La serie expuesta por la erosión tiene unos 50 m de alto (profundidad de los cañadones). El bloque del Terciario levantado por procesos tectónicos tiene unos 450 m de longitud norte-sur.

De los ensayos realizados en el CIIM se obtuvieron los resultados siguientes: (a) color ladrillo hasta los 1.100°C, dureza Mohs 4, contracción total 5, absorción 16,4 a 17,1, porosidad aparente 31,6, densidad aparente 1,85; (b) color marrón a los 1.200°C, dureza Mohs 6,5, contracción total 10, absorción 6,9, porosidad aparente 15,4 y densidad aparente 2,23. Fue clasificado como un muy buen material para cerámica roja para construcción. Eventualmente puede usarse como componente para gres rojo. Buen color, adecuada plasticidad. Color natural beige rosado; pH 5, agua de plasticidad 20,5, contracción al secado 2,5%.

El mineral estudiado puede estimarse según los siguientes valores: 200.000 t de reservas probables, más 800.000 t de recursos inferidos. No sería prudente ampliar estas estimaciones por cuanto no existen labores que permitan asegurar continuidad de los afloramientos mucho más allá de los cortes (cañadones) muestreados De todos modos, conviene resaltar que existen evidencias de continuidad de los horizontes terciarios que van desde La Flecha en el sur hasta el Baño de la Salud en el norte, por más de 30 km casi continuos, pero sin prospectar.

Usos

La calidad del material muestreado permite asegurar su utilidad como materia prima para ladrillos rojos o cerámicos, así como para alfarería de color.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El banco muestreado, de unos 3 m de espesor, tiene muy buena plasticidad y se distingue por sus características físicas particulares: tonos chocolate muy oscuros, degradación a la intemperie formando dendritas pequeñas e intrincadas Su coloración y aspecto terroso fácilmente degradable lo distingue muy bien de los potentes horizontes limo-arenosos, de grano fino, muy duros y compactos, con colores en general claros y alta resistencia a la erosión; las potencias también son importantes, con un promedio de unos

10 metros. En ocasiones se encuentran capitas conglomerádicas delgadas, de 5 a 10 cm de espesor y rodados pequeños de caliza o dolomita y pedernal.

Se trata de una arcilla de excelente calidad, con algo de montmorillonita, clorita, cuarzo, illita, caolinita y feldespatos.

Por analogía se ha considerado a esta formación como integrante de los Estratos Calchaqueños, es decir, como Terciario continental. No obstante, algunos autores prefieren asignarle una edad más afín con el Plioceno inferior.

Estructura

El rumbo general coincide con la directriz tectónica del borde de la Sierra de Zonda, variando de casi norte-sur en la zona de La Flecha-Calle 14, hasta N30°E frente a la Calle 13. El buzamiento es uniforme hacia el naciente, oscilando entre 50° y 70°.

Hacia el sur del sector, cercano ya a La Flecha, las formaciones limo-arcillosas se apoyan sobre estratos asignados al Paganzo II (Carbónico-Pérmico), en leve discordancia y separadas ambas unidades por un conglomerado compuesto casi exclusivamente por cuarzo. Este Paganzo es muy interesante por cuanto suele mostrar intercalaciones carbonosas que en varias ocasiones fueron objeto de intentos de explotación (Río de las Minas, frente a Carpintería).

En el extremo norte (Carpintería) se encuentran esquistos arcillosos, grauwacas y conglomerados pertenecientes al Silúrico, todo el conjunto de color verde botella y profundamente afectado por procesos tectónicos evidenciados por numerosos pliegues y alabeos de los estratos.

Morfología

El Terciario (o Plioceno inferior) se presenta en lomas bajas, emergiendo del ambiente pedemontano que bordea a la Sierra de Zonda. Se caracteriza por sus profundos cañadones, que lo disectan hasta 50 m de hondo, con paredes casi verticales y notables estrechuras.

MANIFESTACIÓN TUDCUM-IGLESIA

Ubicación

En el Valle de Iglesia se han revisado varios afloramientos de bancos arcillosos, abarcando un área desde Las Flores en el sur, hasta Angualasto por el norte, durante casi 37 km en sentido norte-sur. Las principales manifestaciones muestreadas se encuentran: en barrancas cercanas a la Estación del Automóvil Club Argentino y en un paraje Ilamado Maipirinqui, luego en varios cañadones excavados muy próximos al Hotel de las Termas de Pismanta y, las restantes, en una serie de lomas que se elevan desde Tudcum hasta Angualasto. El sector se encuentra a unos 220 km de la ciudad capital por rutas pavimentadas, en dirección nornoroeste, a unos 1.800 m sobre el nivel del mar.

Calidad, reservas

En general, se trata de horizontes de excelente calidad, aptos para todo tipo de cerámica coloreada, ladrillos huecos o estructurales y, en especial, para la fabricación de tejas y alfarería de gres. Las muestras de junto al Hotel Termas Pismanta tienen color natural gris claro, pH 5, agua de plasticidad 25,5, no contiene $C0_3$, contracción al secado 10, resistencia en seco muy buena y defectos de secado ninguno. A 1.000°C su color es habano claro muy bueno, dureza Mohs 4, contracción total 12,5, absorción 10,1, porosidad aparente 20,9 y densidad aparente 2,07. A 1.100°C el color pasa a marrón, dureza Mohs 6,5, contracción total 15, absorción 0,4, porosidad aparente 0,8 y densidad aparente 2,45.

Las muestras próximas al ACA Las Flores tienen calor natural rosado, agua de plasticidad 27,2; pH 5,5; contiene algo de $C0_3$, contracción al secado 7,5; defectos de secado ninguno y resistencia en seco muy buena. A 1.000°C su color es ladrillo, dureza Mohs 4, contracción total 7,5, absorción 11,6, porosidad aparente 22,6 y densidad aparente 1,95. A 1100° C el color es marrón, dureza Mohs 6, contracción total 12,5, absorción 0,8, porosidad aparente 1,9 y densidad aparente 2,38.

Las muestras tomadas entre Tudcum y Angualasto, en un paraje Ilamado Macalaclasto, tienen color natural gris claro, agua de plasticidad 41, pH 6, contiene algo de $C0_3$, contracción al secado 12,5, defectos de secado ninguno y resistencia en seco muy buena. A 1.000°C el color es marrón rojizo a ladrillo oscuro, dureza Mohs 4, contracción total 17,5, absorción 15,0, porosidad aparente 27,9 y densidad aparente 1,86. A 1.100°C el color es marrón, dureza Mohs 7, contracción total 20, absorción 0,6, porosidad aparente 1,4 y densidad aparente 2,40.

En cuanto a las perspectivas de los depósitos, no se puede hablar de reservas en vista de la escasez de afloramientos muestreables. Los recursos pueden clasificarse como 100.000 t inferidas en Pismanta, 250.000 t inferidas en Las Flores y 200.000 t indicadas en Macalaclasto (clasificación de la SME-AIME).

Usos

En todos los casos se trata de un excelente material para ladrillos cerámicos y tejas. En el caso de Macalaclasto el material es una arcilla excepcionalmente interesante para gres rojo (informe CIIM).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

De acuerdo con Minera TEA, las sedimentitas continentales de la serie Ilamada Estratos Calchaqueños afloran en una gran extensión de1 valle longitudinal Iglesia-Calingasta, ocupando toda la cuenca cerrada entre la Pre-

cordillera al este y la Cordillera Frontal al oeste. La erosión posterior aprovechó la poca consolidación de la serie y barrió con su mayor parte, dejando solamente algunos remanentes cubiertos mayormente por depósitos aluviales modernos. Furque encontró un conglomerado grueso, algo rojizo y muy cementado, al que consideró como basal de los Estratos Calchaqueños. Los afloramientos más importantes asoman entre Tudcum y Angualasto, desapareciendo progresivamente hacia el sur.

Según Xicoy (YCF, inédito), los estratos están compuestos por areniscas de color pardo, amarillento, rosados claro hasta blanquecinos, con granos que varían desde finos hasta conglomerádicos. Un alto porcentaje lo componen arcillas, arcillas limolíticas y limolitas. Salvo algunos bancos más resistentes, que sobresalen en el relieve como crestas o cornisas buzando suavemente al oeste, la erosión ha labrado profundos cañadones, con paisajes de bad-lands, entre mesas aisladas y cuestas muy suaves.

También aparecen en el valle manifestaciones de un ciclo terciario efusivo; son rocas de color gris muy claro clasificadas como andesitas y sus tobas, con afloramientos localizados en suaves lomadas casi siempre cubiertas por detritos modernos.

Los bancos de arcillas muestreados tienen espesores diversos, oscilando en general entre 0,50 m y 2,50 m, correspondiendo las potencias mayores a la zona de Macalaclasto cercana a Tudcum. Abundan las horizontes con señales de facies bentoniticas, puestas en evidencia por su conocida reacción a las lluvias (costras botroidales y lomas fácilmente degradadas).

Estructura

El valle de lglesia se caracteriza por su relleno de estratos del Terciario en bloques dislocados por procesos tectónicos intensos. En general, toda la serie inclina muy suavemente hacia el oeste (10° como máximo), pero las lomas más altas están flanqueadas por fallas de alto ángulo que las elevaron casi verticalmente exponiendo en varios lugares el delgado conglomerado basal.

Los afloramientos se acumulan desde e1 centro hacia la faja oriental del gran valle longitudinal, demostrando que fueron depositados en la amplia cuenca que cerraban las sedimentitas paleozoicas de 1a precordillera; posteriores procesos tectónicos levantaron los estratos y les impusieron pliegues y dislocaciones de gran magnitud. Estos movimientos que afectaron la serie calchaqueña corresponderían al Terciario-Cuaternario.

Morfología

Todo el paisaje del valle está caracterizado por suaves lomadas y barrancas que bordean cuestas muy suaves o mesas de pequeñas dimensiones. Las condiciones físicas poco cohesivas de las tobas, areniscas y arcillas han generado un paisaje en general muy suave y chato.

YACIMIENTO MARQUESADO

Ubicación

Corresponde al perfil del río San Juan, entre el dique de embalse de Ullum y el nivelador Ignacio de la Roza, a unos 11 km al noroeste de la ciudad capital, sobre ruta pavimentada. En realidad toda la Sierra de Matagusanos, que se extiende hacia el norte hasta los faldeos del cerro Villicum, está constituida por la misma formación geológica, la que cubre unos 25 km de largo norte-sur por 10 de ancho este-oeste.

Calidad, reservas, producción

El material fue explotado para abastecer una fábrica de ladrillos cerámicos ubicada junto a la ruta y al pié de la Sierra Alta de Zonda, actualmente paralizada. Se trata de arcillas rojas muy plásticas, cuyas características según ensayos realizados en el CIIM son: color natural rosado, pH 5, contiene algo de $C0_3$, agua de plasticidad 17, contracción al secado 5 %, resistencia en seco buena y defectos de secado ninguno. A 1.000°C el color es ladrillo, dureza Mohs 4, contracción total 5, absorción 13,3, porosidad aparente 26,1 y densidad aparente 1,92. A 1.100° C el color es marrón, dureza Mohs 7, contracción total 10, absorción l,1, porosidad aparente 15,3 y densidad aparente 2,15. Funde a 1.150°C (caramelo).

El CIIM la clasificó como de color agradable y apta para cerámica roja de construcción: ladrillos de todo tipo, tejas, etc.

La calidad varía notablemente entre banco y banco, razón por la cual debe realizarse un muestreo muy estricto para definir recursos/reservas. De todos modos, en trabajos realizados 25 años atrás se estimaron 150.000 t con carácter de reservas probadas, en la margen derecha del río y junto a la fábrica entonces en operaciones. Los recursos indicados pueden estimarse en 500.000 t y los inferidos pueden Ilegar, en el mismo sector y sin tomar en cuenta la prolongación hacia el. norte (margen izquierda), a los 2.500.000 t (clasificación SME-AIME).

Usos

Toda la producción estaba destinada a la fabricación de ladrillos huecos o cerámicos, de muy amplio uso para paredes y tabiques.

Sistema de explotación

El Departamento de Minería de San Juan realizó ensayos de explotación mediante voladuras diferenciales, con un éxito notorio. No obstante, la Empresa nunca se apartó de sus métodos casi artesanales de extracción a pala frontal del material degradado naturalmente.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El yacimiento está compuesto por una sucesión de estratos de areniscas finas, de color rosado, que en parte pasan a limolitas, intercalados con arcillas de tonos más oscuros, marrón a pardo oscuro hasta chocolate. Sus espesores varían entre 1 y 3 metros. La arcilla es muy plástica, con contenidos variables de illita, cuarzo, feldespato, anortosita y algo de calcita. En algunos bancos se observa la presencia de facies montmorilloníticas, conspicuas por su aspecto en costras e hinchamiento luego de cada lluvia.

Estas formaciones han sido asignadas al Terciario, por analogía con los Estratos Calchaqueños, aunque autores modernos están discutiendo esta clasificación. En su extremo sur se apoyan en las calizas de la Sierra de Zonda, en neta discordancia, mientras que hacia el norte llegan hasta las primeras estribaciones dolomíticas del cerro Villicum. Hacia el este los estratos se pierden bajo potentes acumulaciones pedemontanas modernas (Albardón), y hacia el oeste terminan contra los sedimentos lacustres del valle de Ullum.

Estructura

Los mantos de areniscas, limolitas y arcillas de estos supuestos Estratos Calchaqueños tienen en este sector un rumbo general N30°E y se los puede seguir durante varios kilómetros sin mayores variaciones. En cambio, el buzamiento oscila entre una posición casi vertical al apoyarse sobre las calizas de Zonda (extremo sur del sector), y una tendencia general que va de 30°E hasta 60°E. También puede observarse una clara tendencia a empinarse más hacia el borde oeste (valle de Ullum), mientras que al este adoptan una posición subhorizontal.

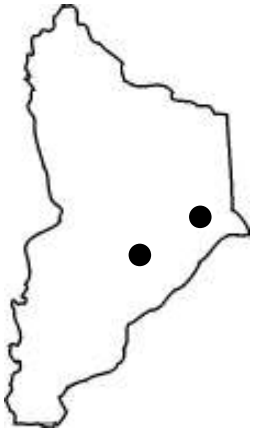
Más hacia el norte, la formación de estratos está separada de la Sierra de Matagusanos (de igual litología, pero con mayor cubierta cuaternaria) por una gran falla regional, muy marcada en el terreno, de rumbo general N20°E que pasa a casi norte-sur frente al Villicum. En posición claramente conjugada con esta falla regional, aparecen varias fallas menores a 60° de aquélla, con nítida respuesta en los sedimentos cuaternarios del techo. Llama la atención que este sistema de fallas se nota con claridad en el Cuaternario, no así en los Estratos del Terciario, posiblemente porque en éstos coinciden con el rumbo y buzamiento de la formación.

Los estratos más antiguos son probablemente los que se apoyan en la Sierra de Zonda, al sur del río, donde se observa un claro predominio de bancos conglomerádicos, con abundancia de rodados de caliza y pedernal, con mucho menor cantidad de riolitas, andesitas y dacitas provenientes de la cordillera. En este sector los estratos adoptan una posición casi vertical.

Morfología

El paisaje en toda la región tiene las clásicas características de los *bad-lands*, o huaiquerías, con crestas empinadas, cañadones profundos, figuras de erosión agudas y abundantes meandros a veces muy cerrados, en una red de drenaje intrincada. La aridez es absoluta, pese a las lluvias que se presentan en verano. Hacia el norte y en la Sierra de Matagusanos, la presencia de formaciones modernas cubriendo en discordancia los estratos, favorece la existencia de una flora con muy pobre desarrollo.

Valles, J. M. y A. Impiccini, 1999. Depósitos de bentonitas terciarias de Zapala y Añelo, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1385-1390, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE BENTONITAS TERCIARIAS DE ZAPALA Y AÑELO, NEUQUÉN

Jorge M. Valles[1] y Agnes Impiccini[2]

BENTONITAS TERCIARIAS DEL DEPARTAMENTO ZAPALA

UBICACIÓN

La región estudiada se encuentra ubicada en el Departamento Zapala, entre las coordenadas 38°45´y 39°15´de latitud sur y 69°30´y 69°40´de longitud oeste, distante 25 km de la ciudad de Zapala.

Los niveles con bentonitas están expuestos en las siguientes áreas:

- Oeste de la Sierra del Portezuelo y zona del Cerro Bandera.
- Nornordeste de la meseta de la Barda Negra.

Se accede a la zona desde Neuquén, recorriendo 130 km por la Ruta Nacional 22 hacia el oeste, la primera zona se encuentra a 2 km al norte de la ruta y para arribar a la segunda zona -meseta de la Barda Negra- se accede por la Ruta Provincial 34 recorriendo 10 a 12 km hacia el sur (figura 1).

Los yacimientos de bentonita se hallan emplazados en una franja alargada, orientada en sentido nornordeste-sudsudoeste de aproximadamente 20 km de largo. En la zona del Cerro Bandera se ubican los yacimientos Petrel, Cerro Bandera, La Lindera y Olascaoga II. En el sector central de la citada franja se ubican los yacimientos El Reencuentro, Doña Emilia, El Toto y Don Jaime. Los yacimientos ubicados mas al sudsudoeste, que corresponden al área de la meseta de Barda Negra y Cerro Guanaco son: Julio Rene, El Catalán, La Reservada, La Victoria, Soledad, Júpiter, 7 de Mayo y Mama.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los niveles portadores de bentonita se encuentran ubicados en la Formación Collón Curá, de edad miocena, formando parte de la denominada cuenca Neuquina.

Está formación se divide en tres facies: Clástica Inferior, Piroclástica y Clástica Superior (Nullo, 1979). En el área donde se encuentran los yacimientos de bentonita sólo se observan las facies Clástica Inferior y Piroclástica.

La Formación Collón Curá en la zona estudiada presenta afloramientos aislados, cubriendo las partes más elevadas de los cerros y mesetas. En el sector sudoeste de la Sierra del Portezuelo se apoya en discordancia erosiva sobre las sedimentitas del Supergrupo Neuquén (Formación Lisandro). No se han encontrado indicios que permitan suponer en esta zona la existencia de una discordancia angular entre ambas secuencias, como sucede en las regiones vecinas (figura 1).

La facies clástica inferior esta integrada por 33 m de areniscas epiclástica, areniscas tobácea, bentonitas y lentes de tobas.

Las areniscas son de color gris verdoso a gris amarillento, grano medio a muy grueso. Hacia la base la arenisca se hace conglomeradica. Presenta estratificación entrecruzada, de bajo ángulo, siendo común la presencia de paleocanales. Intercalan en la secuencia clástica, bancos de bentonita, con espesores variables según los yacimientos. Así mismo se observan lentes de diatomeas de color blanco.

[1] *Universidad Nacional del Comahue - CONICET*

[2] *Universidad Nacional del Comahue, Departamento Geología y Petróleo, CIMAR.*

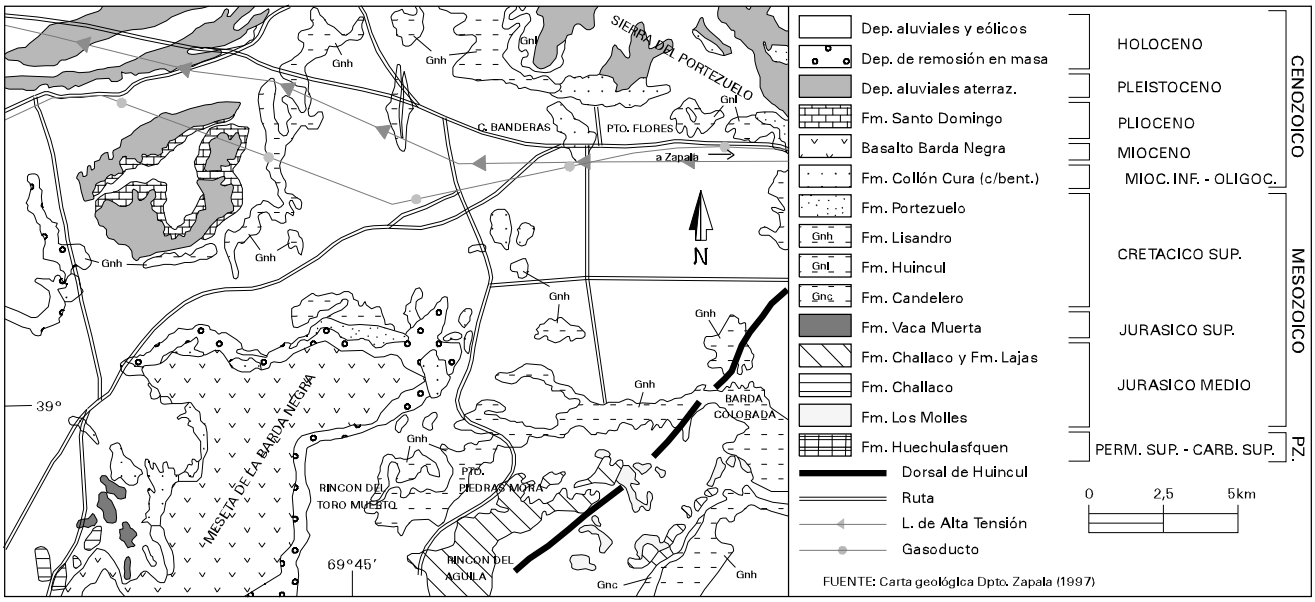


Figura 1. Geología Regional.

Entre los fósiles se citan fragmentos de huesos y dientes de mamíferos. Es común la presencia de troncos silicificados y restos vegetales.

La facies piroclástica se compone de 42 m de toba de color blanco a blanco grisáceo, masiva, con grietas rellenas de yeso. Hacia la base pasa a una toba con altos contenidos de limo y arena, con tonos verdosos.

Suprayacen a los sedimentos de la Formación Collón Cura depósitos eólicos y aluviales aterrazados. En los afloramientos ubicados en los bordes de la meseta de la Barda Negra se observa sobre esta formación, depósitos de remoción en masa.

Coronando la meseta de la Barda Negra se dispone el Basalto del mismo nombre.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

La sucesión terciaria en los frentes de explotación ubicados en la zona de Cerro Bandera se compone de areniscas de color gris verdosa a gris amarillenta, grano medio a muy grueso, con estratificación entrecruzada. Hacia la base se encuentran los bancos de bentonita, con espesores variables. El encape oscila entre 2 y 7 metros. Intercalan en la secuencia lentes de toba de color blanco y láminas de yeso de habito fibroso con restos de troncos y vegetales carbonizados.

MINA	RESERVAS	
	COMPROBADAS	INFERIDAS
Julio Rene	260.000 t	300.000 t
La Victoria	300.000 t	1.000.000 t
7 de Mayo	1.100.000 t	2.600.000 t
Júpiter	590.000 t	320.000 t
Soledad	425.000 t	360.000 t
Mama	450.000 t	220.000 t

Tabla 1. Reservas comprobadas e inferidas de las minas de bentonita de la meseta de Barda Negra.

En la zona de la meseta de la Barda Negra aflora la facies clástica de la Formación Collón Cura, en donde alternan areniscas epiclástica, areniscas tobácea y capas de bentonita. Toda la secuencia presenta intercalaciones de rocas piroclásticas y yeso.

Las capas de bentonita de las minas ubicadas en Cerro Bandera presentan espesores que van de 3 a 8 m, con disposición horizontal a subhorizontal. La bentonita, es de color verde claro a gris verdoso, se presenta bastante fracturada y suave al tacto.

Los estratos bentoníticos en el área de la meseta de la Barda Negra presenta formas lenticulares o en algunos casos conforma bolsones, siguiendo las geoformas del relieve. La disposición es horizontal a subhorizontal, con espesores que varían desde 3 a 10 metros. La bentonita es de color verde oliva a gris verdosa, en algunos sectores es de color ocre, muy teñida de óxidos de hierro, masiva. Se observan intercalaciones de lentes u "ojos" compuestos de toba de color blanco, bastante alterada a arcilla.

En todos los yacimientos de bentonita se observa intercalaciones de laminas de yeso fibroso, como así también se observan nódulos ferruginosos, concreciones de baritina y lentes de tobas de color blanco. También es común la presencia de lentes de areniscas de grano muy fino. Algunos lentes son de granulometría limo, de colores claros.

Las capas de bentonita no presentan gran continuidad lateral, ya que en algunos sectores de los yacimientos los horizontes se cortan abruptamente, pasando lateralmente a la facies de depósitos de remoción en masa.

Yacimiento	Cerro Bandera	Petrel	Olascoaga II	La Victoria	Soledad	7 de Mayo
PPC (*)	14,30	4,90	2,80	4,80	5,00	7,42
SiO_2	56,00	60,60	58,30	62,40	62,10	63,70
Al_2O_3	15,90	19,50	18,50	19,10	18,50	16,10
Fe_2O_3	6,56	6,50	7,30	5,80	4,90	5,50
CaO	1,55	1,20	1,50	1,60	2,20	2,38
MgO	1,95	1,80	1,30	1,60	2,00	1,64
Na_2O	2,07	3,10	2,40	2,80	3,00	2,89
K_2O	1,02	0,60	0,50	2,40	1,10	0,37
CIC (meq/100g)	70,00	73,00		80,00	87,00	78,00
Na^+ (%)	62,00	70,00		54,00	51,00	61,00
Ca^{++} (%)	12,00	13,00		22,00	16,00	8,00
K^+ (%)	1,40	2,50		1,10	1,20	1,20
Mg^{++} (%)	1,50	4,00		2,00	2,00	3,00

Tabla 2. Análisis químico, Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) y cationes de cambio, de muestras de bentonita terciarias del Departamento Zapala.

Empresas y minas en producción

La principal empresa productora de bentonita del distrito y también de la provincia de Neuquén, es Minarmco S.A. que explota las minas 7 de Mayo, La Victoria, La Reservada, Júpiter y Soledad en el área de Barda Negra. El mineral es procesado en una planta de molienda, que posee en la localidad de Cutral Co, a 45 km de los yacimientos, donde también realiza cortes tipificados con bentonitas de sus yacimientos del Lago Pellegrini. Su capacidad instalada es de 8 t por hora.

Talcomin Sur Minerales S.A., titular de la mina Doña Emilia, opera una planta de molienda en Plaza Huincul, donde procesa principalmente minerales de terceros, tanto de este distrito como de la provincia de La Pampa. También opera una molienda de minerales en la localidad Rionegrina de Catriel, que procesa bentonitas de La Pampa y del área de Cerro Bandera.

También se encuentra en actividad la mina Olascoaga II, en Cerro Bandera, que es propiedad de la Cía Minera Don Alfredo. Los yacimientos Cerro Bandera y Petrel, en la actualidad inactivos son de M. Mendez y Cía S.A.

MINA	L600 R.P.M	L300 R.P.M	VP cps	PF lb/100pies^2	Filtrado (ml)
Petrel	51,0	45,0	6,0	39,0	13,4
Co. Bandera	51,0	46,0	5,0	41,0	13,0
La Victoria	35,0	30,0	5,0	25,0	15,8
Mina Soledad	16,0	11,0	5,0	6,0	20,0
Mina 7 de Mayo	49,0	43,0	6,0	37,0	14,6

Tabla 3. Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). Muestras de bentonita terciarias del Departamento Zapala. VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia.

MUESTRA	pH	Impurezas (%) (en # 200)	Hinchamiento (ml/2g)	Resistencia Compresión en Verde (Kg/cm^2)	Resitencia Compresión en Seco (Kg/cm^2)
Co. Bandera	8,30	2,60	27	1,36	2,65
La Victoria	8,40	2,50	26	1,13	2,09
7 de Mayo	8,40	2,40	28	1,25	2,34

Tabla 4. Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (Norma CEMP, 1990). Muestras de bentonita terciarias del Departamento Zapala.

De esta zona se extraen anualmente entre 2.500 y 3.000 toneladas.

Sistemas de explotación

Las canteras del Departamento Zapala, al disponer de estratos de varios metros de espesor en posición subhorizontal y con escaso encape de estéril, se explotan a cielo abierto, por métodos mecanizados, mediante el uso de palas cargadoras frontales en bancos superpuestos seleccionados por calidad. El material es acopiado en playas extensas, donde luego de secado se transporta a las plantas de molienda para su procesamiento y mezclado.

Reservas

Las reservas del yacimiento Cerro Bandera y de otros ubicados en las cercanías han sido estimadas en 1.336.000 t inferidas (C.F.I - Sudamconsult y Asociados, 1973).

El calculo de reservas en las minas localizadas en el sector nornordeste de la Meseta de la Barda Negra se efectuó en base a una exploración realizada solo hasta 4 m de profundidad en pozos con retroexcavadora (Medeot, 1986).

Las reservas comprobadas e inferidas de los yacimientos en esta área se muestran en la tabla 1 y fueron proporcionadas por el citado autor.

En el yacimiento La Reservada fueron estimadas 1.500.000 t como reservas inferidas (Gingins y Gil, 1975).

Composición, calidad y propiedades tecnológicas

Con el fin de caracterizar al material bentonítico se muestran las características físicas, químicas y tecnológicas más importantes de algunas muestras típicas de estos materiales (tablas 2, 3 y 4).

Los valores de óxidos obtenidos de los análisis químicos caen dentro de los citados en la literatura para este tipo de materiales, aunque se observa un elevado contenido de Fe_2O_3, que varia entre 4,90 y 7,30 % que le confiere a la roca colores mas oscuros.

Poseen una elevada capacidad de intercambio (CIC), entre 70 y 87 meq/100 gr., siendo el sodio el principal catión intercambiable, lo cual la define como bentonitas sódi-

Mina	Cerro Bandera	Petrel	Olascoaga II	La Victoria	Soledad	7 de Mayo
Minerales						
Arcillosos (%)	84	82	80	82	74	81
Cuarzo (%)	7	7	7	3	5	2
Feldespato (%)	9	4	8	5	7	3
Cristobalita (%)	-	6	4	8	12	14
Ceolita (%)	T	T	T	1	1	T
Yeso (%)	T	1	1	1	1	T
Calcita (%)	-	-	-	-	-	T

Tabla 5. Composición mineralógica estimada por difracción de Rayos X, de muestras de bentonita terciarias del Departamento Zapala. T: traza.

cas naturales. El catión calcio esta en menor proporción y el K^+ y Mg^{++} en cantidades ínfimas.

De acuerdo a sus propiedades físico-químicas estos materiales cumplen con los requerimientos necesarios para su utilización en la industria metalúrgica, mientras que para perforación petrolera se deben realizar mezclas de bentonitas con otras características para mejorar algunos valores que éstas presentan y que no son óptimos, especialmente el filtrado.

Mineralogía

La bentonita esta compuesta por 74 % a 84 % de minerales arcillosos. En la tabla 18 se muestran la composición mineralógica de bentonita de algunos yacimientos, la cual fue estimada por difracción de rayos X.

La fracción arcilla (menor de 2 micrones) es elevada y varía entre 74 y 84 %. Los minerales arcillosos presentes son principalmente esmectita, del tipo montmorillonita y en menores proporciones (menos del 14 %) se observa un interestratificado Illita/Smectita, del tipo R=1, con 70-80 % de capas de Illita.

En algunas muestras de los yacimientos 7 de Mayo y La Victoria la única arcilla presente es montmorillonita.

Como minerales acompañantes se encuentran principalmente cuarzo, feldespato y cristobalita, encontrándose éste último en mayor proporción en la mina 7 de Mayo. Como traza ceolita, yeso y calcita.

En la tabla 5 se muestra la composición mineralógica estimada por difracción de Rayos X de distintos yacimientos de bentonita.

MODELO GENÉTICO

Se considera que las bentonitas se generaron por desvitrificación de rocas piroclásticas reelaboradas o retransportadas provenientes de la facies clástica de la Formación Collón Cura. Se infiere un ambiente de depositación continental. Las características litológicas de los depósitos y las escasas estructuras primarias observadas sugieren la presencia de cursos fluviales con moderado a escaso gradiente, así como cuerpos de agua dulce más o menos discontinuos, someros**,** hasta parcialmente pantanosos, por la presencia de concreciones ferruginosas.

El proceso de alteración ocurrió en cubetas que se desarrollaron sobre las partes más profundas de un prerelieve labrado sobre las sedimentitas del supergrupo Neuquén, donde los componentes vítreos de las tobas se alteraron a esmectitas.

Estas tobas eran de composición dacítica a andesítica y el proceso de argilización originó principalmente montmorillonita y en menor proporción un interestratificado Illita/Smectita.

BENTONITAS TERCIARIAS DEL DEPARTAMENTO AÑELO

En el Departamento Añelo, han sido denunciados ciertos descubrimientos de bentonita que se ubican estratigráficamente en terrenos terciarios continentales, contrastando con aquellos ampliamente distribuidos en el Cretácico superior de dicho departamento depositados en condición marina litoral.

Estos depósitos han sido escasamente explorados y con incipiente explotación.

Ubicación

El depósito de bentonita se encuentra a 14 km al sur de la intersección de las Rutas Provinciales 7 y 8, en el establecimiento de campo Pozo Cavado, a 25 km de la localidad de El Chañar, por la Ruta 8, que conduce a Rincón de Los Sauces, en el Departamento Añelo.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos bentoníticos están incluidos en la sección basal de la Formación Chichinales, de edad oligocena superior-miocena superior. La secuencia apoya en discordancia angular sobre fangolitas arcillosas color ocre y verdosas de la Formación Jagüel, con abundante megafauna de invertebrados marinos (Vallés e Impiccini, 1994).

En la superficie de denudación desarrollada sobre Jagüel, es frecuente encontrar un nivel de conglomerado con matriz resistente de más de 0,80 m de espesor con clastos de sílice y rocas varias, pero en su mayor extensión, el contacto es ocupado por un nivel de yeso espático y en rosetas de 0,20 a 0,40 metros.

Descripción de los depósitos

Las acumulaciones bentoníticas potencialmente aprovechables, corresponden a los sectores de los niveles tobáceos cuya alteración a arcillas esmectítica es más intensa. El grado de argilitización es variable tal que los cuerpos bentoníticos son irregulares en extensión y espesor.

MUESTRA Nº	0317	0417	0717	1117	0119	0917
Filosilicatos (%)	83	78	76	83	81	80
Feldespatos (%)	12	14	19	12	11	12
Cuarzo (%)	3	3	4	2	2	3
Yeso (%)	<1	1		<1	2	<1
Calcita (%)	2	2		1	4	4
Ceolitas (%)	<1	1	1	2		1
CIC (meq/100g)	120	102	117	121	122	133
% Arcilla	77	71	73	83	43	
% Limo	20	22	18	15	46	
% Arena	3	7	9	2	11	

Tabla 6. Mineralogía, Capacidad de Intercambio Catiónico(CIC) y fracciones granulométricas, de muestras de bentonitas Terciarias del Departamento Añelo.

MUESTRA	L600 R.P.M	L300 R.P.M cps	VP lb/100pies^2	PF (ml)	Filtrado
0217	18	14	4	10	25,00
0317	39	35	4	31	22,00
0417	20	15	5	10	26,00
0717	7	5	2	3	21,00
1117	23	20	3	17	25,00
0119	3	2	1	1	85,00
0519	3	2	1	1	146,00

Tabla 7. Ensayos de bentonitas para lodos de perforación (según Normas API, 1993). Muestras de bentonitas Terciarias del Departamento Añelo. VP: Viscosidad plástica, PF: Punto de fluencia.

MUESTRA	pH	Impurezas (%) (en #200)	Hinchamiento (ml/2g)	RCV (Kg/cm^2)	RCS (Kg/cm^2)	Az.Met. (ml)	A.M. 550ºC (ml)	IET %
0317		5,20	21	11,29	11,90	63,00	35,00	56
0417	7,60		20	9,33	9,97	55,00	25,00	46
0717	7,40	5,60	16	10,19	13,36	60,00	22,00	37
1117	7,00	2,00	21	11,15	15,00	52,00	24,00	45
0119	7,00	7,00	8	9,94	10,05	50,00	10,00	20
0519	7,00		9	9,57	13,60			

Tabla 8. Ensayos de bentonitas utilizadas en la industria metalúrgica (Norma CEMP, 1990). Muestras de bentonitas Terciarias del Departamento Añelo. RCV: Resistencia a la compresión en verde, RCS: Resistencia a la compresión en seco, AZ.MET.: Adsorción de azul de metileno, A.M.550ºC: Adsorción de azul de metileno a 550 ºC, IET: Indice de Estabilidad Térmica.

El sector denominado mina Don Alfredo es donde se observa el principal afloramiento, en una superficie de aproximadamente 35.000 metros cuadrados. En la labor L1, se midieron 7 m de potencia y en la L2 2,5 metros. En ambos casos las calicata no llegaron al piso del estrato.

Composición, calidad y propiedades tecnológicas

En las tablas 6, 7 y 8 se muestran algunas propiedades de estas bentonitas. Las capacidades de intercambio catiónico (CIC) determinadas son elevadas, varían entre 100 y 130 meq/100g y corresponden a un rango característico para bentonitas montmorilloníticas. En la mayoría predomina el sodio como catión intercambiable (entre 60 y 80 %), sobre el calcio, magnesio y potasio. No obstante la sumatoria de cationes supera a la capacidad total de intercambio, lo que revela la presencia de sales solubles de los mismos cationes.

El pH es neutro.

Con respecto al uso de estos materiales como lodo de perforación, solo en una muestra la viscosidad aparente a 600 r.p.m. supera el valor de 30 lb/100pies^2, exigidas por la Norma API- American Petroleum Institute. Los valores de filtrado son en todas las muestras mayores a 21 ml, por lo cual se excede el valor máximo de 12,5 ml requerido. Por lo tanto, estos materiales pueden ser utilizadas para tal fin solo como componentes de mezclas con otras bentonitas.

Como aglomerante en arenas de moldeo para fundición, las probetas ensayadas presentan valores aceptables de resistencia a la compresión en verde, pero no así en cuanto a la resistencia en seco, que es muy baja. La adsorción de azul de metileno en estado natural indica alta superficie específica activa pero decae notablemente al calentar a 550 ºC, señalando baja estabilidad térmica.

El hinchamiento volumétrico entre 8 y 21, es un rango producido por bentonitas de calidad media a baja.

El contenido de impurezas, entre 2 y 7 % es algo elevado para los requerimientos petroleros -2,5 %- no así para fundición.

Mineralogía

Los minerales arcillosos que componen los materiales que pueden ser considerados como bentonita, constituyen entre el 76 y 83 % del total. El resto del material corresponde a limo, entre 15 y 46 % y en muy baja proporción arena.

Los minerales arcillosos consisten en interestratificados esmectita-illita, con elevado contenido en capas expansivas de un mineral de la serie montmorillonita-beidellita.

Los minerales no arcillosos corresponden a plagioclasa y escasa sanidina, trizas vítreas abundantes, angulosas, con índice de refracción: 1.487. Menos frecuentes, cuarzo y calcita (ver tabla 6). Acompañan líticos, ceolita, yeso, hornblenda, minerales opacos, chert y apatita.

GÉNESIS DE LAS BENTONITAS

Se postula que los minerales arcillosos cuya composición esmectítica es predominante, se originaron por alteración de los componentes vitroclásticos de los niveles tobáceos. Las condiciones ambientales de humedad favorables para la alteración de las piroclastitas, habrían sido provistas por los cuerpos de agua dulce y zonas húmedas pantanosas y por los elevados niveles freáticos, mantenidos durante largos períodos posiblemente sobre la superficie irregular poco permeable de las fangolitas de Jagüel. Generalmente, el mayor grado de argilitización se encuentra en los niveles más bajos de la toba y decrece en los superiores.

Los pasajes transicionales de roca fresca a intensamente argilitizada demuestran que las arcillas son de neoformación, producto de la alteración *in situ* de la roca original. Ciertas características de los minerales que acompañan a las arcillas, como ser zonación de las plagioclasas, trizas vítreas relícticas similares a las que componen las tobas, índice de refracción del vidrio, prueban el origen de las bentonitas a partir de cenizas volcánicas de composición caída a intermedia. Asimismo la presencia de cristobalita es otro indicador de la citada alteración.

Una evidencia adicional de la alteración in situ es la presencia del nivel de chert, ya que la silificación de estratos subyacentes son indicadores de migración hacia abajo de sílice liberada durante el proceso de alteración, en condiciones de cierta lixiviación. La escasa presencia de ceolitas se debería al bajo contenido de álcalis del ambiente y cierto grado de lixiviación, que han sido más favorables para la generación de esmectitas que la de ceolitas.

BIBLIOGRAFÍA

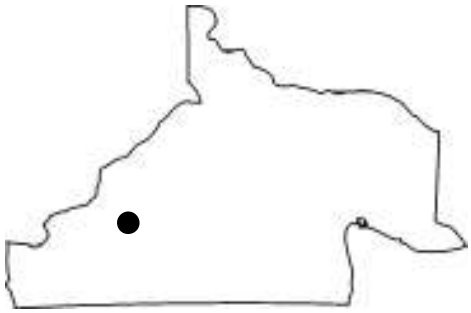
C.F.I. - Sudamconsult y Asociados S.R.L., 1973. Desarrollo minero del Neuquén. *Dirección de Minería del Neuquén.* Inédito.

Gingins, M.O y J.C. Gil, 1975. Informe geológico-económico sobre yacimientos de bentonita “El Catalán”, “Julio Rene” y “La Reservada”, Neuquén. *Dirección General de Minería. Zapala, Neuquén.* Inédito.

Medeot, H., 1986. Informe Geológico de yacimientos de bentonita en la Meseta de la Barda Negra, Departamento Zapala, Neuquén. *Cía. Conidier S.A.*. Inédito.

Nullo, F. E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional,* Boletín 167.

Caba, R. A. y M. R. Dalponte, 1999. Diatomitas del distrito de Ingeniero Jacobacci, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1391-1403, Buenos Aires.



DIATOMITAS DEL DISTRITO DE INGENIERO JACOBACCI, RÍO NEGRO

Ricardo A. Caba[1] y Marcelo R. Dalponte[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación y vías de comunicación

Las manifestaciones y yacimientos de diatomita se encuentran ubicados desde Calcatreu por el sur hasta Fitarruin por el norte, pasando por Ingeniero Jacobacci, departamento 25 de Mayo, provincia de Río Negro.

Ingeniero Jacobacci, población de unos 4.500 habitantes y cabecera del departamento mencionado, se encuentra sobre la línea férrea provincial del Servicio Ferroviario Patagónico (SEFEPA), que une Buenos Aires con la ciudad de San Carlos de Bariloche. Paralela a la línea férrea se encuentra la Ruta Nacional 23 que une las Rutas Nacionales 3 con la 237.

Calidad, reservas y producción

Las diatomitas destinadas a la producción de ayudantes de filtración deben cumplir estrictos requisitos físicoquímicos, que en la mayoría de los casos, las rionegrinas no alcanzan. Sí lo hacen las localizadas en la región de la meseta de Cari Laufquen, que se encuentran intercaladas entre basaltos (minas Santa Teresita, Mabel, María Carola, etc.) o yacen en la base de los bancos diatomíferos cuando estos han tenido como piso a coladas basálticas (minas Dorotea, Josefina, etc.).

No obstante en los últimos años, las explotaciones mineras de diatomitas impuras y tobas diatomíferas se han reactivado, habiéndose logrado desarrollar una actividad comercial inédita, como es la producción de granulados absorbentes para uso doméstico.

La diatomita se emplea como material filtrante-decolorante de aceites vegetales y minerales, derivados del petróleo, vinos, etc. También se utilizan como aislante en pastas de ladrillos, bloques, etc.; como soporte de insecticidas y plaguicidas; como material de carga; etc.

La diferencia fundamental entre los productos nacionales (tierras filtrantes) y los importados, está fundamentada básicamente por una génesis distinta, ya que mientras las diatomitas que EE.UU y México exportan, son de ambiente marino las de nuestro país son todas continentales de ambiente lagunar.

Las reservas de diatomitas para Ingeniero Jacobacci han sido estimadas en 1.100.000 t por Cordini (1965) y en 800.000 t por Tronelli (1981), sin discriminar las diversas calidades presentes.

La producción de la provincia abastece a sectores del mercado interno y se exporta escasamente, en ambos casos para industrias que aprovechan sus propiedades como absorbente.

De acuerdo a los datos extraídos de informes técnicos de la Dirección de Minería de la provincia de Río Negro de 1996, la producción se destinó: el 83% al mercado de los absorbentes, el 16% al de filtrantes y decolorantes y el 1% restante a uso cerámico.

Sistema de explotación

La explotación que se realiza actualmente en los yacimientos de diatomita es a cielo abierto, en amplios frentes y hasta que el espesor de la sobrecarga lo permite. Las anti-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación General Roca.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Viedma.*

guas explotaciones existentes en la región demuestran que los depósitos también fueron trabajados vía subterránea, por el método de cámaras y pilares, práctica dejada sin efecto debido a los altos costos y bajos rendimientos. En las laderas de la meseta que se encuentran inmediatamente al sur de Ingeniero Jacobacci se ha planteado este método como consecuencia de las fuertes pendientes del relieve y la espesa cobertura, que torna impensable cualquier otro tipo de explotación.

En la eliminación de la cubierta estéril, cuando el encape está constituido por arcillas, tobas o materiales sueltos, normalmente se utiliza maquinaria pesada (palas cargadoras y topadoras) para acceder a los mantos productivos. Cuando la cubierta está formada por tobas macizas o basaltos, a menudo es removida por medio de la utilización de explosivos (mina María Carola). Una vez eliminada la cobertura, se realiza una explotación selectiva manualmente, a pico y pala.

El bajo costo que implica la mano de obra en la zona, como consecuencia de la escasez de fuentes de trabajo, sumado a la pequeña escala en que se realizan las explotaciones, refuerza la tendencia de la labor manual sobre la mecanizada.

Debido a que el piso basáltico de algunos yacimientos presenta ondulaciones que reducen considerablemente el espesor del mineral, la explotación se orienta por medio de la ejecución de labores de exploración a pico y pala (calicatas de 2 m de diámetro aproximadamente), hasta interesar el manto diatomífero explotable.

Las minas mejor trabajadas presentan avances en escalón; de esta manera se posibilita la extracción selectiva y completa del mineral presente en todo el perfil. Normalmente, la explotación se realiza tratando de desarrollar amplios frentes en toda su extensión, lo que permite ahorrar labores exploratorias y evitar temporalmente zonas con mayor destape.

Debido a que los bancos diatomíferos habitualmente son horizontales, el encape se torna más importante a medida que la explotación se interna en los faldeos de las mesetas, transformándose en antieconómica.

Hay sectores donde las capas diatomíferas carecen de horizontalidad, producto de una posición post deslizamiento rotacional de borde de meseta (lands slides), fenómeno muy común en la región patagónica. Se han dado casos de explotaciones en esas áreas como en mina La Rinconada, donde el banco diatomítico presentan fuerte buzamiento y debió ser abandonado por truncamiento del mismo como consecuencia de haber accedido al plano de falla.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimientos y tareas de exploración

Los primeros datos sobre la explotación de diatomita en el distrito se remontan a la década del 40 (De Feo, 1948).

GEOLOGÍA REGIONAL

En el área que ocupa el mencionado distrito, los registros geológicos se inician con las plutonitas de la Formación Mamil Choique (Sesana, 1968) constituida fundamentalmente por granitos, y adamellitas, siendo asignadas al Carbónico-Pérmico. Su distribución es muy restringida.

En discordancia, se sobreponen las volcanitas ácidas asignadas al Triásico de la Formación Garamilla (Nullo, 1978) representadas por ignimbritas, tobas riolíticas y vitrófiros riodacíticos.

En el Jurásico tardío se implanta un volcanismo mesosilícico a básico con ligera tendencia alcalina, que se asigna a la Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975). Se halla compuesta por, andesitas y basandesitas anfibólicas-piroxénicas: Facies brechosa, como así también por andesitas fóidicas a olifoidíferas y basaltos: Facies lávica.

En el Cretácico superior pre-Maastrichtiano, se produce la acumulación, en amplias depresiones, de los depósitos continentales de la Formación Angostura Colorada. Se distribuye en toda el área y se halla formada por arenitas líticas calcáreas, arcilitas y limolitas, blanquecinas, rosadas, pardo rojizas y rojas.

En concordancia se deposita una secuencia continental lacustre designada como Formación Coli Toro (Bertels, 1969), constituida por arenitas líticas, arenitas líticas calcáreas, blanquecinas amarillentas, alternantes con limolitas calcáreas y arcilitas grises y verdosas. De acuerdo a sus microfósiles es asignada al Maastrichtiano inferior a medio.

La tendencia negativa del área culmina con la ingresión marina paleocena de la Formación Roca (Weaver, 1927) que suprayace en discordancia a la formación anterior y está constituida por areniscas líticas blanquecinas con frecuente cementación silícea y en menor proporción carbonática, alternantes con bancos de lumachelas. La megafauna contenida es indicativa del Daniano.

La Formación Huanuluan (Coira, 1979), de carácter sedimentario-volcánica y de reducido desarrollo en el área ha dado edades radimétricas que la ubican en el Paleoceno. Tiene características que parecieran corresponder a depósitos aluviales de tipo pedemontano, asociado a erupciones piroclásticas andesíticas

En el Eoceno inferior a medio, cobran magnitud los eventos volcánicos, produciéndose la extrusión piroclástico-lávica (tobas y brechas) con lavas de composición andesítica-dacítica, tobas e ignimbritas andesíticas y brechas subordinadas de la Formación Huitrera (Sesana, 1968), que son cubiertas discordantemente por la Formación Collón Curá y La Pava.

Con posterioridad y con carácter ya más restringido tiene lugar el emplazamiento de un magmatismo subvolcánico básico alcalino (teschenitas) de la Formación Cerro Cortado, que atraviesa a la Formación Angostura Colorada. Por datación radimétrica es asignada al Eoceno medio.

Desde el punto de vista prospectivo, debemos afirmar que todas las formaciones tratadas y que constituyen una

parte del marco geológico del área de Ingeniero Jacobacci, carecen de interés minero, orientado hacia depósitos diatomíferos. La búsqueda debe centrarse en las formaciones post-paleoceno del valle de Huahuel Niyeu y áreas aledañas que descansan en una superficie muy irregular labrada en las unidades ya descriptas. Sobre esta superficie se acumularon distintos depósitos piroclásticos-epiclásticos y coladas basálticas que abarcan parte del Terciario y sepultan en gran medida al relieve previo. Es en este ambiente y hasta el Mioceno medio donde se desarrolla la depositación diatomífera.

Las informalmente denominadas Volcanitas Las Chacras del Eoceno son las portadoras más antiguas de acumulaciones diatomíferas. Principalmente en su sección de tobas y tufitas con intercalaciones de escasos paleosuelos, que se halla entre coladas de basaltos compactos, macizos, de color negro en fractura fresca. En algunos casos es distintivo en ellos, agregados de color verdoso, clorítico-arcillosos, de distribución irregular, observándose en otros relleno parcial de sus vesículas por carbonatos. Estas volcanitas yacen sobre el relieve previo, elaborado sobre la Formación Huitrera y, en el área del Valle de Huahuel Niyeu, sobre las formaciones Angostura Colorada y Coli Toro.

En la región de Ingeniero Jacobacci y al sur de ésta hasta Quetrequile, la depositación de la Formación La Pava (Nullo, 1978) ocurrió sobre un nuevo paleorelieve, en valles y sectores deprimidos en los que las volcanitas tenían un fuerte relieve positivo.

Se encuentra constituida por tufitas arenosas a limoarcillosas y tobas vítreas finas a medianas andesíticas de colores blanquecinos, parduscos y grisáceos, con intercalaciones de niveles de diatomitas. En este nivel es frecuente reconocer paleosuelos con nidos de escarabeidos y véspidos, siendo muy característico la presencia de inclinaciones en los estratos por acomodamiento al relieve, pudiendo ser equivocadamente interpretadas como de origen tectónico (Groeber, 1929; Uliana y Robbiano, 1974). Esta situación se repite en el cerro Bayo localizado en el área de Santa Teresita (Prozzi y Kröger, 1973)

En esta formación se ubican importantes yacimientos como los del área de Huanuluan, entre ellos María Isabel y Lif Mahuida o los del área de Quetrequile: Susana, Don Pedro, etc.

Para la zona de Santa Teresita, se ha asignado al Oligoceno superior-Mioceno inferior a los basaltos que además cubren la meseta al norte de Ingeniero Jacobacci y oeste de la laguna Cari Laufquen, denominándolos Basalto Cari Laufquen. En mina Patricia se presenta una colada basáltica visible, por encima del banco diatomítico y que sería correlaciona con este basalto, quedando la manifestación diatomífera dentro las Tobas y Tufitas de los Basaltos Cari Laufquen y que afloran en los bordes de la meseta. Cuchi (1998) denomina a estos basaltos como Basaltos Mesaniyeu.

En mina Mabel el depósito diatomítico se intercala entre dos coladas sucesivas de estos basaltos, siendo notable la presencia de vesículas rellenas con calcita en la colada inferior. La misma situación se advierte en la mina abandonada Santa Teresita y que corresponde a un nivel equivalente. Estas vesículas rellenas permiten diferenciar el nivel de acumulación diatomífera intercoladas, admitiendo su uso como guía estratigráfica para identificar en el campo y a simple vista la primer colada post Tobas y Tufitas.

Según Prozzi y Kröger (1973) el espesor del basalto va de 5 m en mina Patricia a 50 m en cerro Mesa. Otras minas del mismo área como María Carola y Josefina se hallan posiblemente entre coladas posteriores donde al igual que en Mabel y Santa Teresita, se obtienen las depositaciones de material diatomítico de mejor calidad, las que han sido explotadas intensamente.

Uno de los yacimientos más importantes del área se dispone directamente sobre estos basaltos, cuya superficie irregular dio lugar a la formación de cubetas que, ocupadas por lagunas, permitieron la depositación de diatomeas en sus fondos. Es así como se ha desarrollado el depósito en mina Dorotea, sobre la cual se acumula una secuencia piroclástica que Coira (1979) correlacionaba con el Miembro Marileo de su esquema, sobre el que se extendió una colada definida como Basalto Anecón Chico (Holoceno), con el que remata la meseta.

La estratigrafía continúa con un serie de episodios volcánicos neógenos localizados, correspondientes a diversos centros efusivos desconectados genéticamente y sin vinculación con depósitos diatomíticos. En el Pleistoceno, las distintas etapas de agradación fluvial-lacustre dan lugar a depósitos de cordones relacionados principalmente con la evolución de la cuenca centrípeta de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Las diatomitas de la región se hallan vinculadas a las tobas riodacíticas y tufitas de las Volcanitas Las Chacras del Eoceno, a las tobas, tufitas y basaltos olivínicos del Basalto Cari Laufquen del Oligoceno medio y, fundamentalmente, a las tobas y tufitas edafizadas de la Formación La Pava del Mioceno inferior a medio.

Los depósitos están representados por bancos o mantos de diatomita en números variables entre 2 y 7 en ciertos casos, como se observa en frentes de canteras de una altura de hasta 7 o más metros como es el caso de la mina Dorotea. Dichos mantos registran espesores variables que oscilan entre pocos decímetros hasta más de 3 m, separados entre sí por capas de material tobáceo ligeramente amarillento a verdoso, de algunos centímetros hasta varios decímetros de potencia.

Los bancos de diatomitas en contacto con el basalto infrayacente son los de mejor calidad (Mabel, Dorotea). Esta relación se explica mediante un período ¨limpio¨ post-basalto y un período piroclástico siguiente, que aportaba impurezas a las cuencas en el momento de la sedimentación de los frústulos o directamente separando bancos impuros

por mantos de tobas o tufitas generados como depósitos de caída sobre la superficie de las lagunas.

En su masa, suelen presentarse niveles portadores de nódulos y lentes de sílice (ópalo) de coloración verdosa a pardo clara, como asimismo troncos y restos vegetales, semisilicificados (María Carola, Santa Teresita y Mabel).

YACIMIENTOS

Numerosas capas portadoras de diatomitas que han sido descriptas, entre otros, por Cordini (1965), Prozzi y Kröger (1973) y Coira (1979), afloran en un área de unos 4.000 km^2 aproximadamente, alargada en sentido norte-sur (de unos 80 km de largo por 40 km de ancho) que se extiende desde Calcatreu por el sur hasta Fitarruin por el norte, pasando por Ingeniero Jacobacci.

Esta región es la que contiene los yacimientos más importantes del país como así también las mayores probabilidades para localizar nuevas zonas productivas.

Para su descripción, se ha seguido el orden propuesto en "Los Yacimientos No Metalíferos y Rocas de Aplicación de la Región Patagonia-Comahue" (Angelelli *et al.*, 1976), donde se detallan los depósitos en el del departamento 25 de Mayo, provincia de Río Negro, los que se complementan con datos actualizados tomados por los autores. Se reconocen tres agrupamientos (figura 1): Área I: Grupos Cerro Mesa, Santa Teresita, Cari Laufquen e Ingeniero Jacobacci; Área II: Grupo Colonia Huanu Luan (zonas María Isabel y Ñanco) y Quetrequile (zonas Norte y Sur); Minas La Blanquita y Jorge. Estos indicios caen fuera de los agrupamientos anteriores y se carece de datos sobre sus características.

ÁREA I

GRUPO CERRO MESA

Esta zona, distante unos 20 km al noroeste de Santa Teresita, encierra los yacimientos del grupo Aún: Aún Oeste, Aún Centro I y II y Aún Este, General Belgrano y San Martín.

Aún Centro I. (S40º54´57" y O69º36´37").

Mina inactiva y vacante. Pertenecía a la firma Tiacfil SRL. Presenta un frente de cantera de rumbo N20ºE, de unos 150 m de largo por 4-5 m de altura (Angelelli *et al.*, 1976). En el extremo norte de la cantera se explotó la diatomita en galerías.

El perfil de este yacimiento muestra, de arriba hacia abajo: 3 m de material arcillo-tobáceo que incluye una capita de diatomita en su tercio superior y luego 1,60 m de un banco de diatomita que encierra en su parte media delgadas lentes de material oxidado y tronquitos silicificados.

Aún Centro II. Mina inactiva. Análisis químicos de la diatomita de la mina Aún Centro II (Angelelli *et al.*, 1976), correspondientes a un banco de diatomita de 0,50 m de espesor (A) y a otro de 0,65 m (B), respectivamente, en porcentaje: 78,97 y 65,37 SiO_2; 0,30 y 6,61 Al_2O_3; 0,23 y 1,32 Fe_2O_3; 0,05 y 0,21TiO_2; 2,22 y 3,39 Na_2O; 0,17 y 0,17 K_2O; 1,80 y 2,47 CaO; 0,23 y 1,02 MgO; 1,20 y 1,02 SO_4; 12,41 y 13,62 Pérdida por calcinación.

El estudio paleontológico del material de este yacimiento permitió establecer como especie predominante: *Cymbella* sp y abundantes *Diatomea hiermale*, var. *mesodon* y *Eutonia* sp.

Aún Oeste. Mina inactiva. (S40º55´15" y O69º38´24).

Se encuentra a unos 4 km del yacimiento Aún Centro I. El yacimiento, explotado por medio de galerías, tiene un frente aproximado de 150 m de longitud por 1,20 m de altura, sobre el faldeo de una pequeña lomada. El manto diatomítico se interna debajo de unas tobas que en forma conjunta se hallan depositadas sobre un basalto vesicular que constituye su base. La diatomita es muy blanca y pura.

Existen en Cancha Mina aproximadamente 500 t en dos pilas, que fueron extraídas hace más de 12 años.

Aún Este. (S40º54´25" y O69º33´30").

Mina inactiva que fue explotada por medio de galerías. Durante la visita se observaron tres bocaminas desde donde se desarrollaron varios túneles perpendiculares.

Según Bernabó *et al.* (1976), el banco diatomítico adopta forma lenticular a lo largo de la ladera, con un espesor medio de 1,40 metros. Hacia el extremo sudeste, el banco pierde espesor gradualmente a causa de una suave elevación de la colada basáltica inferior. La continuidad del banco se ha comprobado hacia el este por medio de pozos exploratorios, alcanzando un total de 300 metros. El techo de las galerías es una toba arcillosa parda con nódulos limoníticos.

En muestras analizadas se identificaron *Cymbella cistula, Pinularia dactylus* y *Pinularia divergens* como predominantes.

De acuerdo a los resultados de los análisis químicos se concluye que se trata de una diatomita de las denominadas ¨segunda calidad¨ ya que los tenores de sílice fluctúan entre 70% y 86%.

Tiene un acopio aproximado de 60 toneladas.

GRUPO SANTA TERESITA

Se halla emplazado a aproximadamente 40 km al norte de Ingeniero Jacobacci y comprende unos diez yacimientos distribuidos en una superficie de 150 km^2, a saber: Santa Teresita, Mabel, Dorotea, María Carola y Josefina, con sus respectivas estaca-minas.

Santa Teresita. Mina agotada. El yacimiento, explotado por vía subterránea, consistió en un banco de diatomita de 1,20-2,00 m de potencia, intercalado entre dos mantos de basalto. Material de muy buena calidad, portador de ópalo verdoso, material carbonoso y troncos en parte silicificados, en la fracción superior del banco de diatomita.

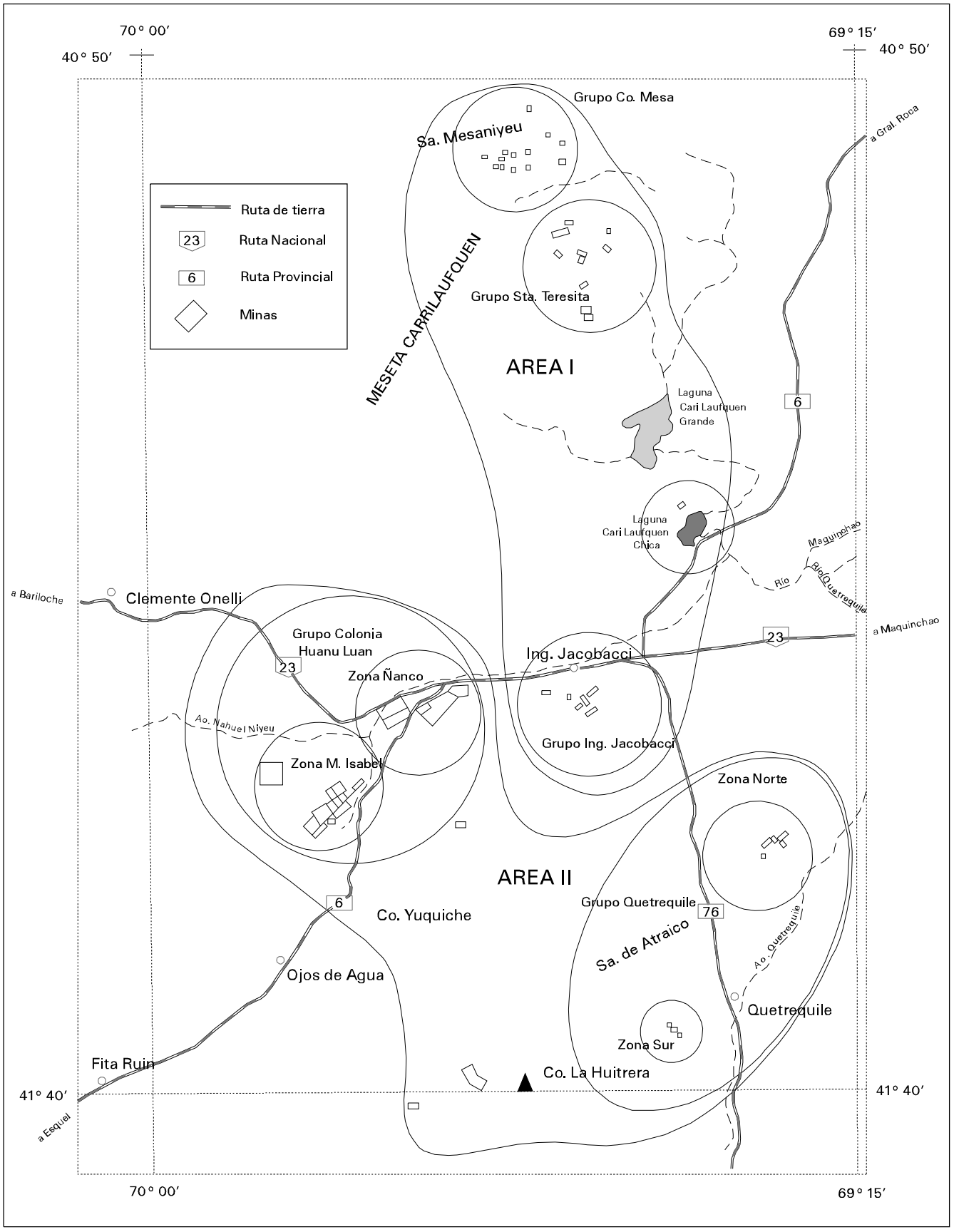


Figura 1. Distribución de yacimientos de diatomitas del Distrito de Ingeniero Jacobacci.

Mabel. (S40º58´54" y O69º32´26").

Sita en las inmediaciones de la mina anterior. Es la única actualmente explotada por la empresa Minaclar SA, concesionaria de las minas del área. Se trabaja a cielo abierto con frente sobre una quebrada. Ofrecía el siguiente perfil de arriba hacia abajo (Prozzi y Kröger, 1973): 1,20 m de basalto olivínico; 0,60 m de diatomita, banco diaclasado; 0,50 m de diatomita con impurezas; 1,60 m de diatomita compacta, amarilla (banco A); 0,50 m de un nivel tobáceo, grisáceo con restos vegetales hojas y pequeños troncos; 1,20 m de diatomita con troncos semisilicificados de hasta 10 m de longitud (banco B).

Los análisis químicos del material de los bancos A y B, respectivamente, arrojaron los siguientes resultados en porcentaje: 66,09 y 74,90 SiO_2; 8,05 y 3,49 Al_2O_3; 1,62 y 1,28 Fe_2O_3; 0,35 y 0,35 TiO_2; 0,73 y 0,36 Na_2O; 0,35 y vestigios K_2O; 1,96 y 1,82 CaO; 0,65 y 0,22 MgO; 0,91 y 0,84 SO_4; 16,61 y 13,88 Pérdida por calcinación.

En la diatomita del banco B se determinó como especies predominantes: *Fragilaria virescens* Ralfs con frústulos de 0,032 y 0,040 mm de longitud y *Nitzchia frustulum* (0,11 mm de longitud) y abundantes *Diatomea hiemale* var. *mesodon* (Ehr) y *Melosira (Aulacosira) itálica*.

Actualmente el perfil de arriba hacia abajo está constituido como sigue: 6,50 m de basalto olivínico; 1,70 m de diatomita compacta en la base y con impurezas hacia el techo (Mabel II); 0,40 m de un nivel tobáceo, grisáceo con restos de vegetales (hojas y pequeños troncos); 1,40 m de diatomita con troncos de hasta 10 m de largo semisilicificados (Mabel I).

Este yacimiento, a pesar de haberse encontrado totalmente embancado por explotaciones anteriores mal ejecutadas, fue oportunamente recuperado por la empresa concesionaria realizándose un nuevo frente a cielo abierto que permitió la liberación del basalto en una zona que, entre el mineral de los bancos A y B, posee reservas positivas de 2.000 toneladas. Cuenta con un frente de explotación de 18 m con un avance de 45 metros.

El banco B posibilitaba una marcada recuperación en la calidad de los producto finales que Minaclar SA producía en la planta de tratamiento que posee en el Parque Industrial de General Roca, Río Negro.

Un análisis realizado por el ITMAS ¨Los Álamos¨ sobre mineral de Mabel I fue informado como sigue: 87,12 SiO_2; 2,58 Al_2O_3; 1,02 Fe_2O_3; 1,01 Na_2O; 0,35 K_2O; vestigios CaO; 0,74 MgO; 4,73 Pérdida por calcinación.

Durante la visita de los autores se constató que en playa de secado, que se encuentra en inmediaciones del campamento, la empresa tiene acumuladas unas 200 t, producto de extracciones recientes.

María Carola. Mina paralizada. (S41º00´24" y O69º32´30").

Esta mina se halla ubicada a 3 km al sur de Santa Teresita, en la parte alta de una suave lomada.

El perfil del frente de la cantera, al inicio de la explotación, mostraba lo siguiente de arriba hacia abajo (Angelelli *et al.*, 1976): 0,40 m de suelo vegetal; 0,80 m de un manto de basalto; 1,60 m de un material arcillo-tobáceo claro; 3,00 m de banco de diatomita, con una intercalación de 0,55 m de material arcillo-tobáceo y nódulos de ópalo verdoso en un nivel sito a 1,50 m del piso de la cantera que consiste en una arcilla verdoso claro.

Este yacimiento se trabajaba en dos escalones: el superior relacionado con el destape del basalto, que en la zona central del frente tiene una potencia superior a 10 m y, el inferior, relacionado con el aprovechamiento del banco de diatomita. Ha sido intensamente explotado y sustentaba por su calidad, la fabricación de tierras filtrantes en la planta de Minaclar SA.

Análisis del mineral por debajo (A) y por encima (B) del nivel de nódulos de ópalo, realizados en el ITMAS ¨Los Álamos¨ arrojaron, respectivamente, los siguientes resultados en porcentaje: 79,66 y 83,90 SiO_2; 7,92 y 4,90 Al_2O_3; 2,28 y 1,26 Fe_2O_3; 0,90 y 1,19 Na_2O; 0,12 y 0,42 K_2O; vestigios y vestigios CaO; 0,18 y 1,08 MgO; 8,87 y 5,09 Pérdida por calcinación.

Durante la visita de los autores, en cancha mina, había unas 600 t de mineral.

Actualmente la mina tiene un frente de 200 m de longitud con 180 m de avance.

La empresa Minaclar SA mantenía una producción del orden de las 400 t mensuales de una diatomita blanca y liviana.

Josefina. (S41º02´18" y O69º32´15").

El yacimiento se encuentra entre las tobas y tufitas intercaladas entre dos coladas basálticas. Aledañas se ubican otras minas del mismo grupo que integran la Hoja Piedra del Águila (Mabel, María Carola, Dorotea, Rinconada, etc.).

La excelente calidad del mineral de la mina, basado en su baja densidad, justificó su intensa extracción y el avance de la explotación hasta alcanzar más de 5 m de destape constituido por tobas y basaltos. Actualmente la explotación está paralizada y en cancha mina puede observarse todavía unas 15 toneladas.

El piso de la cantera, constituido por rocas basálticas, adquiere formas irregulares producto de pequeñas dorsales dentro de la cuenca de depositación diatomífera, lo que reduce considerablemente la superficie de explotación.

El manto de diatomita tiene una potencia de 1,20-1,30 m. Análisis de dos muestras identificadas como "A" y "B" efectuados por el Instituto Tecnológico de Minería y Aguas Subterráneas (ITMAS ¨Los Álamos¨) de la provincia de Río Negro, sobre el común que se enviaba a procesamiento en planta, indican los siguientes resultados, respectivamente: 78,92 y 88,20 SiO_2; 12,62 y 4,07 $A1_2O_3$; 2,23 y 1,03 Fe_2O_3; 1,23 y 0,80 Na_2O; 0,08 y 0,28 K_2O; 1.40 y vestigios CaO; 0,89 y 0,96 MgO; 8,87 y 5,09 Pérdida por calcinación.

La muestra "B" es la más representativa de lo obtenido en la explotación del yacimiento. Con ella se elaboraban los productos de mayor valor agregado. Microscópicamente, se trata de una diatomita con pocas impurezas arcillosas. Los frústulos, de reducido tamaño, aunque hay algunos de tamaños mayores, se encuentran en su mayoría enteros; el porcentaje de rotos se estima en menos del 10%.

Dorotea. (S40º58´49" y O69º33´52").

Inactiva al momento de la visita de los autores. Se encuentra situada a 6,6 km al sur del Grupo Cerro Mesa. Se presume que hace poco tiempo se ha producido su paralización atendiendo al importante stock observado en playa, que no se encontraba en visitas anteriores (Caba y Dalponte, 1996).

El perfil del yacimiento de acuerdo a Prozzi y Kröger (1973), de arriba hacia abajo, es el siguiente: 0,40 m de suelo vegetal con abundantes rodados basálticos; 0,35 m de material diatomítico lajoso por desecación, abundantes raíces; 0,78 m de un banco diatomítico compacto; 0,02 m de una intercalación tobácea; 0,45 m de un banco de diatomita (junto con el banco superior integra la muestra A); 0,28 m de varias intercalaciones de material tobáceo (2 a 3 cm) entre material diatomítico; 0,80 m de diatomita blanquecina compacta (muestra B); Basalto, piso irregular con protuberancias en la superficie de la colada, se ignora su potencia.

Análisis químicos de las muestras A (1,25 m) y B (0,80 m), respectivamente, arrojaron los siguientes resultados en porcentaje: 65,68 y 67,33 SiO_2; 14,43 y 6,73 $A1_2O_3$; 2,30 y 1,60 Fe_2O_3; 0,20 y 0,25 TiO_2; 0,44 y 0,44 Na_2O; 0,17 y 0,01 K_2O; 1,20 y 2,03 CaO; 0,42 y 1,64 MgO; 0,66 y 0,74 SO_4; 11,83 y 13,25 Pérdida por calcinación.

La empresa concesionaria, Minaclar SA, la ha explotado intensamente proveyendo mineral a su planta de tratamiento para tierras filtrantes (Caba y Dalponte, 1996). Se ha trabajado en varios escalones: el superior está constituido por tobas y diatomitas impuras; es seguido a continuación por un banco denominado Dorotea II de 2 m de potencia; luego sigue el llamado Dorotea II Extra con 2,50 m de espesor; culmina la secuencia, en el parte más profunda del perfil, con el manto de mejor calidad denominado Dorotea I (o B del perfil indicado precedentemente), de cuyo espesor variable, se han llegado a medir hasta 3 metros.

El material registra una densidad de 0,60 a 0,71 y contiene montmorillonita, yeso y feldespato.

GRUPO CARI LAUFQUEN

Comprende una serie de pequeños depósitos emplazados en los faldeos de la meseta cubierta por basaltos que bordea por el sur y oeste la depresión en que se hallan las lagunas Cari Laufquen Chica y Cari Laufquen Grande.

Su acceso tiene lugar por la Ruta Provincial 6 y distan unos 15 km al nordeste de I. Jacobacci. Entre las minas denunciadas se encuentran: Santa María, Teresa, Kai Kai, María Rosa y La Regalada. De todas ellas la única que tiene actualmente existencia legal es la primera.

Todos estos yacimientos se encuentran en áreas deslizadas (*lands slides*) y salvo Santa María son de poco valor (Prozzi y Kröger, 1973).

Santa María. (S41º11´53" y O69º26´04").

Cordini (1965) califica como bueno al material de la mina. Indica que fue trabajada en "forma caprichosa", provocando considerables pérdidas de reservas. El material remanente en ese entonces era de 20.000 t consideradas irrecuperables por la "disparatada explotación realizada"). El manto, de 2 m de espesor siendo su metro inferior el de mejor calidad, se explotó por medio de galerías. La sobrecarga era muy importante como para explotarlo a cielo abierto.

Un análisis del banco inferior (Cordini, 1965) dio los siguientes resultados en porciento: 75,64 en insolubles al ácido clorídrico; 7,93 Al_2O_3; 4,36 Fe_2O_3; 1,49 CaO; 1,93 MgO; 0,81 SO_4 y 7,65 Pérdida por calcinación.

GRUPO JACOBACCI

Se emplazan aquí las minas Tres Hermanas, Ely, Ceferino, Ceferino II, Dos Hermanas, Pilca Norte y otras, todas ellas en las inmediaciones de Ingeniero Jacobacci y sobre la ladera septentrional de la elevación mesetiforme que bordea a dicha localidad. Los depósitos mantienen una misma posición estratigráfica, por debajo del basalto que corona la citada elevación.

Tres Hermanas. (S41º21´23" y O69º32´12").

Inactivo en la actualidad, representó uno de los yacimientos más importantes de la región. Según Angelelli *et al.* (1976), posee un frente de cantera con rumbo general este-oeste de 60 m de longitud en el que se observa el siguiente perfil, de abajo hacia arriba: 2 m de diatomita de buena calidad con un nivel de arcillas verdosas en su base de 0,22 m de espesor; 0,30 m de material tobáceo verdoso; 0,15 m de arcilla verdosa y 3 m de sedimentos tobáceos

Posee un frente de cantera de 60 m de longitud a partir del cual se abrieron 19 galerías con una penetración de 15 a 20 m aproximadamente, las que son seccionadas por otras cuatro perpendiculares. Al sudeste del sector indicado precedentemente, se labraron galerías que acusan entre 70 y 80 m de avance. Fue trabajada en principio a cielo abierto y luego subterráneamente por el método de explotación de cámaras y pilares.

Los análisis efectuados sobre una muestra tomada de un stock de 100 t, realizados en los laboratorios del Instituto de Tecnología Minera del Servicio Geológico Minero Argentino, arrojaron los siguientes resultados: 87,20 SiO_2;

3,47 Al_2O_3; 2,28 Fe_2O_3; 0,02 TiO_2; 0,10 Na_2O; 0,28 K_2O; 1,38 CaO; 0,79 MgO; 4,37 Pérdida por calcinación a 1.000ºC.

La diatomita (Prozzi y Kröger, 1973) está integrada por 40% de frústulos enteros; 40% de fragmentados y 20% de espículas anfioxas silíceas y sustancia arcillosa. Las especies de diatomea predominantes son: *Gomphonema intricatum, Fragillaria fonticola* y *Melosira distans*.

Ely. (S41º21´35" y O69º32´47").

Se encuentra a unos 400 m en línea recta al oeste de la mina Tres Hermanas y está separada de ella por una pequeña abra. Actualmente inactiva, posee un corte de cantera de unos 80 m de longitud por 5-6 m de altura (Angelelli *et al.*, 1976).

Se explotó una diatomita blanca, de buena calidad, que encierra «ojos» y pequeñas lentes de ópalo verdoso, como así también capitas y diques de material arcilloso.

El perfil que ofrece el frente de cantera, de arriba hacia abajo, es: 1,50 m de material arenoso, ligeramente verdoso; 2 m de diatomita aprovechable; 0,05 m de material tobáceo verdoso y 1,50 m de diatomita de menor calidad.

La explotación se llevaba a cabo por el método de cámaras y pilares. Existen 12 galerías abiertas a 1,50 m del piso de la cantera, que acusan un desarrollo de 20 a 50 m cada una.

ÁREA II

GRUPO HUANU LUAN

Zona María Isabel

La zona adquiere el nombre de su mina más importante. Dista 27 km al sudoeste de Jacobacci, sobre la Ruta Provincial 6 que conduce a Esquel.

María Isabel. (S41º26´33" y O69º47´50").

Es la mina más importante del grupo y a la vez la cantera de diatomita más desarrollada del país. Dista unos 25 km al suroeste de Ingeniero Jacobacci casi sobre la Ruta Provincial 6 que conduce a Esquel (provincia de Chubut).

El yacimiento consiste en tres horizontes de un espesor de 2,23; 1,35 y 1,13 m, que Prozzi y Kröger (1973) denominan, de arriba hacia abajo, "A", "B" y "C", respectivamente y ubicados conforme al perfil que se indica seguidamente: 0,30 m de suelo vegetal y relleno; 0,70 m de material friable, poroso, claro (toba dacítica); 0,85 m igual al anterior pero color pardo muy claro (en su base, escamas y planchas de diatomita; 0,05 m de material tobáceo de composición dacítica; empieza el manto "A" con 1,01 m de diatomita color marfíl, sigue con 0,02 m de una neta banda continua de toba grisácea y termina con 1,20 m de diatomita más clara que el banco anterior; 0,57 m de material tobáceo con escamas y planchas de diatomita; manto "B" de 1,35 m de diatomita blanca con guías de ópalo verdoso amarillento; empieza el manto con 0,27 m de material tobáceo gris claro, sigue con 0,60 m de diatomita, 0,08 m de una intercalación tobácea y termina con 0,45 m de diatomita.

Es la única mina de la zona donde el perfil es intersectado por diques de material tobáceo gris de rumbos predominantemente normales entre sí, noroeste y suroeste, de posición subvertical a vertical y espesores de 0,07 a 0,23 metros.

En una muestra procedente del banco superior se determinó (Prozzi y Kröger, 1973) como predominantes: *Melosira roeseana* Rabh, con frústulos pequeños de 0,012 mm de ancho y 0,006 mm de longitud (medio frústulo) y *Melosira (Aulacosira) granulata* (Ehr) Ralfs., en ejemplares de 0,01 mm de ancho y 0,028 a 0,036 mm de longitud del frústulo.

Según los mencionados autores, los análisis químicos de las muestras obtenidas indican para los denominados bancos "A", "B" y "C", los siguientes resultados en porcentaje, respectivamente: 57,36-61,69-54,66 SiO_2; 10,49-11,08-10,81 $A1_2O_3$; 4,64-2,42-3,68 Fe_2O3; 0,44-0,43-0,46 TiO_2, 4,05-4,50-4,45 CaO; 1,24-0,88-1,30 MgO; 1,77-1,42-1,33 Na_2O; 1,03-1,37-0,85 K_2O; 1,01-0,92-1,11 SO_4; 15,42-14,21-16,49 Pérdida por calcinación. La densidad aparente del material es de 0,67.

La concesionaria anterior secaba en cancha el material extraído y luego lo transportaba hasta Ingeniero Jacobacci donde procedía a un nuevo secado (esta vez en horno), fina molienda y embolsado, comercializándolo como una arcilla decolorante presumiblemente por la presencia de zeolitas y montmorillonitas entre sus impurezas. Actualmente el material es explotado y tratado en la misma planta, reacondicionada, por una nueva empresa concesionaria.

San Jorge. Es una mina inactiva situada al sur de María Isabel que fue explotada en forma de cantera con frente irregular. Muestra un banco de diatomita de posición horizontal de 0,80 m al que suprayace un manto de toba, tierra vegetal y abundantes rodados que constituyen un encape de 3 a 5 m (Angelelli *et al.*, 1976).

Los análisis químicos del mineral que se explotaba, según estos autores, dieron los siguientes resultados en porcentaje: 67,91 SiO_2; 5,35 $A1_2O_3$; 1,96 Fe_2O3; 0,18 TiO_2; 2,60 CaO; 0,20 MgO; 0,89 Na_2O; 0,99 K_2O; 0,78 SO_4; 15,93 Pérdida por calcinación.

Hueche. Responde al mismo perfil estratigráfico que la mina María Isabel y representa la continuación espacial de su frente hacia el oeste. Recientemente ha sido objeto de una incipiente explotación.

Estaca-mina Anecón II. Representa la continuación de la mina María Isabel hacia el este. Se trabajó hasta fines

de octubre de 1996 por parte de la empresa concesionaria. El mineral es procesado en la molienda que la empresa posee en la localidad de Allen, Río Negro.

Estaca-mina Rosario. Las coordenadas geográficas de la estaca-mina Rosario son: S41º25´34" y O69º48´07".

Se encuentra ubicada al nornoroeste de la mina María Isabel. La explotación la realiza la empresa concesionaria a cielo abierto. Cuenta con un frente de 80 m, un avance de 15 m y 2,50 m de profundidad. Tenía unas 400 t de mineral extraído (Caba y Dalponte, 1996). El perfil, de arriba hacia abajo, es: 0,30 m de suelo vegetal y relleno; 0,70 m de diatomita; 0,10 m de material tobáceo (conocido localmente como mora); 0,80 m de diatomita más clara; 0,20 m de material tobáceo (mora); 1,10 m de diatomita con piso en una toba.

Willy. (S41º26´27" y O69º48´21").

Esta concesión de ocho pertenencias, ubicada al oestenoroeste de la mina María Isabel se encontraba en su etapa exploratoria a través de 10 calicatas de 3 x 3 m de sección y 2,50 m de profundidad (Caba y Dalponte, 1996).

Describieron el siguiente perfil de arriba hacia abajo: 0,20 m de suelo vegetal y relleno; 0,20 m de diatomita impura; 0,15 m de material tobáceo; 1,20 m de diatomita hasta el piso y sigue.

Se trataría de un mineral más liviano que el común de la zona (densidad 0,344) según el representante de la concesionaria.

Zona Ñanco

Ñanco. (S41º20´33" y O69º40´00").

Importantes afloramientos de diatomita se presentan sobre la margen derecha del arroyo Nahuel Niyeu, en la parte inferior de la terraza. En dicha área se hallan los depósitos de las minas Ñanco, Lif Mahuida y 27 de Setiembre, sobre la citada margen y Helena en la opuesta.

Se halla ubicada casi sobre la Ruta Provincial 6 a 10 km al oeste de Ingeniero Jacobacci.

Los resultados de los análisis de muestras con los que se cuenta arrojan valores contrastados. Los dos primeros son valores extremos correspondientes a evaluaciones analíticas de la diatomita del área de Ñanco en porcentaje (Angelelli *et al.,* 1976). El último valor, también en porcentaje, corresponde al análisis de un común de la mina que ingresa a planta de tratamiento para la obtención de granulado absorbente, realizado por el concesionario en 1997 en el Instituto de Tecnología Minera del Servicio Geológico Minero Argentino: 46,30-76,08-75,90 SiO_2; 9,02-24,05-9,20 Al_2O_3; 2,96-5,97-2,90 Fe_2O_3; 0,31-0,63-0,38 TiO_2; 0,88-2,10-0,42 Na_2O; 0,17-1,46-0,29 K_2O; 1,26-7,74-0,93 CaO; 0,54-3,67-1,30 MgO; vestigios-1,24-0,00 SO_4; 0,00-8,20-0,00 Pérdida por calcinación.

El depósito registra cuatro bancos de diatomita, conforme surge del siguiente perfil (Prozzi y Kröger, 1973) de arriba hacia abajo: 0,80 m de arena tobácea fina con restos de raicillas, con estratificación poco visible; 0,05 m de toba arenosa gris; 0,40 m de diatomita; 0,05 m de toba arenosa gris; 1,75 m de diatomita con intercalaciones finas de yeso y toba; 0,20 m de toba gris gruesa; 1,30 m de diatomita; 0,40 m de toba gris clara fina que pasa en transición al subyacente; 0,05 m de toba gruesa, poco compacta; 0,80 m de diatomita.

El frente de explotación ocupa la longitud del lado mayor de la pertenencia (300 m) con un avance superior a los 50 m por 6 m de altura. Se continúa hacia el este en la estacamina Cortijo y hacia el oeste hacia la estacamina Marcela, constituyendo una única unidad productiva. El desarrollo actual es hacia el sur y el oeste.

El perfil actual del frente de explotación recabado por los autores (Caba y Dalponte, 1996) es el siguiente, de arriba hacia abajo: 1,50 m de toba; 2,20 m de diatomita con dos delgadas intercalaciones de tobas; 0,20 m de toba; 1,40 m de diatomita que apoyan sobre piso tobáceo.

Estaca mina Marcela. (S41º20´36" y O69º40´12").

En esta concesión se ha abierto un frente que es único en el área, ya que se encuentra por encima de la capa tobácea superior más espesa. El manto diatomítico que se extrae tiene 2,40 m de espesor y se ha realizado un frente de 40 m de longitud por 15 m de avance y 4 m de altura. No obstante se extrae también mineral del perfil típico del área que se observa en Mina Ñanco.

Estaca mina Cortijo. Esta mina posee un manto diatomítico ya explotado con un frente de unos 50 m de longitud colindante con el lado norte de la mina Fenicia.

Se ha explotado un manto de 0,50 m correlacionable con el manto inferior de la mina Ñanco. En una calicata realizada por el concesionario, aparece un nuevo manto de diatomita no explotado en otras minas, que tiene una potencia de 1,70 metros.

Considerando la integración de la columna estratigráfica de las tres últimas minas descriptas, el espesor de diatomita explotable oscila en los 7 m (Caba y Dalponte, 1996).

Estaca mina Fenicia. (S41º20´34" y O 69º39´53").

La mina posee un frente de explotación de 140 m de largo perfectamente desarrollado con un avance de 30 m (Caba y Dalponte, 1996), el que ha vislumbrado un perfil que tiene el siguiente desarrollo de arriba hacia abajo: 1,20 m de toba; 1,35 m de diatomita con abundantes óxidos de manganeso; 0,15 m de toba; 1,00 m de diatomita; 0,15 m de toba.

Del material enviado a planta se tomó una muestra que, analizada por el laboratorio del Instituo de Tecnología Minera del Servicio Geológico Minero Argentino, arrojó los siguientes resultados en porciento: 69,40 SiO_2; 12,10

Al_2O_3; 3,80 Fe_2O_3; 0,40 TiO_2; 0,48 Na_2O; 0,34 K_2O; 1,40 CaO; 2,10 MgO; 0,04 MnO; 0,52 SO_3; 9,10 Pérdida por calcinación.

Si bien la explotación de este yacimiento ha tomado como piso técnico a la toba que se indica en el fondo del perfil, es evidente que continúa como se puede verificar en Cortijo, para lo que se efectuó un pozo exploratorio que interesó por lo menos dos bancos de diatomitas impuras.

Debido a las impregnaciones de óxidos de manganeso que se manifiestan en la mitad del frente hacia el este, el manto que se encuentra por debajo de la toba superior es descartado para su utilización en la planta de tratamiento. No ocurre lo mismo en la mitad occidental del frente, donde se aprovechan los dos mantos diatomíticos. La densidad de este mineral, de acuerdo a lo manifestado por el concesionario, es de 0,525 y 0,400 para los mantos con y sin manganeso respectivamente.

Estaca Mina Atenas. En esta mina que se ubica inmediatamente al oeste de la mina Fenicia, se comenzaron tareas de destape para alcanzar los mantos explotables (Caba y Dalponte, 1996).

Lif Mahuida. (S41º20´33" y O69º40´45").

Distante 1,10 Km al oeste de la estacamina Marcela, se halla inactiva; muestra un frente de cantera continuo de unos 250 m, con altura en los cortes de 4 a 5 metros. El perfil (Caba y Dalponte, 1996) de arriba hacia abajo es el siguiente: 1,50 m de toba; 3,50 m de diatomita con dos delgadas intercalaciones de tobas; 0,20 m toba; 1,30 m de diatomita; piso de toba. Ambos mantos diatomíticos se encuentran impregnados de óxidos de manganeso.

Estaca mina Norte. (S41º20´47" y O69º40´38").

Esta mina se encuentra a 500 m al sur de la mina Lif Mahuida, en el faldeo austral en que se encuentra esta última.

La mina está desarrollada hacia el norte con un frente de 100 m y 80 m de avance. El manto posee allí un espesor de 2,20 que se adelgaza hasta 1 m en el sur por la pendiente del faldeo.

La calidad de este mineral es aparentemente inferior a la de todas las diatomitas observadas en el área, siendo muy notoria la presencia de óxidos de manganeso que tiñen el mineral (Caba y Dalponte, 1996). Al momento de la visita de estos autores (noviembre de 1996) se encontraban en cancha mina unas 100 t de mineral.

27 de Setiembre. (S41º20´37" y O 69º41´07").

Está situada a 600 m al oeste de Lif Mahuida y según Angelleli *et al.* (1976), se encontraba en actividad en marzo de 1975.

Actualmente está inactiva encontrándose sus labores en precarias condiciones de estabilidad.

Se explotaba por medio de laboreo subterráneo por el método de cámaras y pilares. Estos tienen una superficie de 2 por 2 m por la altura del manto diatomítico.

Los datos históricos indican que el manto tenía una potencia de 1,5 m al que se sobreponía 0,60-0,80 m de material cinerítico, seguido de otro banco de diatomita impura.

Caba y Dalponte (1996) indican que dicho manto explotable tiene una potencia de 3,70 m, con base en una toba y la superposición de otra con 1,70 m hasta el nivel del suelo. Seguramente el lapso transcurrido entre las visitas inciden en esta notable diferencia, ya que la explotación ha mostrado la verdadera potencialidad. El frente actualmente tiene 300 m de longitud.

Helena. Mina sin existencia legal en la actualidad. Se emplaza frente a mina Lif Mahuida, pero sobre la margen izquierda del arroyo Huahuel Niyeo.

Angelelli *et al.* (1976) indican el siguiente perfil en el sector oeste de explotación, de arriba hacia abajo: 0,40 m de tierra; 0,20 m de diatomita impura; 0,13 m de material tobáceo blanco; 0,30 m de material tobáceo verdoso; 0,05 m de diatomita; 0,10 m de material tobáceo verdoso; 0,15 m de diatomita; 0,10 m de material tobáceo verdoso; 0,30 m de diatomita; 0,30 m de material tobáceo; 0,60 m de diatomita buena.

Los sedimentos citados muestran un ligero buzamiento hacia e1 sur. A unos 100 m del sector oeste, un corte irregular de unos 90 m de desarrollo, se encuentra el sector este, representado por un corte de cantera de 50 m, donde simplificando se observa: 0,20 m de tierra; 0,20 m de diatomita impura; 2,00 m de material verdoso arcillo-tobáceo; 2,50 m de un banco de diatomita que incluye 3 capas de ceniza volcánica.

Pirkas. (S41º21´34" y O69º42´42").

Se encuentra ubicada a 1,8 km en línea recta al suroeste de la mina 27 de Setiembre y a 11,7 km en línea recta al noreste de María Isabel.

Esta mina comenzó a desarrollarse a partir de 1996 (Caba y Dalponte, 1996). En la actualidad tiene un frente de 70 m y 60 m de avance, con una profundidad de hasta 3 metros. El frente avanza hacia el sur y el este con la intención de integrarse con la mina Rayén y luego con Yenkas, de la misma empresa concesionaria, en una única unidad de explotación. El yacimiento constituye con la planta de tratamiento una misma unidad productiva. Es la primera planta que se instala a reglas de arte integrada a la explotación.

El manto principal que se explota en la actualidad tiene una potencia de 1,30 metros. Existen otros que aún no se han atacado.

A un común recolectado del frente de explotación se le hicieron en el Instituto de Tecnología Minera del Servicio Geológico Minero Argentino, durante 1997: observación macro y microscópicas, difracción de rayos x, análisis orientativos cerámicos y determinación de absorción de aceite.

Los resultados indican que se trata de una pelita bentonítica fosilífera que, por su marcada contracción, alto contenido de materia orgánica y rajaduras que presenta tanto en crudo como cocida, no se recomienda su uso en la formulación de pastas para cerámica roja.

El ensayo dirigido a determinar su aptitud como absorbente de aceites arrojó un valor de 50,3 cm^3 por cada 100 g, lo que la hace apta para el mismo.

GRUPO QUETREQUILE

Zona Norte

Esta zona reúne una serie de yacimientos distantes entre 23 y 30 km al sudsudeste de Ingeniero Jacobacci. Su acceso tiene lugar por la Ruta Provincial 76, de la cual parten huellas de un recorrido de 4 a 7 km para las minas.

La zona está cubierta por las pertenencias mineras San Pedro, María Luján, Mariano Moreno, María Bonita, Susana y otras, todas ellas enclavadas en un relieve mesetiforme bajo y bastante recortado. Diversos son los trabajos realizados en su reconocimiento y explotación, algunos de ellos de cierta importancia.

San Pedro. (S41º28´25" y O69º21´45").

El yacimiento registra el siguiente perfil, de abajo hacia arriba (Prozzi y Kröger, 1973): 2,30 m de diatomita buena, con finas intercalaciones de arcilla verdosa (1 a 2 mm) en el metro superior; 0,15 m de una toba vítrea; 3,70 m de diatomita blanca (el último metro amarillenta); 1,50 m de sedimento diatomítico amarillento verdoso; 1,00 m de otra toba vítrea.

El estudio del material de este yacimiento establece 85% de frústulos enteros pertenecientes al género Melosira; 5% de frústulos fragmentados y 10% de arcillas. Predominantes son las especies *Melosira distans* (Ehr) y *Melosira (Aulacosira) granulata* (Ehr) Ralfs. y abundante la *Melosira (Nulacosira) granulata,* variedad *tenius*.

Es la única mina del grupo que presenta aceptables condiciones de accesibilidad. Durante 1995 la mina fue objeto de actividades extractivas con motivo de realizar pruebas tecnológicas de su mineral.

Posee un frente cóncavo de más de 400 m de longitud, parcialmente derrumbado en todo el sector central y con tareas de destape superficiales en sus bordes oriental y occidental.

A simple vista el material presenta un llamativo color blanco lo que inclina a pensar que se trata de uno de buena calidad, no obstante no menos llamativa es su partición en láminas delgadas con formas paralelepípedas, que indicarían importante presencia de arcillas.

El mineral ha sido analizado en diferentes oportunidades. En junio de 1970 por el Laboratorio Químico Suizo-Argentino (consta en Prozzi y Kröger, 1973), en abril de 1995 por el Instituto de Tecnología Minera del Servicio Geológico Minero Argentino y en mayo de 1997 nuevamente por este organismo. Los resultados obtenidos en cada uno de los casos se plasman a continuación en el orden indicado precedentemente: 61,20-62,10-71,30 SiO_2; 5,44-13,40-11,20 Al_2O3; 8,00-3,30-4,20 Fe_2O_3; sin datos-0,40-0,45 TiO_2; sin datos-0,80-0,69 Na_2O; sin datos-0,28-0,25 K_2O; 1,40-1,11-1,10 CaO; 0,60-1,10-1,50 MgO; 0,014-sin datos-0,02 MnO; 1,10-0,00-0,00 Álcalis; 22,26-17,56-8,10 Pérdida por calcinación. El último análisis concluye en que se trata de una toba diatomífera.

María Luján. (S41º28´03" y O69º20´35").

Se encuentra situada a unos 1.700 m al noroeste de la mina anterior. El perfil, de arriba hacia abajo muestra lo siguiente (Prozzi y Kröger, 1973): 1,00 m de diatomita impura; 0,10 m de arenisca gruesa gris; 0,80 m de diatomita impura; 0,05 m de arenisca castaña clara; 0,20 m de diatomita impura; 1,00 m de toba fina; 0,55 m de diatomita impura amarillento verdosa con impresiones de raíces; 0,05 m de toba fina violácea; 0,60 m de diatomita impura; 0,05 m de arenisca tobácea gris; 2,30 m de diatomita; 0,15 m de toba arenosa gris con concreciones arcillosas verdosas; 1,45 m diatomita.

Mariano Moreno. Mina inactiva consistente en varios cortes de cantera, que carece de existencia legal. Se emplaza en cercanías de la mina anteriormente considerada. Posee tres bancos de diatomita (Prozzi y Kröger, 1973), como surge del perfil de arriba hacia abajo que se indica a continuación: 0,07 m de suelo vegetal; 1,27 m de material arenoso, grueso y fino; 0,76 m de un banco de diatomita (muestra A); 0,12 m de toba; 1,07 m de un banco de diatomita (muestra B); 0,15 m de toba; 0,78 m de un banco de diatomita (muestra C).

Las evaluaciones analíticas de las muestras A, B y C, respectivamente, en porcentaje, se indican a continuación: 52,45-53,94-52,89 SiO_2; 15,44-16,07-14,30 Al_2O_3; 4,57-4,30-4,63 Fe_2O_3; 0,55-0,48-0,43 TiO_2; 1,18-1,75-0,81 Na_2O; 0,44-0,38-0,34 K_2O; 2,16-2,00-2,02 CaO; 1,98-1,54-1,00 MgO; 1,08-0,96-1,16 SO_4; 18,02-16,62-17,05 Pérdida por calcinación.

Las muestras de diatomita, según Prozzi y Kröger (1973) indican abundancia de montmorillonita. Su contenido en diatomeas varía entre 36 y 60%.

Zona Sur

Las minas Santa Clara y Santa Rita se encuentran a unos 40 km al sur de Ingeniero Jacobacci. Sus afloramientos se ubican en pequeñas terrazas recortadas, cubiertas por rodados.

Según Prozzi y Kröger (1973), existen dos bancos diatomíferos, el superior de 0,40 m y el inferior de 0,50 m, separados por intercalaciones estériles. Por encima aflora 1,00 m de limos castaño verdosos con manchas de óxidos de hierro que hacia el borde del valle pasan a rosados.

Tanto por su potencia como por la extensión de los afloramientos, este yacimiento se consideró de poco interés

económico; sus reservas difícilmente pasen de 40.000 t de diatomita de mediocre calidad.

MODELO GENÉTICO

Las diatomeas son consideradas vegetales unicelulares por poseer clorofila. Las que han constituido depósitos comerciales se han desarrollado en cuerpos de aguas marinas o lagunares (salobres o dulces). Normalmente las marinas son de mayor tamaño que las continentales siendo céntricas (100 a 150 µ) las primeras y generalmente penadas (20-50 µ) las segundas. Se ha calculado que cada cm3 de diatomita contiene unos 30 millones de frústulos (caparazón silíceo), lo que da una clara idea de su valor como elemento microfiltrante luego de un tratamiento de selección granulométrica y térmico adecuado (calcinación-sinterización), ya que en forma natural esta capacidad es muy reducida.

Obviamente, y debido a la composición química de los microesqueletos silíceos, es necesario para la acumulación de importantes espesores que resulten luego explotables, un ambiente donde la sílice sea un elemento abundante, habiéndose establecido 1 ppm como el límite entre lo necesario y lo insuficiente. Esta es la razón por la que los yacimientos más importantes se encuentran asociados invariablemente con productos de fenómenos volcánicos como es el caso de esos depósitos.

La presencia de niveles con nódulos de ópalo en varios yacimientos (María Carola, Santa Teresita, María Isabel, etc.) es evidencia de una saturación en sílice aún mayor a la necesaria para la formación de los depósitos.

En todo el área de depositación diatomífera es común apreciar capas de tobas intercaladas entre las diatomitas y diatomitas intercaladas entre coladas de efusiones basálticas, lo que muestra una relación genética evidente.

En los sectores donde las diatomitas se depositaron directamente sobre los basaltos su calidad es superior, ya que el paisaje limpio de productos sedimentarios impedía la llegada de impurezas a las pequeñas cuencas generadas en la colada. Es así como, producidas las efusiones piroclásticas que dejaron como resultado las capas interdiatomitas y al continuar el proceso de acumulación de frústulos ya que el fenómeno efusivo es perfectamente compatible con el desarrollo de las diatomeas, la misma se vuelve impura y la calidad del material decrece considerablemente. Esto explica el fenómeno por el cual las capas inferiores de diatomita son de mejor calidad.

Las capas explotadas presentan como impurezas arcillas (10%) y vidrio volcánico (5%), un peso específico de 0,5 a 0,7 g/cm3 y la diatomea predominante es *Mellosira distans*, según Coira (1979).

Los análisis químicos revelan un contenido de insolubles del 75% en promedio. Los yacimientos más importantes son Ñanco, Lif Mahuida, San Pedro y Dorotea, entre otros. Las diatomeas tienen cilindros de paredes espesas, el valor de la sedimentación es entre 5 y 10, y el valor de claridad entre las células de 1,745.

La génesis de las diatomitas se relaciona a cuencas lacustres con aportes de cenizas por transporte eólico. La presencia de paleosuelos es indicativa de un ambiente hidrolizante en un clima templado-húmedo con estaciones secas (Coira, 1979) y las diatomeas se desarrollaron como algas plantónicas en cuencas lacustres.

Estas acumulaciones se originaron en cuencas separadas en tiempo y espacio, dentro de un área deprimida del basamento pre Mesozoico. Son lacustres y quizás fluviales, depositadas en un clima húmedo y más cálido que el actual, durante el Eoceno-Mioceno (Prozzi y Kröger, 1973). Muestran vinculación con productos de formaciones volcánicas; el crecimiento de las diatomeas requiere abundante sílice para que tenga lugar su formación y este volcanismo seria la fuente de provisión de sílice para generar yacimientos. En este caso es evidente dicha relación.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arrospide, 1976. Los Yacimientos No Metalíferos y Rocas de Aplicación de la Región Patagonia-Comahue. Ministerio de Economía. *Secretaría de Estado de Minería. Anales,* 17: 69-75. Buenos Aires.

Bernabó, E., E. Greco y C. Parisi, 1976. Estudio Geológico-económico del Yacimiento de Diatomita Aún Este, Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro-Primera Etapa. Río Negro. *Dirección de Minería e Hidrogeología de la Provincia de Río Negro. Biblioteca de la DMRN* ficha Nº 104.

Bertels, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario de la Patagonia Septentrional. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (1) : 41-54. Buenos Aires.

British Geological Survey., 1996. World Minerals Statistics 1991-1995. Keyworth, Nottingham.

Caba, R. y M. Dalponte, 1996. Programa Indusmin Río Negro. *Servicio Geológico Minero Argentino,* inédito. 104 páginas, tablas, cuadros y fotografías. Buenos Aires.

Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci. Escala 1:200.000. *Secretaría de Estado de Minería. Servicio Geológico Nacional.* Buenos Aires.

Coira, B., 1985. Vulcanismo Terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la cordillera nordpatagónica, Argentina. *4º Congreso Geológico Chileno.*

Cordini, I. R., 1965. Los depósitos diatomíferos de Argentina. *Instituto Nacional de Geología y Minería*. Buenos Aires.

Cuchi, R., P. Espejo y R. González, 1998. Geología y recursos minerales de la Hoja Geológica Piedra del Águila – 4169-I, provincias del Neuquén y Río Negro. Boletín 242. *IGRM - SEGEMAR*

De Feo, G., 1948. Explotación de diatomita en la zona de Ingeniero Jacobacci, Territorio Nacional de Río Negro. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 97: 1-67. Buenos Aires,

Domínguez, E. A. y P. Maiza, 1984. Yacimientos no metalíferos y de rocas de aplicación. *9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 611-627.

Estudios y Servicios de Geología y Minería SRL, 1982. Diagnóstico Minero de la Provincia de Río Negro. Consejo Federal de Inversiones. Tomo 02, 348 páginas. *Biblioteca de la Dirección de Minería de la Provincia de Río Negro,* inédito. Viedma.

Nullo, F., E. G. Sepúlveda y M. A. Uliana, 1984. Las sedimentitas terciarias. *9º Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Relatorio:* 215-266. Buenos Aires.

Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Publicación,* 58. Buenos Aires.

Nullo, F. E., 1978. Descripción de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Geología Económica: 79-83. *Servicio Geológico Nacional.* Buenos Aires.

Nullo, F. E. y Proserpio C.A., 1975. La Formación Taquetren en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 30 (2): 133-150. Buenos Aires.

Prozzi, C y J. Kröger, 1973. Informe sobre las Manifestaciones Diatomíferas de Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Primera Etapa. *Universidad Nacional del Sur.* Bahía Blanca.

Sesana, F. L., 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. *3º Jornadas Geológicas Argentina, Actas,* 3: 99-105. Buenos Aires.

Tronelli, R., 1981. Situación de la Minería en la Provincia de Río Negro (a septiembre de 1979). Ministerio de Agricultura, Ganadería y Minería. *Dirección General de Minería e Hidrogeología,* Río Negro (pág. 1-121, Anexos 1 a 3).

Uliana M. A. y J. R. Robbiano, 1974. Pseudopliegues de la Formación Collon Curá en cañadón Quiñi Huao (puesto Vidondo), Piedra del Águila (Cerro Bayo), Provincias de Río Negro y Neuquén. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 29 (2): 213-222. Buenos Aires.

Weaver, Ch. E., 1927. The Roca Formation in Argentina. *America Journal Science,* 13 (5): 417-434.

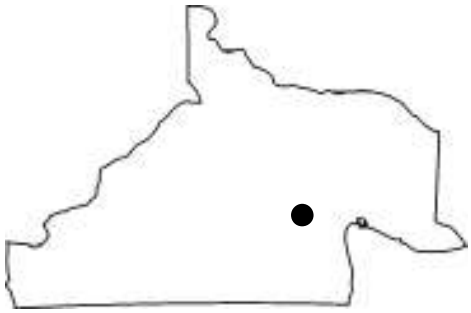


CRETÁCICO-PLIOCENO:

Secuencias de margen pasivo

Depósitos sedimentarios
Calizas y dolomías del Departamento Valcheta, Río Negro
Depósitos de tufa de Chubut

Espejo, P., 1999. Calizas y dolomías del departamento Valcheta, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1407-1419, Buenos Aires.



CALIZAS Y DOLOMÍAS DEL DEPARTAMENTO VALCHETA, RÍO NEGRO

Patricia Espejo[1]

INTRODUCCIÓN

El departamento Valcheta está ubicado al este de la provincia de Río Negro, limitando con los departamentos Avellaneda al norte, 9 de Julio al oeste y San Antonio al este y la provincia del Chubut al sur.

La región se caracteriza por tener en líneas generales yacimientos con mineralizaciones heterogéneas y/o acompañadas por "impurezas penalizables" o que desmerecen la calidad del producto, requiriendo por ende tratamientos adecuados previos a la comercialización, los que no siempre garantizan productos de calidad óptima y uniforme. La tecnología extractiva es a cielo abierto.

El acceso a los yacimientos se realiza mediante huellas mineras de carácter permanente, de trazado y mantenimiento relativamente económico, poco sinuosas; tienen abundante materia prima en sus alrededores para su construcción y mantenimiento, siendo este último sencillo y de rápida solución. Son accesibles durante todo el año y en general con recorridos de 5 a 30 km hasta la red troncal.

En los alrededores inmediatos a los depósitos cercanos a Valcheta no se encuentran arroyos de carácter permanente ni vertientes que permitan abastecer de agua potable a los campamentos instalados. En cuanto a la presencia de agua subterránea, los pocos pozos excavados en la región demuestran que cuando se halla la napa ésta aparece a bastante profundidad, y es escasa y más o menos salobre. Por lo tanto, el agua utilizada proviene del arroyo Valcheta y es transportada en tanques desde la población del mismo nombre.

Los principales compradores de la producción, que se destina a la industria química y de la construcción (granulados y reconstituidos), son IGGAM SA (Capital Federal), Suriano y Cía. y Albarghetti, en Buenos Aires e INDUPA SA, en Río Negro.

RESERVA Y PRODUCCIÓN

Según datos de la Estadística Minera 1995, de la Secretaría de Minería de la Nación, se produjeron en la provincia de Río Negro 1.213 t de calizas y 2.300 t de dolomía. Las reservas de la zona de Valcheta, según la citada Secretaría en su Directorio de Oportunidades (1994), son del orden de 7.000.000 millones de toneladas, dada la extensión de los afloramientos.

HISTORIA DEL DISTRITO

La actividad minera de la región, si bien existen yacimientos minerales metalíferos que en la actualidad están inactivos, está reducida a la explotación de canteras de calcáreos. Sin embargo, se aclara que hay numerosas manifestaciones minerales cuyo escaso laboreo no permite determinar su importancia económica.

GEOLOGÍA REGIONAL

La constitución geológica de las áreas relevadas (figura 1) es sencilla:

a) Basamento cristalino precámbrico a paleozoico superior.
b) Serie volcánica ácida de edad jurásica.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación General Roca.*

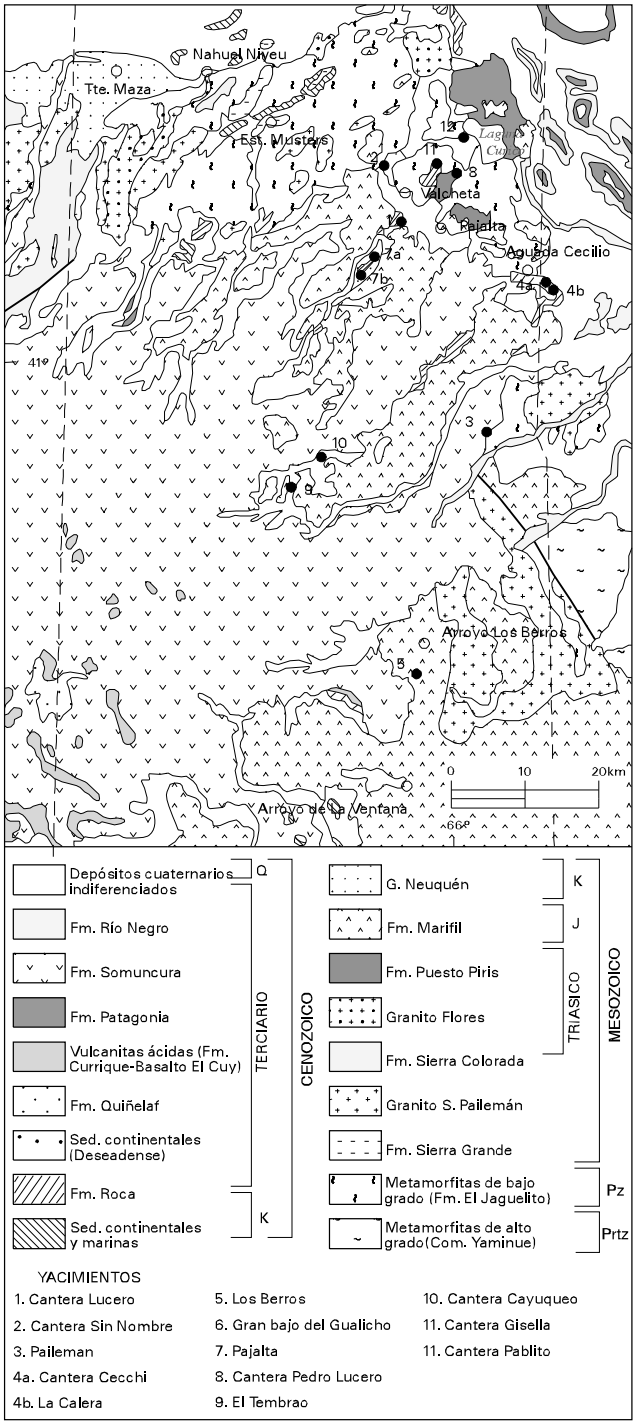


Figura 1. Mapa geológico y ubicación de yacimientos de calizas y dolomías del departamento Valcheta.

c) Sedimentos marinos correspondientes a la ingresión del Cretácico superior.
d) Depósitos pleistocenos (Rodados Patagónicos) y aluviones modernos.

En particular, las unidades más conspicuas presentan las siguientes características:

PRECÁMBRICO Y/O PALEOZOICO INFERIOR

Comprende las rocas más antiguas de la zona, aflorando entre Aguada Cecilio y Valcheta, en general al norte de la Ruta 23. Se trata de esquistos cuarzo-micáceos, anfibolitas, micacitas, grauvacas, areniscas cuarcíticas, etc. Su espesor es indeterminable por no observarse su yaciente. Estas rocas fueron intruidas por plutonitas de diversa edad y cubiertas por volcanitas ácidas y básicas, así como por sedimentitas más recientes; a su vez subyacen discordantemente a la Formación Sierra Grande de edad silúrico-devónica; por consiguiente son pre-silúricas. Al no haberse hallado fósiles, ni contarse con otros elementos de juicio para determinar su edad, se las coloca en el Precámbrico y/o Paleozoico inferior.

ORDOVÍCICO-SILÚRICO

FORMACIÓN PUNTA SIERRA

Estas rocas se presentan al norte de Valcheta, al este y oeste de la Ruta 308. Son granodioritas de color verde grisáceo, epidotizadas, con piroxenos uralitizados y estructura gráfica, y diques de leucogranito y granito violáceo de grano mediano con microclino y oligoclasa ácida alterada en sericita y material de naturaleza arcillosa. Estas rocas intruyen el Precámbrico y subyacen discordantemente a la Formación Sierra Grande. Su edad se ubica en el límite Ordovícico-Silúrico.

CARBONÍFERO-PÉRMICO

GRANITO SIERRA PAILEMÁN

Aflora al este de Valcheta y al este de las calizas de Aguada Cecilio. Se trata de un granito calcoalcalino o alaskita sódica de color rosado, rojizo y a veces grisáceo, de grano mediano a fino. Intruye al Precámbrico y/o Paleozoico inferior. Dataciones radimétricas ubican estas rocas en el Carbonífero-Pérmico.

TRIÁSICO

CONGLOMERADO PUESTO PIRIS

Es una sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas calcáreas, tobas y calizas, de origen continental y color gris negruzco a pardo violáceo. Se apoya discordantemente sobre rocas metamórficas y a su vez es cubierto en forma discordante por la facies extrusiva de las volcanitas riolíticas con plantas fósiles, de edad jurásica.

JURÁSICO INFERIOR A MEDIO

FORMACIÓN MARIFIL

Comprende una sucesión de sedimentitas, volcanitas e hipabisales mesosilícicas y ácidas de edad jurásica infe-

rior a media. Afloran entre Valcheta y Aguada Cecilio y al norte y este de la laguna Curicó. Las rocas presentes incluyen dacitas y pórfiros dacíticos, ignimbritas riolíticas, tobas, pórfiros riolíticos y areniscas tobáceas. En las arenitas se han encontrado hasta cuatro niveles de restos de plantas fósiles y de crustáceos. Los pórfiros presentan algunos indicios de haber sido suavemente plegados y afectados por fallas de corto rechazo.

CRETÁCICO SUPERIOR

GRUPO NEUQUÉN

Estas rocas afloran sobre el arroyo Pajalta y en los alrededores de Valcheta, desde donde se extienden hacia el oeste hacia Musters y Nahuel Niyeu, donde cubren gran superficie y alcanzan mayor espesor. Son areniscas gruesas, en parte conglomerádicas, de color gris a gris amarillento y violáceo. Presentan numerosos restos de árboles petrificados y fragmentos óseos de reptiles. Se asientan discordantemente sobre volcanitas de la Formación Marifil, metamorfitas, etc., y son cubiertas discordantemente por la Formación Roca. En el arroyo Pajalta, entre el Grupo Neuquén y la Formación Roca, se han hallado restos fósiles opalizados, de *Melania sp*., lo que indica la presencia de la Formación Coli Toro o Senoniano lacustre, pero sus afloramientos por ser de pequeño espesor están tapados por el detritus de la Formación Roca.

CRETÁCICO-TERCIARIO

FORMACIÓN ROCA O AGUADA CECILIO

Esta formación aflora al oeste, nordeste y sudeste de Valcheta, en Aguada Cecilio y debajo de coladas basálticas. Es una sucesión discordante de areniscas calcáreas, limolitas arcillosas concrecionales, margas yesosas y calizas con intercalaciones de areniscas laminares, a veces con estratificación diagonal y niveles yesosos. El color es pardo grisáceo, amarillo ocre, pardo verdoso y rojizo. Según Bertels (1969) contienen ostrácodos de edad cretácica superior (Maastrichtiano).

EO-OLIGOCENO

FORMACIÓN PATAGONIA

Aflora al nordeste de Valcheta, en los alrededores de la laguna Curicó. Son conglomerados, tobas cineríticas blanquecinas muy friables, arcilitas, areniscas calcáreas, etc. Presentan fósiles que permiten ubicar la entidad en el Eo-Oligoceno.

PLIOCENO

FORMACIÓN SOMUNCURÁ

Aflorando al sur de la ruta 23, en una amplia superficie, su litología comprende basaltos olivínicos, de grano fino a veces vesiculares, con intercalaciones de tobas cineríticas blanco amarillentas.

FORMACIÓN RÍO NEGRO

Son arcilitas silicificadas, areniscas de grano mediano a grueso con estratificación diagonal y en parte laminar, de color pardo a gris azulado y con intercalaciones de tobas cineríticas y lentes de yeso. Se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Patagonia y son cubiertas discordantemente por los Rodados Patagónicos.

PLEISTOCENO SUPERIOR

FORMACIÓN TEHUELCHE

Estas rocas afloran en la parte nororiental de la comarca. Se trata de depósitos de gravas, de guijarros polimícticos con matriz arenosa, que se presentan desagregados en la parte superior pero que en la inferior, a causa de la formación de un cemento calcáreo, adquieren características de conglomerado.

GEOTECTÓNICA

Dentro del cuadro geotectónico de América del Sur, la provincia de Río Negro está ubicada en el extremo septentrional de la Plataforma Patagónica (Almeida *et al.*, 1976). Esta unidad geotectónica se extiende al sur del río Colorado y comprende a los Macizos Nordpatagónico y del Deseado, como así también a las cuencas del golfo de San Jorge y Austral.

La provincia de Río Negro incluye una serie de unidades estructurales con características propias entre las que la región del Macizo de Somuncurá, en la que está incluida la zona descripta, es la más compleja. Presenta deformaciones de los ciclos Famatiniano, Gondwánico, Patagonídico y, en menor escala Ándico. Durante el Paleozoico constituyó un arco magmático calcoalcalino típico de un margen continental activo, aunque aún no se conocen sus condiciones paleogeográficas. Si el margen estuvo ubicado al norte del macizo, implicaría una aloctonía de la Patagonia, a la que debería considerarse como un continente independiente. Durante el ciclo Patagonídico la mitad occidental estuvo sometida a esfuerzos compresionales, fallándose en una serie de bloques basculados por fallas inversas, mientras que el sector oriental estaba sometido a esfuerzos traccionales.

Según Ramos (1998), en la Patagonia los movimientos chánicos son responsables de la deformación de la Formación Sierra Grande, en forma previa a las intrusiones graníticas neopaleozoicas (Ramos y Cortés, 1984).

Granitoides del ciclo Gondwánico se conocen en el Macizo de Somuncurá (Llambías *et al.*, 1984). Estos han sido interpretados como de arco magmático, mientras que para otros autores serían postcolisionales (Ramos, 1984). En el sector extrandino patagónico hay granitoides pérmicos detectados en el subsuelo (Lesta *et al.*, 1980) y princi-

palmente triásicos en el Macizo de Somuncurá. Estos han sido descriptos como granitos extensionales por Rapela *et al.* (1991).

En el sector sudoeste del Macizo de Somuncurá, una importante deformación asociada al emplazamiento de granitos ordovícicos separa a este basamento de granitos postcolisionales más jóvenes (Dalla Salda *et al.*, 1994). Algunos autores asignaron al ciclo Famatiniano la colisión y amalgamamiento de los Macizos de Somuncurá y del Deseado, a través de una sutura de rumbo noroeste que se halla en el subsuelo de la cuenca del Golfo de San Jorge (Palma, 1989).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Las explotaciones mineras y un gran porcentaje de las reservas de caliza de la provincia y de la región en particular se asocian a las sedimentitas marinas del Maastrichtiano-Paleoceno.

La región en la que se encuentran estos depósitos se mantuvo elevada y sometida a los procesos erosivos que la transformaron en una suave planicie hasta el Cretácico superior. En ese momento se transformó en una cuenca de sedimentación marina, por el descenso general del bloque patagónico, produciéndose la transgresión Daniana que depositó durante el Maastrichtiano-Daniano una amplia cobertura de sedimentitas en ambientes someros en las márgenes del macizo de Somuncurá, conectada con el océano Atlántico. De este manera, sobre la superficie intensamente erosionada de los pórfiros y esquistos cristalinos del basamento, se apoya discordantemente la formación sedimentaria marina del Rocanense. Núñez y Rossi (1981) indicaron que las calizas de los alrededores de Valcheta se asientan discordantemente sobre riolitas de la Formación Marifil, Grupo Neuquén y Formación Coli Toro (Cretácico superior). Estos sedimentos, de posición horizontal y no afectados por ningún tipo de plegamiento, tienen una disposición transgresiva y se asientan discordantemente sobre rocas de distinta edad. Núñez (1975) mencionó que en Aguada Cecilio se asientan sobre metamorfitas del Paleozoico inferior, en la cantera La Calera sobre riolitas del Jurásico superior, en cantera Rinne y en el arroyo Pajalta. Por medio de una discordancia de erosión se apoyan sobre los Estratos con Dinosaurios; en la cantera Direne están en discordancia angular sobre las metamorfitas y el conglomerado de la Formación Puesto Piris y finalmente al oeste de Valcheta sobre metamorfitas y riolitas.

Como expresó Núñez (1975), los yacimientos explotados pertenecen casi sin excepción a la Formación Roca ya que los calcáreos de la Formación Puesto Piris, por su escaso tonelaje, y de la Formación Patagonia, por su bajo tenor en calcio, no son económicamente explotables. Además contienen gran cantidad de impurezas. Por su parte, las calizas de Pailemán están asociadas a metamorfitas y plutonitas del Precámbrico al Paleozoico superior.

Si bien cada uno de los yacimientos que se describen a continuación tiene sus características propias, en general la base de estos sedimentos está constituida por arcillas verdoso amarillentas, que pasan hacia arriba a un calcáreo arenoso con muy poco contenido arcilloso. Por encima de estos bancos, en posición horizontal a subhorizontal, se superpone normalmente un horizonte calcáreo y dolomítico que ocupa la parte superior de lomadas que se elevan entre 10 y 25 m sobre el nivel del terreno.

Este paquete de sedimentos aflora constituyendo relictos dispersos de esta extensa y potente sedimentación marina. Tanto esta unidad como los sedimentos continentales más jóvenes superpuestos han sido intensamente erosionados hasta su casi total desaparición al producirse en la región movimientos de ascenso de tipo epirogénico a fines del Terciario y Cuaternario.

El manto calcáreo presenta aspecto muy variado: masivo, brechoso y travertinoide cuando tienen poros y oquedades de distintas formas distribuidas irregularmente. Las grietas y cavidades suelen estar rellenas o tapizadas por calcita supergénica blanca cristalina y pequeñas capas de calcita y aragonita fibrosa de color caramelo, dispuestas en forma de drusas y formaciones concrecionales y estalactíticas. Como indicó Re (1959), es en estos lugares donde existen claras evidencias de que, con posterioridad a la formación del calcáreo, circularon aguas termales que disolvieron y redepositaron el carbonato de calcio.

También se encuentra sílice microcristalina rellenando, incrustando o reemplazando al calcáreo a través de grietas y fisuras cuyos cristales, al contar con espacios libres, se desarrollaron hasta constituir verdaderas drusas. Re (1959) manifestó que este proceso de silicificación ha estado íntimamente relacionado con fracturas postporfíricas y a soluciones silíceas ascendentes de la actividad volcánica póstuma.

YACIMIENTOS DE CALIZAS

CANTERA LUCERO

Se halla situado a 9,5 km al sursureste de Valcheta, por la Ruta Nacional 23 y a 7,1 km de la estación carga del FFCCGR, en una zona de lomadas suaves.

Sobresalen relictos de una meseta constituida en su base por un banco de unos 12 m de arcillas claras, verdoso amarillentas, sin fósiles y con masas y concreciones de yeso blanco bien cristalizado sobre las que se encuentra un banco de caliza de un espesor variable entre 1,50 y 2,90 m, con una potencia media de 2,30 metros. En la figura 2 se muestra la geología de la cantera Lucero.

El banco tiene 1.000 m de corrida, 200 m de ancho y 2 m de espesor medio.

El manto calcáreo está compuesto por una roca compacta, dura, homogénea y de grano fino, de textura a veces sacaroide. Es de color blanquecino amarillento y con tona-

lidades grisáceas debido a la presencia de diminutas dendritas de manganeso.

En la parte superior del horizonte se encuentran pequeñas lentes e inclusiones de sedimentos arenosos en matriz calcárea y brechas formadas por granos y trozos de cuarzo, pórfiros riolíticos y sus tobas, cementados por un material calcáreo arenoso, de grano fino.

Con posterioridad a la formación del calcáreo, la circulación de aguas termales que disolvieron y redepositaron el carbonato de calcio dieron origen al relleno de grietas, poros y cavidades con cristales de calcita blanca supergénica y capitas de calcita y aragonita fibrosa. Vinculado a esta estructura, se ha producido un proceso de silicificación, en el que sílice microcristalina rellena grietas y fisuras, hasta constituir verdaderas drusas.

El manto calcáreo se encuentra dividido en bloques de diversos tamaños, de pocos centímetros hasta más de 1 m de espesor.

La composición química y características de la caliza, según resultados del muestreo realizado por Re (1959), se muestran en la tabla 1.

Otros estudios realizados en los laboratorios del ITMAS, dieron los siguientes resultados (Diez, 1977), que se presentan en la tabla 2.

El banco de caliza contiene impurezas entre las que se destaca la sílice, proveniente de las delgadas intercalaciones de material brechoso, arenoso y el cuarzo secundario que rellena cavidades. Además presenta óxidos de aluminio (entre 0,33 y 0,68%) y de hierro (0,13 y 0,25%), bióxido de manganeso (0,03 y 0,20%), fósforo (0,016 y 0,053%) y azufre (0,08 y 0,31%).

Re (1959) calculó la ley, potencia, volumen y tonelaje del horizonte calcáreo considerando una superficie de 18,5 ha y un espesor medio de 2 m, debido a los bordes digitados y estrangulaciones, producto de la erosión de su relieve mesetiforme. Así determinó reservas aseguradas del orden de las 888.000 t de un mineral con las siguientes leyes medias, según se oberva en la tabla 3.

La posición casi horizontal de los bancos que ocupan las partes más altas de lomadas y mesetas, la escasa o nula sobrecarga estéril y el fácil acceso a los mismos constituyen condiciones favorables para que sea rentable la explotación de los depósitos.

La calidad del yacimiento es, según Re (1959), bastante buena y homogénea en lo que se refiere a la composición química y distribución de ciertas impurezas, pudiendo ser materia prima apta para fundente y escorificante.

Las labores realizadas son cuatro frentes de cantera a cielo abierto, tres de ellas sobre el borde superior de los faldeos este y norte de la meseta, y otro en el sector noroeste. Todos los frentes de avance fueron ubicados en lugares donde el banco tiene buena potencia y leyes comerciales, con longitudes que varían entre los 15 y los 150 m (Re, 1959).

La cantera es propiedad de P.A.Y.O. Lucero y, si bien en la actualidad, según datos de la Dirección Provincial de Minería no es explotada, la producción alcanzó en años

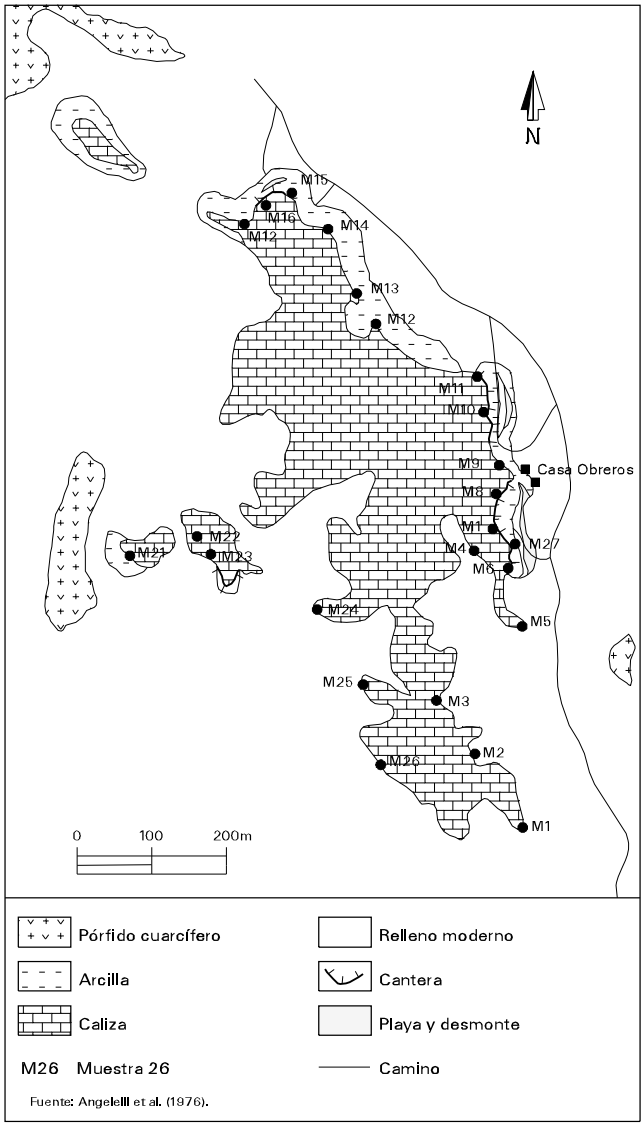


Figura 2. Geología de la cantera Lucero.

anteriores a unas 1.600 t/a, despachada a Buenos Aires para su uso en granulados.

CANTERA SIN NOMBRE

Se halla ubicada a 5,3 km al oeste-noroeste de Valcheta, por la Ruta Nacional 23 en dirección a Los Menucos y a 7 km de la estación Valcheta del FFCCGR, cubriendo una superficie de aproximadamente 10.200 m^2 con una potencia media de 2,20 metros.

Es un banco de caliza, de forma lenticular, que posee características texturales similares a las del depósito anterior. Fue trabajado en un sólo frente de 250 m de longitud, de rumbo general noreste-suroeste, algo irregular, con frentes verticales de 0,80 a 2,75 m de altura, que cortan el espesor total del horizonte. También se construyeron dos hornos intermitentes verticales destinados a la fabricación de cal viva, abandonados y en mal estado de conservación.

Las reservas establecidas por Re (1959) son del orden de 53.856 t, habiéndose determinado las siguientes leyes medias, dadas en la tabla 4.

El contenido de insoluble (sílice) aumenta hacia el techo del banco y se encuentra por encima de las especificaciones industriales para siderurgia. Existe un pequeño banco intercalado con un bajo contenido en sílice pero su explotación elevaría considerablemente los costos (Re, 1959).

El método de explotación empleado fue el de apertura de frentes de cantera generalmente alineadas a lo largo de los bordes de los cuerpos de calcáreo y, según Re (1959), a veces ubicadas y desarrolladas con total desconocimiento técnico con el consiguiente perjuicio para la explotación del yacimiento, elevando además los costos de extracción.

Los principales usos de los calcáreos, triturados y molidos, son la fabricación de mosaicos, tiza y también materia prima para la elaboración de cal para la industria local.

Las calizas de este depósito son de baja calidad por su elevado contenido medio de impurezas (10,16%).

PAILEMÁN

El yacimiento de calizas de Pailemán se encuentra situado a 1,5 km al nornoroeste de la localidad homónima y a 43 km al sur de la estación Aguada Cecilio, en el departamento Valcheta.

Las calizas forman una suave lomada de escaso desarrollo dentro de un relieve chato donde, a modo de isla, surgen elevaciones de poca altura coronadas por mantos de basalto.

Estudios de Sesana (1968) demuestran que estas calizas son cristalinas y metamórficas, que están altamente milonitizadas y que forman parte de las metamorfitas supuestamente precámbricas (micacitas, migmatitas, etc.), con las que se asocian íntimamente.

Como indicaron Ardolino *et al.* (1988), en la geología del área participan elementos del basamento metamórfico representados por calizas cristalinas y esquistos intruidos por un cuerpo granítico paleozoico que los inyectó y metamorfizó térmicamente, porfiritas de la serie efusiva jurásica, sedimentitas del Patagoniense cubiertas por mantos de basalto y depósitos cuaternarios constituidos por Rodados Patagónicos y relleno moderno.

El yacimiento, según Romani (1970) y Schmid *et al.* (1970), está formado por varios cuerpos de caliza alternando con esquistos del basamento precámbrico-paleozoico tal como se observa en la figura 3.

El cuerpo principal tiene un recorrido aflorante de 450 m y un espesor máximo de 56 m; su rumbo general es N60ºO con una inclinación de 45 a 56º hacia el noreste. El material, blanco grisáceo con tonalidades rojizas y amarillentas, es de grano mediano y textura cristaloblástica, presentando venillas de sílice.

El yacimiento de caliza se asocia genéticamente a procesos metamórficos y a la intrusión de pequeños cuerpos pegmatíticos.

Fue estudiado por Fabricaciones Militares como presunta materia prima para la fabricación de soda solvay, realizándose en su exploración 628 m de perforaciones, cuatro de ellas de largo alcance, ubicadas perpendicularmente al buzamiento de los cuerpos.

Muestra	Espesor (m)	Pérdida al rojo	Insoluble	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	CaO	$Ca\ CO_3$	MgO	$Mg\ CO_3$
7a	0,70	41,78	5,40	0,40	48,30	86,21	3,53	8,03
7b	0,50	42,46	5,25	0,13	46,34	82,72	5,79	12,11
7c	0,50	43,03	3,00	0,10	46,61	88,51	3,98	8,32
7d	0,50	39,83	3,30	0,60	46,01	82,13	3,47	7,26
10a	0,95	42,15	4,50	1,00	48,73	86,98	3,55	7,43
10b	1,05	42,64	4,76	0,40	49,72	88,15	4,34	9,08
15a	1,40	42,28	2,60	0,40	49,72	88,75	4,34	9,08
15b	1,10	38,94	9,65	1,00	44,75	79,87	4,41	9,22
19a	1,10	42,00	3,25	0,60	49,50	88,36	4,17	8,72
19b	1,50	42,87	3,40	0,20	49,94	89,14	3,26	6,82
27a	0,65	39,33	11,17	0,20	43,31	77,30	5,31	11,10
27b	0,55	42,04	5,02	0,20	47,47	84,73	4,59	9,60
27c	0,70	42,13	5,43	0,48	46,28	82,60	5,28	11,04

Tabla 1. Composición química y caracteísticas de la cantera Lucero (Re, 1959).

Los análisis efectuados sobre esas cuatro perforaciones se indican en la tabla 5.

Despreciando los cuerpos secundarios por su escaso espesor y extensión poco conocida, la cubicación efectuada hasta la profundidad máxima de 70 m determina la existencia de una reserva de 3.007.072 t de material en la categoría de medido, con una ley media de 90,85% de $CaCO_3$ y 1.500.000 t de mineral inferido.

AGUADA CECILIO-YACIMIENTO LA CALERA

Se encuentra ubicada 5 km al sur de la estación ferroviaria de Aguada Cecilio, en la Sección I, Fracción C, Lote 69 del departamento Valcheta, sobre la Ruta Provincial 302 que, desde la Ruta Nacional 23, se dirige a la localidad de Sierra Pailemán. El calcáreo aflora en forma de medialuna, con una extensión de 5 km en sentido norte-sur por 2 km en sentido este-oeste, en un ambiente de pórfiro riolítico. Se distribuye en una superficie de 130 ha, formando siete grandes cuerpos separados por adelgazamientos o por afloramientos de tobas calcáreas o riolitas. En la figura 4 se muestran la geología y los perfiles de algunos sondeos del yacimiento.

Según Angelelli *et al.* (1976), el yacimiento está integrado por dos horizontes o bancos de caliza, separados por un conjunto de areniscas y arcillas arenosas de un espesor que oscila entre 1 y 7 metros. El horizonte inferior, compacto y silíceo, se extiende en profundidad a lo largo de todo el yacimiento y aflora desde el centro hacia el oeste, desde la laguna del Medio hasta la laguna Colorada. El horizonte superior, poroso, con poca sílice y deleznable, se extiende al este de la laguna del Medio, hundiéndose suavemente al oriente.

Un perfil levantado por Núñez (1975) en el extremo sur de la cantera, muestra la siguiente sucesión de arriba hacia abajo:

a) 1,50 m Calizas arenosas en su parte superior, de coloración grisácea, algo calcitizadas, sin restos fósiles, duras, con rodados de riolitas, estratificadas en bancos horizontales.

b) 0,50 m Calcáreo terroso blanquecino, no consolidado.

c) 1,50 m Calcáreo arenoso, con abundantes restos fósiles de bivalvos, turritellas, etc., bien consolidado, color amarillo pardo que se vuelve grisáceo por meteorización, con fragmentos de grano grueso de riolitas.

d) 0,70 m Calcáreo menos duro que c), con algunos restos de bivalvos, color amarillento con granos de arena más finos que la muestra anterior y menor cantidad de arena.

e) 2,00 m Arenisca calcárea poco consolidada, color pardo grisáceo, escasos restos fósiles.

f) 1,00 m En el derrumbe se observan arcillas rojizas. No se ven los contactos.

Muestra	Insoluble	$CaCO_3$	$MgCO_3$
4	4,54	79,45	7,06
5	3,11	86,08	4,57
6	3,46	60,18	1,28
7	12,15	52,12	4,21
8	3,61	86,59	4,14

Tabla 2. Análisis químicos realizados por ITMAS (Diez, 1977) de la cantera Lucero.

Insoluble	CaO	MgO	Ca CO_3	Mg CO_3
5,14%	47,32%	4,63%	84,46%	9,78%

Tabla 3. Leyes medias de la caliza de la cantera Lucero (Re, 1959).

SiO_2	CO_3Ca	CO_3Mg	Al_2O_3	Fe_2O_3	P	S	MnO_2
10,16%	83,03%	6,06%	0,57%	0,20%	0,016%	0,08%	0,03%

Tabla 4. Leyes medias de la caliza de la cantera sin nombre (Re, 1959).

Como indicaron Núñez y Rossi de García (1981), las calizas silicificadas de la cantera presentan en sus bordes areniscas con fósiles marinos del Cretácico superior, habiéndose determinado *Cinulia pauper* Wilck, *Turritellidae sp. Aff*. Turritella Malaspina Ih., *Odontogriphaea Miradorensis* Doello Jurado y *Venericardia Paleopatagónica* Ih., en el extremo sur de la cantera.

El origen del yacimiento estaría vinculado a un ambiente de playa *offshore* y la sucesión sería esencialmente carbonática o carbonático-margosa.

En esta cantera, Quartino *et al.* (1961) hicieron mención a la existencia de mármoles indicando que existe un calcáreo bien compacto, de grano fino, color blanco ligeramente amarillento, llamado comúnmente "Botticcino Argentino", que representa el 10 % del yacimiento. Hay además otro calcáreo, muy escaso, de textura similar y tono más oscuro, denominado "Chiampo Argentino".

El depósito fue explorado por Fabricaciones Militares mediante la realización de 30 perforaciones, lo que permitió establecer una reserva del orden de 19.000.000 t, de las cuales 16.700.000 t corresponden a mineral positivo, mientras que 1.500.000 t corresponden a mineral probable y el resto a la categoría de posible. Las leyes son en promedio 86,5% $CaCO_3$; 3,86% $MgCO_3$ y 10,10% SiO_2. La potencia media es de 7,37 m con una sobrecarga media de 1,16 m y un índice de hidraulicidad de 0,34.

El yacimiento desde 1971 a 1997 fue propiedad de la empresa Riominsa S.A. Se operaba en dos sectores sitos al este y al oeste del campamento. En el oriental hay cuatro canteras de dimensiones aproximadamente similares, en una superficie individual cercana a los 600 m^2, explotándose un banco de un espesor de 1,5 a 2 m, de una caliza blanca a blanco grisáceo, muy friable, la que suele venir acompañada por escasa proporción de material silíceo, de grano muy fino que era desechado en la selección manual.

El material de este sector al que denominan "tiza" se utilizaba, previa molienda muy fina, como carga para pinturas y en la elaboración de yeso para mampostería.

La empresa Riominsa S.A. poseía una planta de molienda en Aguada Cecilio. En 1973 se produjeron alrededor de 10.000 t, de las cuales el 15% correspondió a material para granulado.

Desde 1997, el yacimiento pasó a manos de la empresa Alcalis de la Patagonia S.A.I.C., la que está preparando los frentes para la explotación del yacimiento, planeándose la trituración primaria y secundaria del mineral extraído. Esta empresa realizó estudios de exploración más detallado de dos de los cuerpos de caliza, que son los que se trabajarán en un principio. Para un mejor aprovechamiento del yacimiento se prevé realizar mezclas de minerales con leyes que superan ampliamente las exigencias de la planta productora de Soda Solvay (92% de $CaCO_3$), con minerales de menor ley. Se continuará con el método de explotación a cielo abierto, utilizado desde los inicios del aprovechamiento del depósito.

El total cubicado por la empresa en 1979 fue de 15.256.000 t con leyes entre 80 y 94% de carbonato de calcio, de las cuales 5.000.000 t corresponden a leyes mayores del 90%.

Zardini (1953) en Núñez y Rossi de García (1981) indicaron que en el sector oeste se trabajaba en un banco de una potencia de 12 m que descansa sobre pórfiros riolíticos. Contiene un material de aspecto brechoso, bastante duro y de grano muy fino, que está mezclado en ciertas zonas, con material piroclástico y trozos de pórfiro. Este material se trituraba, destinándose como granulado a la fabricación de mosaicos.

LOS BERROS

Unos 5 km al sur del paraje Los Berros, Ravazzoli (1976) describió una roca formada por carbonato de calcio, de cristalización rómbica y color castaño con distintas tonalidades, desde claro a caramelo. Enfatiza que el carácter más peculiar de la roca radica en su textura de diente de perro, lo que hace que los pulidos de este carbonato adquieran hermosas combinaciones, tanto texturales como de color y tonalidad. Esta propiedad convierte a esta roca en una variedad comercial que es considerada variedad de mármol ónix y como tal se la extrae en planchas, que en gran parte son exportadas a Italia como material de ornamentación.

Es una cantera de dimensiones aparentemente reducidas y se conoce como cantera Llancafil.

GRAN BAJO DEL GUALICHO

Sepúlveda (1983) mencionó que al noroeste del Gran Bajo del Gualicho, aproximadamente 3 km del puesto Medina, fueron observados bancos de calcáreos fosilíferos de unos 2 m de espesor, los que vuelven a aparecer en otros

Perforación	SiO_2	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Al_2O_3	Fe_2O_3
1	0,52-5,21	78,05-97,47	0,50-2,40	0,30-1,60	0,10-0,38
2	2,26-11,26	76,06-93,84	2,55-5,41	0,86-5,88	0,10-0,80
3	1,29-5,67	89,07-97,15	0,61-2,41	0,28-5,90	0,10-0,66
4	2,06-16,35	74,86-86,07	3,06-6,12	1,69-6,92	0,16-0,95

Tabla 5. Análisis químicos de la caliza Pailemán según estudios efectuados por Fabricaciones Militares.

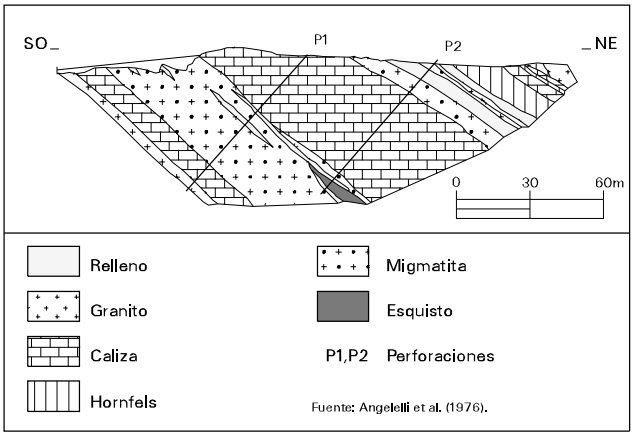


Figura 3. Corte transversal de la cantera Pailemán.

lugares. El elevado contenido de carbonatos podría hacerlos propicios para su utilización en la elaboración de cales para la construcción. Expresa además que "con tales objetivos sería interesante un estudio de estos bancos correspondientes a la Formación Arroyo Barbudo", correlacionable con la Formación Roca.

PAJALTA

Las calizas situadas en la zona del arroyo Pajalta se asientan discordantemente sobre las riolitas, Estratos con Dinosaurios y Formación Coli Toro mediante una brecha o conglomerado de transgresión perteneciente a la base de la Formación Roca *s.l.* (Lizuain, 1974).

Según Wichmann (1919), "en el Bajo de Pajalta se ven entre las lomadas del pórfido cuarcífero, lomas de una altura de 20 a 30 m compuestas de una caliza blanca, dura, penetrada por manchas dendríticas negras y muchas grietas y cavernas que están rellenadas o incrustadas con una costra de eflorescencias sacaroideas de pequeños cristales de calcita. Se notan también formaciones estalactíticas. La parte inferior de esta cal está llena de pedazos redondeados y angulosos de pórfido cuarcífero de diferente tamaño y granos de cuarzo, ofreciendo así el aspecto de un conglomerado o una brecha. En un corte puede reconocerse debajo de la caliza una marga y arcilla amarillo verdosa con mucho yeso de las cualidades de la molasa patagónica. La edad de esta formación es incierta, tal vez terciaria."

CANTERA PEDRO LUCERO

Al sur de la laguna Curicó se han encontrado calizas grises en la zona del campo de Pedro Lucero, con coordenadas geográficas S40º43'53'' y O65º53'49''. Serían rocas de la Formación Puesto Piris (Triásico) sobre rocas metamórficas de la Formación El Jagüelito (Precámbrico).

Son calizas compactas, atravesadas por venillas de carbonato de calcio blanquecino.

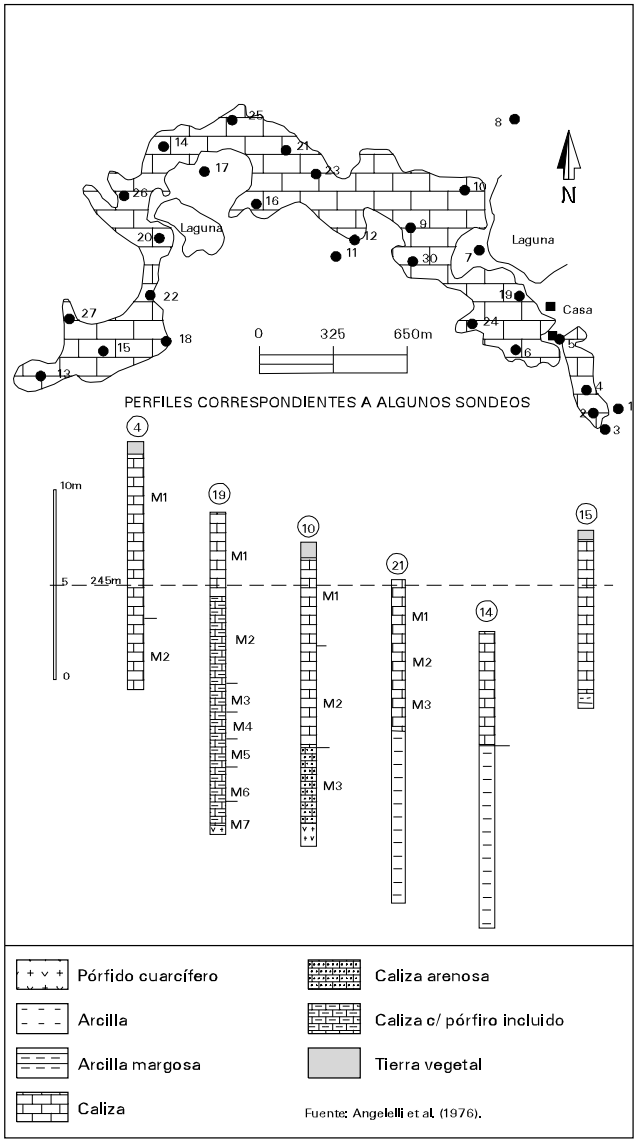


Figura 4. Yacimiento de caliza Aguada Cecilio.

El material se halla plegado y fracturado, presentando algunos de los bloques dislocamientos de direcciones N100ºE, N120ºE y N80ºE de poca magnitud pero que enmascaran su buzamiento real. El plegamiento estaría representado por una estructura homoclinal. El rumbo general es N25º-35ºE y el buzamiento es de 8º al noroeste. Según datos aportados por Dalponte comunicación verbal el espesor mínimo medido es de unos 3,50 m que se incrementan a unos 7 m considerando un nuevo destape realizado a 50 m de los dos anteriores, en la dirección del buzamiento.

La intensa fracturación no permite extraer grandes bloques, sino aquellos cuyas medidas promedio oscilan para cada magnitud en el orden de los 0,30 metros.

Los datos con que se cuenta indican que en este momento el material es subutilizado y tratado única y escasamente como material de cabeza en la trituración secundaria y molienda gruesa (Hükki, reducción de tamaño de 100 mm

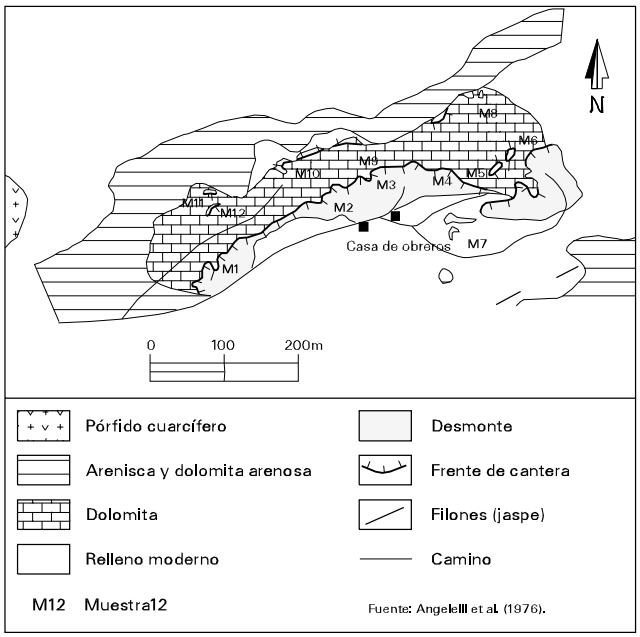


Figura 5. Geología de la cantera Gisella.

a 10 mm y de 10 mm a 1 mm, respectivamente) para ser empleado en la fabricación de mosaicos. Es vendido, junto a otros productos calizos de la zona de tonalidades blancas, en la localidad de Comodoro Rivadavia por el Sr. Carlos Matze, quien trabaja la ex planta de molienda de Riominsa S.A. en Aguada Cecilio.

EL TEMBRAO

En las inmediaciones del paraje El Tembrao, 55 km al sudoeste de Valcheta y a unos mil metros al norte de la escuela que se encuentra en las márgenes del arroyo El Tembrao, Ardolino *et al.* (1988) citaron unos destapes donde se ha explotado calcáreo aragonítico, en forma rudimentaria. Es un calcáreo aragonítico puro, emplazado en la Formación Roca, que se destaca por su colorido veteado por reemplazo de sus constituyentes originales. Los estratos de la Formación Roca se apoyan sobre las rocas volcánicas de la Formación Marifil y a su vez son cubiertos por las tobas de la Formación Sarmiento (Deseadense).

CANTERA CAYUQUEO

A unos 5 km del paraje El Tembrao, en las inmediaciones del puerto Cayuqueo, Ravazzoli (1982) mencionó que la Formación Roca está constituida por un banco, con disposición casi horizontal, de areniscas conglomerádicas calcáreas de tonos amarillentos y anaranjados de hasta 40 m de espesor, observándose en algunos sectores pequeñas lentes de sílice coloidal.

Ardolino *et al.* (1988) mencionaron que en este lugar se hallan manifestaciones similares a las observadas en El Tembrao. El calcáreo aragonítico ha crecido en el seno de la Formación Roca, constituyendo zonas reemplazadas de recorrido aleatorio y hasta 70 cm de espesor. La aragonita adoptó formas botroidales y semiesféricas; es veteada, de textura coloforme y de bello colorido que la convierte en una roca apta para ser explotada con fines ornamentales, contándose más de diez destapes donde se extrae este material. Según datos de Caba y Dalponte (1997), se trata de un banco explotable de unos 0,30 m promedio de espesor, arrosariado, con bandeamientos blanquecinos.

YACIMIENTOS DE DOLOMÍAS

CANTERA GISELLA

Se trata de un depósito de dolomía ubicado a 11,5 km al este-noreste de Valcheta, abarcando una superficie de 66.000 m^2, con una longitud de aproximadamente 660 m y unos 100 m de ancho. En cuanto a la infraestructura, tiene buen acceso por la Ruta Nacional 23, gas natural y red eléctrica de 32 kilovatios. Además se encuentra a 9 km de la estación de embarque del ferrocarril.

Según Re (1959), la parte inferior del paquete sedimentario, que se apoya sobre sedimentitas psamíticas y pelíticas de color verde, está formada por sedimentos dolomíticos arenosos con pasaje a areniscas de grano mediano con pequeños rodados de cuarzo (figura 5), portadores de fauna de pelecípodos y gasterópodos del Cretácico superior.

El mismo autor mencionó que el banco dolomítico es microgranular, masivo, compacto, de grano fino y uniforme, blanco con tonalidades amarillentas y grisáceas, escasas oquedades y dendritas de bióxido de manganeso. Muestra algunas intercalaciones arenosas y de dolomita más blanda, pliegues y también grietas y cavidades rellenas por yeso cristalino y azufre nativo. Presenta una lajosidad subhorizontal, mostrando en ciertos sectores de la porción oriental una estructura brechosa, con cemento de material arenoso-dolomítico

El espesor del cuerpo dolomítico varía entre 1,4 y 2,5 m debido a la erosión y a las irregularidades del piso, siendo la media de 1,75 metros.

Análisis realizados dieron los siguientes resultados, presentados en la tabla 6.

Re (1959) estableció la existencia de 288.750 t de mineral, cuyas leyes medias determinadas son las siguientes, según la tabla 7.

Angelelli *et al.* (1976) indicaron que el material se explotaba en dos frentes, destinándose como granulado para la fabricación de mosaicos. El frente del extremo occidental fue trabajado en varios cortes pequeños, el más importante de los cuales tiene un desarrollo de 60 m de largo por 30 m de ancho. El frente oriental muestra una cantera de unos 65 m de largo con un avance de 15 a 20 m y 1,70 m de altura. Las dolomías, si bien tienen un tenor de insolubles (6,13% pro-

medio) algo superior al de los calcáreos, por su composición química se acercan notablemente a la fórmula teórica.

Con posterioridad, las dolomías, aunque de excelente ley, dejaron de ser explotadas debido a la incidencia de los costos del flete ferroviario a los centros de consumo.

En la actualidad, la cantera, cuyo propietario es Luis Rinne, se encuentra en explotación.

CANTERA PABLITO

Se encuentra ubicada a 25 km al noreste de la localidad de Valcheta, en dirección a la salina Curicó, en una zona de lomadas que tienen dirección general este-oeste.

Según indicó Núñez (1975) las sedimentitas, de color blanquecino con tonalidades amarillentas, pertenecen a la Formación Puesto Piris del Triásico y se presentan en bancos horizontales de una potencia de 0,20 a 0,40 m, dispuestos en la parte superior de las lomadas. Por debajo, estructuras brechosas con cemento arenoso, calcáreo y arcilloso se apoyan en discordancia sobre el basamento metamórfico de la Formación El Jagüelito.

Como indicaron Dalponte y Faroux (1997) el frente de la cantera, de una altura entre 0,80 y 1,50 m, es trabajado manualmente, en forma semicircular y con depositación de la escombrera hacia el centro ya explotado.

Análisis efectuados en el CIIM dieron los siguientes resultados, presentados en la tabla 8.

Los autores mencionaron que la previsión de material extraído para cumplir con compromisos de venta no supera actualmente las 500 toneladas. El propietario de la cantera, Juan Araya, despacha mensualmente aproximadamente 60 t/m, destinadas a una firma revendedora de Buenos Aires. Las reservas, si bien no han sido calculadas, se estiman geológicamente importantes.

MODELO GENÉTICO

En cuanto a la génesis de estos depósitos, como indicó Núñez (1975), tanto los horizontes calcáreos como el dolomítico tienen un origen común, pero hay discrepancias entre los distintos autores en cuanto a su edad y formación. Wichmann (1927) los refirió a la Formación Roca y Navarro (1960) a la Formación Patagonia o Entre Ríos. Por su parte, Hayase *et al.* (1979) les asignaron un origen hidrotermal a partir de soluciones alcalinas ricas en calcio y dióxido de carbono, que habrían reemplazado a las tobas calcáreas de la Formación Aguada Cecilio y las lavas riolíticas de la Formación Marifil. Núñez y Rossi de García (1981) refutaron específicamente la

Muestra Nº	Espesor (m)	Pérdida al rojo %	Insoluble %	Al_2O_3 (%)	CaO (%)	$CaCO_3$ (%)	MgO (%)	$MgCO_3$ (%)
1	1,10	43,79	5,00	1,60	30,25	53,99	18,82	39,37
1a	1,10	41,96	6,65	1,00	29,92	53,40	18,24	38,15
4	1,30	42,08	5,20	0,75	29,92	53,40	18,97	39,68
4a	1,60	43,41	5,95	0,70	9,81	53,21	18,82	39,37
6	0,90	44,67	4,50	0,80	29,92	53,40	20,34	42,55
6a	0,90	45,24	3,75	0,20	30,58	54,58	19,84	41,50
10	0,65	41,35	4,15	1,00	30,25	53,99	18,90	39,53
10a	0,70	43,98	4,35	0,84	30,69	64,73	18,70	39,12
13	0,60	41,47	9,90	1,20	30,47	54,38	18,17	38,01
13a	0,45	43,56	6,21	0,60	30,54	54,51	18,27	38,22
A		44,41	4,90	———	30,21	53,89	19,00	39,72
B		43,11	6,12	———	30,00	53,53	17,95	37,53

Tabla 6. A-Muestra extraída del material de cancha de cantera del oeste (marzo/74). B-Muestra extraída del material de cancha de cantera del este (marzo/74)

SiO_2	CaO	MgO	$Ca\ CO_3$	$Mg\ CO_3$	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO_2	P	S
6,13%	29,85%	18,65%	52,98%	39,02%	0,68%	0,25%	0,20%	0,016%	0,31%

Tabla 7. Leyes medias de las dolomías de la cantera Gisella (Re, 1959).

Pérdida a 1000ºC	46,33%
CO_2	45,80%
SiO_2	1,23%
Al_2O_3	0,35%
Fe_2O_3	1,30%
CaO	30,00%
MgO	20,56%
Na_2O	0,23%
K_2O	0,03%

Tabla 8. Análisis de dolomías de la cantera Pablito, realizados en el CIIM.

posición de estos últimos autores, ya que la presencia de fósiles marinos del Cretácico superior demuestran un origen sedimentario para las calizas, las que han sido afectadas por hidrotermalismo con aporte de sílice y carbonato de calcio. Esto es compartido por Lizuain (1974), quien dijo que la disposición horizontal de los bancos, su litología y la presencia de moldes e impresiones de bivalvos estarían indicando un ambiente de depositación marino costanero (nerítico), que podría corresponder a una facies transgresiva.

La textura fina del carbonato de calcio, la uniforme composición química de los depósitos, la ausencia de restos orgánicos determinables y la neta separación existente entre el banco útil y los estratos inferiores a veces fosilíferos son argumentos que apoyan la hipótesis de que estos calcáreos se han originado por precipitación química de $CaCO_3$ a moderada profundidad y en condiciones estables de sedimentación. La elevación de la temperatura del agua de mar ha sido probablemente la causa principal que determinó la disminución del dióxido de carbono disuelto y la consiguiente depositación del carbonato de calcio.

Re (1959) indicó además que en este proceso no debe dejarse de lado la posible actividad de ciertas bacterias y microorganismos como agentes precipitantes y la participación submarina de líquidos y gases calientes, relacionados con las últimas manifestaciones del ciclo volcánico que dió origen a los pórfiros y tobas de la región; éstos pueden haber actuado mejorando las condiciones de depositación, al producir una mayor agitación de las aguas y un más rápido ascenso de temperatura.

Las dolomías fueron formadas en condiciones muy favorables de concentración y temperatura de la solución, en el mismo mar cálido, de mucho menor profundidad como lo indican las areniscas del yaciente, con escasas conexiones hacia el mar abierto y con muy reducido aporte de agua dulce proveniente de los terrenos vecinos por adición de carbonato de magnesio y reemplazo (dolomitización) del carbonato de calcio de los sedimentos por el carbonato de magnesio, antes de que fueran definitivamente consolidados.

Posteriormente, la percolación de soluciones termales a través de los depósitos ha dado lugar a los distintos tipos de estructuras presentes.

BIBLIOGRAFÍA

Almeida, F. F. M. de, Y. Hasui y B. B. Brito Neves, 1976. The Upper Precambrian of South America. *Universidade de São Paulo, Instituto de Geociencias, Boletim,* 7: 45-80. São Paulo.

Angelelli, V., Schalamuk, I. y A. Arrospide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 17. Buenos Aires

Ardolino, A., M. Franchi, J. Mendía y P. Espejo, 1988. Materiales para construcción en el área del Macizo Nordpatagónico. Provincias del Chubut y Río Negro. *Dirección Nacional de Geología y Minería.* Buenos Aires.

Bertels, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 24 (1): 41-54. Buenos Aires.

Caba, R. y M. Dalponte, 1997. Hoja Minerometalogenética 4166-III Cona Niyeu. Provincia de Río Negro. Delegación Regional Comahue. *SEGEMAR*, inédito. Río Negro.

Dalla Salda, L., R. Varela, C. A. Cingolani y E. Aragón, 1994. The Río Chico Paleozoic cristalline complex and the evolution of Northern Patagonia. J*ournal South American Earth Sciences,* 7 (3-4): 377-386.

Dalponte, M. y A. Faroux, 1997. Hoja Minerometalogenética 4166-II San Antonio Oeste. Provincia de Río Negro. *SEGEMAR*, inédito. Río Negro.

Diez, O., 1977. Informe preliminar Proyecto 15 AH Valchet". Mosaico 4166-I-C6. *Plan Patagonia Comahue Los Alamos*. Río Negro.

Hayase, K., A. O. Deguillén, T. Manera y J. A. Dristas, 1979. Reemplazo de las rocas de caja por procesos travertínicos e hidrotermales de carbonatos en los yacimientos: Aguada Cecilio, Horno de Cal, Dolomita, Nueva Cantera Cecchi y Aguada de Guerra, Provincia de Río Negro, República Argentina. *6º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 83-90. Buenos Aires.

Lesta, P., R. Ferello y G. Chebli, 1980. Chubut extrandino. En: J.C.M. Turner (Ed.) *2º Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 2: 1306-1387. Córdoba.

Lizuain, A., 1974. Bosquejo geológico de los alrededores del Bajo de Pajalta. *Tesis de Licenciatura Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento Geología,* inédito. Buenos Aires.

Llambías, E., R. Caminos y C.W Rapela, 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio.*

Navarro, H. B., 1960. Geología general y económica de la zona del bajo de Valcheta, provincia de Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

Núñez, E., 1975. Informe preliminar de la Hoja 39i Valcheta, provincia de Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Buenos Aires.

Núñez, E. y E. Rossi de García, 1981. Origen y edad de las calizas de Valcheta (provincia de Río Negro). *8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas,* 2: 173-182. Buenos Aires.

Palma, M. A., 1989. La evolución tectosedimentaria durante el ciclo gondwánico en la región extraandina de la provincia de Santa Cruz. *Reunión sobre Geotransectas de América del Sur. Mar del Plata, 1-3 de junio 1989:* 102-105. Montevideo.

Quartino, B., H. De la Iglesia y U. Zucolillo, 1961. Estudio preliminar para el desarrollo integral de la región Comahue.

Ramos, V. A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 311-325. Buenos Aires.

Ramos, V., 1998. Ciclos Universidad de Buenos Aires. Inédito.

Ramos, V. A. y J. M. Cortés, 1984. Estructura e interpretación tectónica. En V.A. Ramos (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino. Relatorio:* 317-346. Buenos Aires.

Rapela, C. W., C. F. Dias, J. R. Francese, G. Alonso y A. R. Benvenuto, 1991. El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile,* 18 (2): 121-138. Santiago.

Ravazzoli, I., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 40i Sierra Pailemán, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.

Ravazzoli, I., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 40h Cerro Corona, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 190. Buenos Aires.

Re, N. O., 1959. Estudio de los calcáreos y dolomitas del Bajo de Valcheta y reconocimiento preliminar de la salina El Gualicho, provincia de Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

Romani, R. R., 1970. Calizas de Pailemán. Estudio preliminar. Provincia de Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Schmid, J., R. Boselli y N. Pancetti, 1970. Informe sobre las calizas de Pailemán, Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe 249. Buenos Aires.

Secretaría de Minería de la Nación, 1994. Directorio de Oportunidades Mineras de la República Argentina. *Ministerio de Economía y Servicios Públicos.* Buenos Aires

Sepúlveda, E., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo del Gualicho, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 194. Buenos Aires.

Sesana, F. L., 1968. Consideraciones geológicas y petrográficas del plan Valcheta, campaña 1966-1967. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* informe inédito, 464. Buenos Aires.

Wichmann, R., 1919. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el Arroyo Valcheta, con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por Franco Pastore. *Anales Min. Agric. Sec. Geol. Mineral. y Minería,* XIII, 4. Buenos Aires.

Wichmann, R., 1927. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología (Sección Geología), Publicación, 33.* Buenos Aires.

Zardini, A. H., 1953. Yacimiento calcáreo Aguada Cecilio, Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Cabaleri, N., M. Ubaldón y B. Mateos, 1999. Depósitos de tufa de Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1421-1424, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE TUFA DE CHUBUT

Nora Cabaleri[1], María Ubaldón[2] y Benedicto Mateos[3]

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de tufa de la provincia de Chubut, se encuentran ubicados principalmente en el flanco oriental de la Sierra de Tecka y en menor proporción en el flanco occidental de ésta y el noroccidental de la Sierra de Tepuel.

Con respecto a su límite norte es el paralelo de 43º10´S, mientras que hacia el sur los depósitos sobrepasan la localidad de Tecka hasta aproximadamente el paralelo de 43º40´ de latitud sur.

El proyecto se encuentra en la etapa de anteproyecto minero, no habiéndose concretado aún la exploración del recurso. Por esta razón se considera prematuro mencionar la calidad del producto (travertino), sin embargo, las primeras pruebas ornamentales de placas de dimensiones pequeñas (0,20 m x 0,10 m) resultaron a priori, atractivas para el mercado ornamental.

Se estiman las reservas potenciales de caliza en el orden de las 350.000.000 t, dentro de las cuales corresponderían a tufa 46.000.000 t (figura 1).

Hasta el presente se ha estudiado un yacimiento en la faja de afloramientos. Sobre un total de 16 muestras de canaleta el valor promedio de carbonato de calcio es de 95,19% (53,31% CaO) (Mateos y Ubaldón, 1998). Con este muestreo se pueden prever otras aplicaciones tales como caliza para uso industrial y agroindustrial.

Localmente la facies de paleocanal está siendo utilizada artesanalmente para la construcción de mamposterías y revestimientos.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

En la literatura geológica, estas tufas, se conocen bajo la denominación de Formación Carinao, definida por Turner (1982). Posteriormente fueron tratadas por Benito y Chernicoff (1987) y González (1989).

Turner, la diferenció como “una entidad lacustre, integrada principalmente por travertino, calcarenitas, limolitas, en parte tobáceas, etc. de poco espesor”, el mismo autor asigna a toda la formación un espesor regional promedio de 50 metros.

Con respecto a los antecedentes geológico mineros, el interés económico de esta formación se inicia a través de los estudios realizados en conjunto entre la Dirección de Minas de Chubut y la Secretaría de Minería de la Nación, relacionados con otras rocas de aplicación. Se pudieron detectar en la zona varios afloramientos de travertino.

El yacimiento estudiado se encuentra ubicado en los establecimiento La Pilila-El Poyo y está formado por dos sectores de interés, uno norte y otro sur, con una reserva de mineral de unos 400.000 m^3 (Mateos y Ubaldón, 1998).

A lo largo de las Sierras de Tecka y Tepuel existen unos nueve afloramientos, potenciales yacimientos, que podrían constituir en el mediano o el largo plazo, un distrito minero. Esta superficie areal sugiere una reserva inferida de unos 19.000.000 m^3 aproximadamente, considerando un espesor promedio de 5 m, aunque en algunas zonas supera los 10 metros.

Todas las manifestaciones se encuentran en propiedades privadas.

[1] *CONICET.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Patagonia Sur.*

[3] *Dirección General de Minería y Geología, Chubut.*

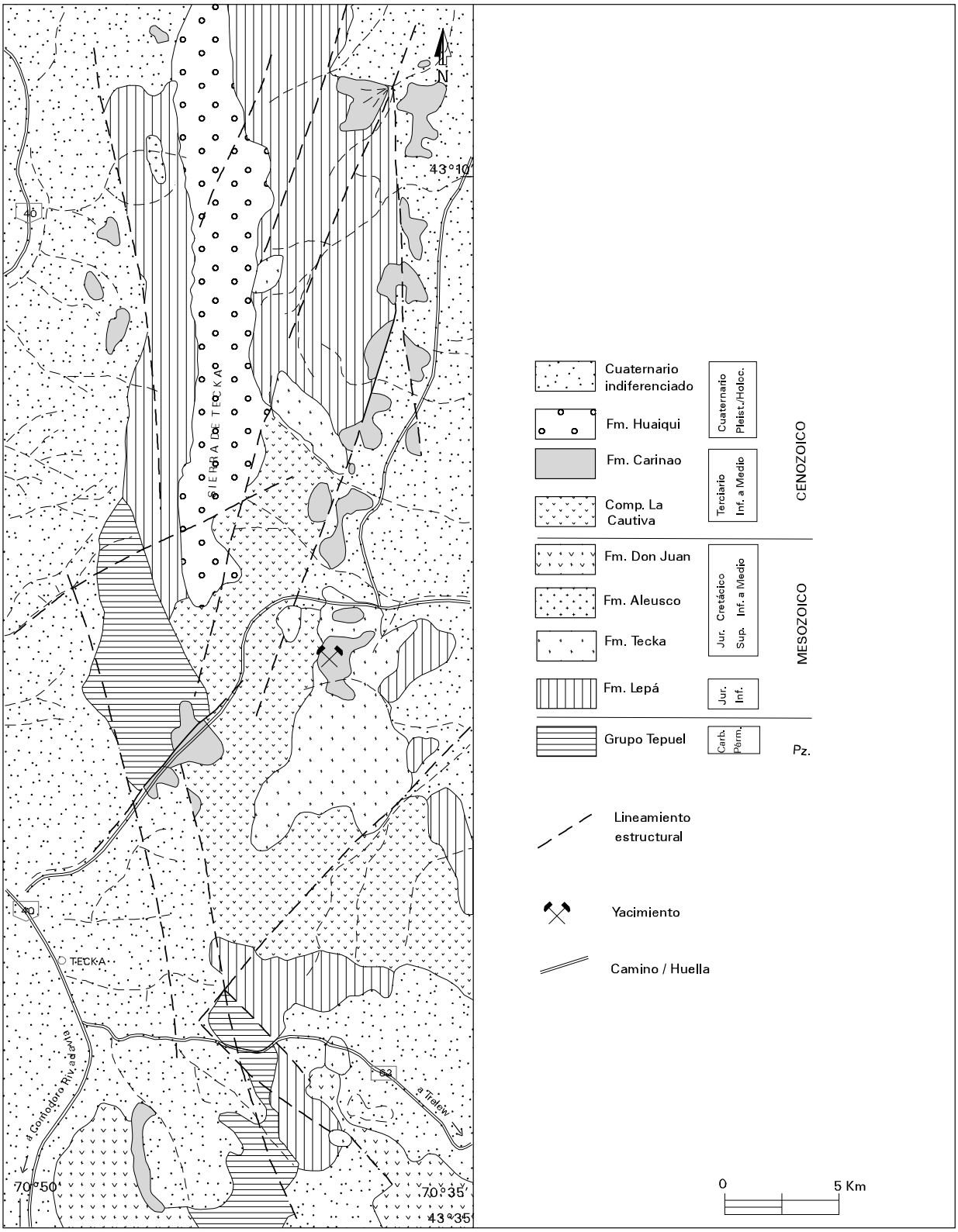


Figura 1. Mapa geológico del área.

A los efectos de la exploración y explotación ambos afloramientos constituyen un solo depósito y será el considerado como representativo de la Formación Carinao (figura 1).

En el primero de estos establecimientos, La Pilila, ya se ha declarado una cantera de tercera categoría, para ambas aplicaciones travertino/caliza, bajo el nombre Materín.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas más antiguas, aflorantes en las Sierras de Tecka y Tepuel, son las correspondientes al Paleozoico marino del Grupo Tepuel. Superpuesto a estos sedimentos y en discordancia, afloran las sedimentitas liásicas de la Formación Lepá. Intruyendo ambos paquetes sedimentarios, afloran los gabros bandeados de la Formación Tecka , y posteriormente los granitoides cretácicos de la Formación Aleusco.

El Paleoceno Eoceno está representado por una importante secuencia volcánica, denominada Complejo La Cautiva (Turner, 1982). Esta unidad, que está formada por vulcanitas de composición extrema, ácida (riolitas) hasta básica (basandesitas y basaltos), en gran parte de la o las cuencas calcáreas constituye el sustrato rocoso para la Formación Carinao. La cuenca continental, de edad oligocena, constituye una cuenca de retroarco.

En el yacimiento más conocido, donde se confeccionaron los perfiles geológicos, la Formación Carinao se apoya además en discordancia, sobre los gabros de Tecka. Con respecto al techo de esta formación solo puede observarse en el flanco occidental de las sierras involucradas donde Page (1978) observó que el contacto cuspidal de la Formación Carinao lo constituye la Formación La Mimosa del Oligoceno-Mioceno.

Cubriendo la secuencia y coronando la Sierra de Tecka, se apoyan en discordancia los sedimentos glacifluviales de la Formación Huaiqui.

Completan los sedimentos cuarternarios y recientes, los depósitos pedemontanos y aluviales.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La denominación travertino tiene exclusivamente una connotación comercial ya que un travertino en sentido estricto es un “depósitos de carbonato de calcio con moderada a baja porosidad, comúnmente con macrofábrica dendrítica producida por precipitación asociada con manantiales de aguas cálidas” (Riding, 1991). Luego del estudio de facies, de los perfiles levantados en el establecimiento La Pilila los resultados indicarían que el yacimiento corresponde a una tufa, es decir un “depósito carbonático originariamente poroso, laminado a macizo, originado principalmente por precipitación de minerales sobre sustratos orgánicos en aguas dulces” (Riding, 1991) y que fueran denominados por Golubic (1991) “travertinos de aguas frías”.

Estas tufas deben su formación a la biomineralización y mineralización inorgánica producidas por cyanobacterias y algas que favorecieron la precipitación química en la superficie externa de los organismos (Riding, 1991). Las comunidades microbianas bentónicas (CMB) (Burne y Moore, 1978), se desarrollaron sobre un sustrato duro y adoptaron formas de islas y cordones, entre los cuales se observan grainstones -calcarenitas de Turner- constituyendo los paleocanales.

Se identificaron las siguientes facies: estromatolito de fábrica fenestral, microbialita dómica radial; microbialita bulbosa con macrofábrica dendrítica radial; microbialita bulbosa con fábrica fenestral; estromatolito columnar ramoso; microbialita con laminación incipiente; microbialita con microlaminación de esparita radial; microbialita de micrita homogénea con ocasionales vesículas; mudstone microbialítico con intercalaciones de wackestone oncosilicoclástico**.**

Las facies que más se adecuan a la extracción de bloques de grandes dimensiones para la fabricación de placas de revestimiento serían la microbialita con microlaminación de esparita radial, la microbialita dómica radial, el estromatolito columnar ramoso y combinaciones de facies lo suficientemente cementadas como para resistir la extracción y el aserrado.

De considerarse una explotación de bloques de menores dimensiones, podría incluirse la facies de microbialita de micrita homogénea con ocasionales vesículas.

Estructura

La estructura de los depósitos de travertino corresponde a bancos homoclinales cuyas inclinaciones son muy variables desde subverticales -establecimiento Don Francisco- hasta subhorizontales, -establecimiento El Estribo-.

Esta estructura regional de la Formación Carinao sería el efecto de un sistema de fallas -lineamientos- regionales norte sur y noreste sudoeste, que limitan por el este el bloque ascendido de la Sierra de Tecka, efecto de la tectónica andina hacia el occidente.

El depósito La Pilila-El Poyo tiene un rumbo norte sur e inclinación 8ºE.

Morfología

Los afloramientos, relicto de la cuenca o cuencas originales de la Formación Carinao, en el flanco oriental de la Sierra de Tecka, se encuentran asociados y afectados por las fallas antes mencionadas

Los bancos homoclinales afloran a modo de bardas prácticamente sin cubierta rocosa. En algunos sectores, los depósitos, se encuentran cubiertos por una delgada capa de suelo.

Las bardas constituyen los flancos distales de la Sierra de Tecka hacia el este. Los afloramientos del flanco occidental de las sierras, presentan una morfología diferente a los del flanco oriental ya que acompañan las pendientes del frente rocoso. Son volumétricamente, más epiclásticos que los del flanco oriental, y menos travertínicos.

Mineralogía

El estudio microscópico de secciones delgadas pertenecientes al yacimiento La Pilila, revela que las facies descriptas se caracterizan por el bajo contenido de sílice (0,1-2%) presente como: cuarzo, plagioclasa, mica, anfi-

bol, piroxeno y en fragmentos de rocas ácidas: granitoides y eventualmente tonalitas y dacitas. El valor máximo (2%) se lo determinó en la facies estromatolito de fábrica fenestral, porcentajes menores (1%) son frecuentes en las facies: microbialita dómica radial y mudstone microbialítico con intercalaciones de wackestone oncosilicoclástico. Las facies microbialita dómica radial, microbialita bulbosa con macrofábrica dendrítica radial, estromatolito columnar ramoso poseen un contenido de sílice de 0,5%, mientras que valores inferiores (0,1%) son los determinados en las facies microbialita con laminación incipiente, microbialita con microlaminación de esparita radial y microbialita de micrita homogénea con ocasionales vesículas.

El contenido de arcillas no se pudo determinar con precisión en todas las facies por medios ópticos, ya que están íntimamente relacionadas con la micrita, sin embargo se las reconoció con una abundancia relativa promedio de 3 y 5% en las facies: microbialita con laminación incipiente y microbialita con microlaminación de esparita radial, respectivamente.

El carbonato que predomina es el de calcio (97-99%), mientras que el de magnesio (5%) se encuentra en cristales de dolomita.

MODELO GENÉTICO

A partir del estudio detallado de las facies y microfacies, puede interpretarse que durante el Oligoceno se desarrolló en el área de trasarco del noroeste de Chubut una cuenca lacustre no demasiado profunda, en la que existió una importante actividad orgánica que favoreció la precipitación de carbonato de calcio sobre la superficie de las comunidades microbianas bentónicas. El medio fue apto para el desarrollo de colonias de cyanobacterias y algas que formaron islas y cordones, estos últimos oficiaron de frentes resistentes contra el oleaje. Entre estas estructuras biohermales hubo libre circulación de las aguas, que en ocasiones quedaron estancadas y formaron *ponds* o charcas, las cuales se alimentaron con el aporte de los afluentes, cuyos regímenes estuvieron controlados por las variaciones climáticas. Estas variaciones fueron responsables de los cambios de nivel del lago, como así lo demuestran las distintas facies. En el lago se desarrolló una importante microfauna de ostrácodos que fueron en primera instancia analizados por Bertels (com. verb.), quienes comunicaron la presencia de formas de agua dulce a salobre y de baja energía.

BIBLIOGRAFÍA

Benito, J. y J. Chernicoff, 1987. Ostrácodos y diatomeas en sedimentos continentales terciarios en la zona de Tecka, provincia de Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (1-2): 53-60.

Burne, R. V. y L. S. Moore, 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthonic microbial communities. *Palaios*, 2: 241-254.

Golubic, S., 1991. Modern stromatolites: A Review. En Riding. R. (Ed.), *Calcarous algae and stromatolites:* 541-565. Sprenger-Verlag.

González, J., 1989. Geología de las inmediaciones de los establecimientos La Pilila (Don Mateo), La Chiquita (Espósito) y la estancia El Poyo (Don Manuel). Borde suroriental de la Sierra de Tecka. departamento Languiñeo. Provincia del Chubut. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,* tesis de licenciatura.

Mateos, B. M. y M. C. Ubaldón, 1998. Minerales Industriales de Chubut. Calcáreos. Tecka-Departamento Languiñeo. *DGMyG,* inédito. Chubut.

Page, R., 1978. Mapa geológico preliminar de la Hoja Geológica 45c Sierra de Tepuel. *Servicio Geológico Minero Argentino*, inédito.

Riding, R., 1991. Classification of Microbial carbonates. En Riding. R. (Ed.), Calcarous algae and stromatolites: 21-52. *Sprenger-Verlag.* Germany.

Turner, J. C., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 44 c, Tecka. Boletín Nº180. *Servicio Geológico Nacional.*

DEPÓSITOS ASOCIADOS A EPISODIOS NEÓGENOS



MIOCENO-PLIOCENO:

Arco magmático

Depósitos tipo pórfiro

El pórfiro cuprífero Inca Viejo, Salta
El Grupo Farallón Negro: evolución magmática, hidrotermal y tectónica e implicancias para la metalogenia de cobre-oro en el retroarco andino, Catamarca
Mina Bajo de La Alumbrera, Catamarca
Bajo El Durazno, Catamarca
Prospecto minero Las Pampitas, Catamarca
Bajo de San Lucas, Catamarca
Bajo de Agua Tapada, Catamarca
El pórfiro cupro-molibdenífero Agua Rica y las manifestaciones epitermales asociadas, Catamarca
El pórfiro cuprífero Filo Colorado, Catamarca
Depósitos de molibdeno y cobre diseminados de la sierra de Famatina, La Rioja
El pórfiro cuprífero El Pachón, San Juan
El pórfiro cuprífero Paramillos Sur, Mendoza

Depósitos metasomáticos

Distritos auríferos de Gualilán y Gualcamayo, San Juan
Manifestaciones metálicas asociadas a skarns del suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén
El yacimiento ferrífero Hierro Indio, Mendoza
Yacimiento de cobre Las Choicas, Mendoza

Depósitos epitermales y de transición

Potencialidad minera de sistemas megacaldéricos miocenos en Puna norte, Jujuy

Complejos de domos volcánicos del Mioceno medio de Puna norte. Un modelo geológico y metalogenético para yacimientos epitermales de metales base ricos en plata (estaño), Jujuy

El Grupo Minero Pan de Azúcar, Jujuy

Mina Pirquitas, Jujuy

Mina La Providencia, Jujuy

Mineralizaciones polimetálicas de los distritos el Queva, La Poma-Incachule y Concordia, Salta

Azufre volcanogénica de la Puna, Jujuy, Salta y Catamarca

Distrito minero La Hoyada, Catamarca

Distrito Farallón Negro-Alto La Blenda, Catamarca

El yacimiento Capillitas, Catamarca

Distrito aurífero de Cerro Atajo, Catamarca

Yacimientos de cobre y oro de la sierra de Famatina, La Rioja

Distrito argentífero Cerro Negro, La Rioja

El depósito epitermal aurífero Veladero, San Juan

Manifestaciones de azufre del cerro Jagüelito, San Juan

Depósitos auríferos de baja sulfuración en el distrito La Carolina, San Luis

Los yacimientos de ónice calcáreo (ónix) de San Luis

Distrito polimetálico Mendoza Norte, Mendoza

El yacimiento auroargentífero La Negrita, Mendoza

Los depósitos de plomo-cinc de los cerros de las Minas y Puchenque, Mendoza

Distrito de manganeso Agua Escondida, Mendoza

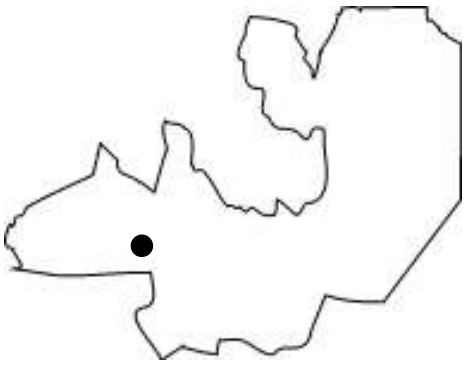
Área aurífera La Porteña, Mendoza

El prospecto polimetálico Arroyo Correntoso, Santa Cruz

Depósitos asociados a volcanismo subaéreo

Los depósitos de perlita de Salta

Chabert, M. R., 1999. El pórfiro cuprífero Inca Viejo, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1429-1436, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO INCA VIEJO, SALTA

Mario R. Chabert[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El proyecto se encuentra ubicado en el altiplano de la provincia de Salta, entre los salares de Ratones y Diablillos. El cerro Inca Viejo, que se encuentra en la parte norte del proyecto, está determinado por las coordenadas geográficas de 66°45'45" de longitud oeste y 25°08'40" de latitud sur. La altura varía entre los 3.700 m s.n.m., en el salar de Ratones y 4.525 m s.n.m., en la cumbre del cerro Inca Viejo.

El acceso se realiza desde la ciudad de Salta, transitando 160 km por la Ruta Nacional 51 de ripio, en muy buen estado, hasta la localidad de San Antonio de los Cobres, cabecera del departamento Los Andes. De allí, por un camino provincial, se recorren 165 km pasando por: Abra de Gallo, Santa Rosa de los Pastos Grandes, mina Sijes, Abra de Singuel, mina Maggie y el campamento de Industrias Químicas Baradero S.A. Desde este campamento y por el camino que conduce al salar de Diablillos se recorren 6 km hasta el proyecto, donde se localizan varios caminos de acceso que conducen a los sitios de perforación.

En la zona casi no hay poblaciones, siendo las más cercanas Santa Rosa de los Pastos Grandes, Estación Pocitos y San Antonio de los Cobres. Adicionalmente, se encuentran en las cercanías del proyecto los campamentos de las minas Tincalayu, perteneciente a Bórax Argentina S.A., y el de Lithiun Corp. para el proyecto del salar de Hombre Muerto.

El clima es riguroso, con oscilaciones diarias de hasta 30°C; el verano es cálido y húmedo, con tormentas de lluvia y nieve, mientras que el invierno es seco y muy frío, con temperaturas de varios grados bajo cero. Los vientos son constantes y fuertes, predominando los del cuadrante oeste y sur. La distribución fitogeográfica corresponde al "Desierto Andino" con vegetación casi nula y agua potable muy escasa.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Los antecedentes mineros en el área se remontan a la época del imperio incaico, de allí el nombre del proyecto. De esta época se conservan algunas labores superficiales, presuntamente realizadas con el objeto de explotar turquesa para joyería, aunque en la actualidad ésta es muy escasa.

Posteriormente, en la época colonial, los misioneros jesuitas realizaron diversos trabajos que incluyen galerías de casi 100 m de largo, sobre la falda oeste del cerro Inca Viejo, y gran cantidad de destapes a cielo abierto. Posiblemente estas labores fueron realizadas para obtener oro, ya que además de la escasez de turquesa se observan venas y venillas de cuarzo con oro libre e implementos tales como morteros y pilones utilizados tradicionalmente en la extracción y tratamiento de este metal noble.

No se tiene conocimiento de la realización de tareas de exploración minera en el proyecto hasta que Vera (1969) realizó un trabajo para Materias Primas Argentinas, confeccionando planos con litología y distribución de mineralización y efectuando un muestreo de rocas de superficie.

Posteriormente Cox (1971) realizó un completo trabajo, efectuando un informe geológico y de evaluación con los planos correspondientes, los que no se encuentran disponibles.

[1] *Northern Orion Explorations Ltd.*

Sillitoe (1971) efectuó una visita de dos días al proyecto produciendo un informe para el programa NOA 1 (Fabricaciones Militares y Naciones Unidas). Más tarde varios geólogos realizaron visitas e informes para Fabricaciones Militares los que fueron compilados por Cécere (1980).

Vittone (1985) realizó, para Materias Primas Argentinas, un muestreo en la zona de las brechas del sur de Inca Viejo. Trujillo (1993) efectuó una evaluación del mismo sector para Recursos Americanos Argentinos. S.A.

En 1994 Grupo Minero Aconcagua S.A. tomó una opción para la exploración del proyecto, desarrollando un programa de tareas en dos fases. En la primera fase, noviembre-diciembre 1994, se realizó el tendido de 11 líneas y estaqueo de las mismas con equidistancia entre líneas de 200 m y entre puntos de 100 metros. Geodatos SAIC realizó un relevamiento geológico, que comprendió litología, alteración, mineralización y estructura, un relevamiento geoquímico con la toma de muestras de roca y un relevamiento geofísico por el método de Polarización Inducida Espectral, con un total de 11.500 m lineales en 11 perfiles.

La segunda fase de exploración se realizó entre abril y agosto de 1995 (Chabert, 1995; Chabert y Madrid, 1995) y comprendió la construcción de 10 km de caminos, 8 planchadas para perforación y la perforación de 1944 m por el sistema de aire reversa en 8 sondeos, por contrato con Ingeoma S.A.

Propietarios

El yacimiento Inca Viejo se encuentra cubierto legalmente por 44 minas de 6 pertenencias cada una, constituyendo el Grupo Minero "Inca Viejo", de propiedad de la empresa Materias Primas Argentinas, cuyo presidente es el Sr. Víctor Eduardo Taussig.

Materias Primas Argentinas otorgó a Grupo Minero Aconcagua S.A, en 1994, un derecho de exploración con opción de compra sobre todas las propiedades del Grupo Minero "Inca Viejo ".

GEOLOGÍA REGIONAL

La provincia geológica de Puna, ambiente donde se encuentra el proyecto Inca Viejo, ocupa el sector noroeste de la Argentina, desde sus fronteras con Chile y Bolivia al norte hasta su límite sur en la provincia de Catamarca.

Las rocas más antiguas afloran entre los salares de Ratones y Diablillos y pertenecen a la Formación Falda Ciénaga de edad ordovícica. Se trata de filitas, areniscas y grauvacas finamente bandeadas y bancos de cuarcitas de colores grises y verdosos.

El cordón situado al este del proyecto, llamado Cumbres de Luracatao, está íntegramente formado por un conjunto de rocas intrusivas, principalmente granodioritas y granitos de color gris a blanquecino, pórfiros riodacíticos de igual color y filones de pegmatitas y aplitas. Estas rocas pertenecen a la Formación Oire (Turner, 1964), denominada también Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.*, 1973), de edad silúrica.

Las rocas arriba mencionadas se encuentran intruídas por un stock elongado de pórfiro dacítico, asignado al Terciario (Mioceno medio), que conforma el intrusivo del cerro Inca Viejo y se extiende al sur.

Al este del salar de Ratones se encuentran rocas sedimentarias pertenecientes al Grupo Pastos Grandes (Turner, 1964) y dacitas y riolitas de la Formación Bequeville (Turner, 1961), ambas de edad terciaria.

El estratovolcán de Ratones, situado al sur del salar de igual nombre y que forma parte del límite entre las provincias de Salta y Catamarca, es de composición andesítica y de edad cuaternaria. A esta última edad pertenecen los grandes conos aluvionales, los aluviones aterrazados y los depósitos salinos de Diablillos, Ratones y más al norte Centenario. En estos salares se desarrolla una actividad permanente de explotación por boratos.

La Puna como unidad morfoestructural se caracteriza por una tectónica de bloques de basamento limitados por fallas inversas de rumbo submeridiano, alto ángulo y gran rechazo vertical. Los movimientos del ciclo Andico han configurado el actual panorama de amplias depresiones endorreicas cruzadas por cordones montañosos de orientación norte-sur, con ligeras desviaciones hacia el nornoresteo nornoroeste. Este conjunto ha sido sobreelevado en un altiplano de una altura media de 3.800 m sobre el nivel del mar.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las rocas más antiguas que afloran en el proyecto son filitas verdes, filitas micáceas, lutitas, areniscas, grauvacas y cuarcitas de colores gris oscuro a blanquecinas que pertenecen a la Formación Falda Ciénaga, de edad ordovícica. Estas sedimentitas presentan un rumbo general norte-sur y buzan fuertemente al oeste; muestran además abundantes filones de cuarzo lechoso en relación concordante con la estratificación, los que se atribuyen a segregación metamórfica. Las lutitas se presentan muy tectonizadas en las zonas de las grandes fallas meridionales (figura 1). Las cuarcitas constituyen gruesos paquetes muy destacados topográficamente, presentando una mediana venulación subparalela, en sentido este-oeste, de finas venillas de cuarzo.

Estos sedimentos se encuentran intruídos por una serie calcoalcalina de pórfiros de composición granítica, granodiorítica y riodacítica que pertenecen a la Formación Oire de edad silúrica. En esta zona presentan un intenso dinamometamorfismo que los convierte en ortoesquistos; cerca de las paredes de fallamiento inverso, el metamorfismo es aún mayor pasando a ser ortogneis.

Estas rocas paleozoicas están intruídas por un cuerpo porfírico de composición dacítica, elongado en sentido norte-sur, que aprovecha en su ascenso un *horst* ubicado entre dos fallas meridianas, constituyendo el cerro Inca Viejo y

su prolongación al sur. Este cuerpo aflora a lo largo de 2.200 m presentando un ancho entre 250 y 500 m y en el mismo se observan pequeños afloramientos de roca de caja, que aparecen como *roof pendandts* dentro del pórfiro y que fueron puestos de manifiesto con la apertura de los caminos a los sitios de perforación. Al oeste del cuerpo principal se observa un afloramiento del mismo tipo de roca de unos 1.000 m de largo por 100 a 200 m de ancho; se estima que se trata de un desprendimiento por falla.

La roca es compacta y de textura porfírica, con pasta afanítica de color grisácea y fenocristales, de entre 3 y 5 mm de diámetro, de cuarzo, plagioclasa y biotita, presentando pocas variaciones composicionales y texturales. Esta roca ha sido definida petrográficamente como un pórfiro dacítico biotítico (Cécere, 1980) y datada en 15 Ma (Sillitoe, 1977), perteneciendo al Mioceno medio.

Varios prominentes cuerpos de brechas se encuentran presentes en Inca Viejo. Se han podido reconocer dos tipos de ellas. Las primeras son brechas formadas principalmente por clastos de roca de caja angulosos y la matriz está constituida por pequeños clastitos de la misma roca. Se cree que este tipo puede corresponder a brechas de craquelación con rotación de clastos. Otro tipo de brechas son los cuerpos o pipas que se encuentran en la parte central y sur del sistema; aquí se reconocen clastos angulosos de roca de caja y clastos redondeados de pórfiro dacítico; también se distinguen masas y diques de pórfiro dentro de los cuerpos de brecha. La matriz es harina de roca y el cemento es sílice y turmalina. Este tipo se corresponde a brechas hidrotermales intrusivas.

Tanto en la caja como en el pórfiro se observan vetas y estructuras rellenas por cuarzo con abundantes restos de sulfuros totalmente oxidados y gran cantidad de limonitas. Estas vetas presentan un rumbo general este-oeste con algunas variaciones. Así mismo se observan algunos diques y pequeños cuerpos de pórfiro andesítico sin alteración hidrotermal, aparentemente más jóvenes que el evento de mineralización.

Estructura

Desde el punto de vista estructural, el proyecto se encuentra ubicado sobre una extensa zona de cizalla de rumbo meridiano, originada durante los eventos tectónicos del Paleozoico y reactivada durante el Mesozoico y Cenozoico.

Estas zonas de cizalla canalizan la intrusión de cuerpos ígneos, que son acompañados por sistemas geotermales que producen diferentes modelos de mineralización y alteración. Así en esta zona y a lo largo de unos 60 km se encuentran los proyectos de Diablillos (sistema epitermal con oro y plata diseminados); Inca Viejo (sistema tipo pórfiro de cobre con oro); Vulcano (filones de plomo-cinc); Soroche (brecha hidrotermal turmalinífera con fuertes anomalías de oro); Vicuña Muerta (pórfiro dacítico con alteración hidrotermal y anomalías de plomo, cinc) y Centenario (pórfiro dacítico y brechas hidrotermales con anomalías de oro).

Localmente (figura 1) en el área del proyecto se destaca la existencia de fallas inversas, de rumbo meridiano y alto ángulo, buzando al oeste, que enmarcan el *horst* donde está intruido el pórfiro dacítico que forma el cerro Inca Viejo. Al oeste del horst existe una gran fosa tectónica ocupada por los salares de Ratones y Centenario; al este existe una pequeña fosa alargada y luego un gran bloque levantado, que constituye las Cumbres de Luracatao. Estas estructuras limitan en parte al sistema de mineralización, aunque en el sector norte la falla oeste ha cortado y hecho descender una masa de pórfiro que ha quedado separada del cuerpo principal.

Este sistema de fallas meridionales es interceptado por estructuras noroeste-sureste con desplazamiento de rumbo. Una de estas estructuras controla la elongación, en el mismo sentido, de la cumbre del cerro Inca Viejo y todas las pequeñas estructuras del sector que son paralelas a esta dirección. La fuerte venulación de cuarzo con óxidos de hierro y cobre, que se encuentra en el sector del sondeo AR 5, también es controlada por estructuras de este rumbo.

Varias estructuras de rumbo este-oeste cortan a las fallas meridianas interesando tanto al cuerpo intrusivo como a la roca de caja. Estas estructuras controlan un gran número de vetas y vetillas de cuarzo portadoras de sulfuros oxidados y lixiviados. Tanto al norte como al sur del sistema mineralizado, se encuentran estructuras de rumbo noreste-suroeste que lo limitan parcialmente. Se estima que las estructuras, reactivadas en varias oportunidades, han facilitado la circulación de fluidos hidrotermales y mejorado la permeabilidad de la rocas, aumentando la efectividad del proceso de lixiviación y enriquecimiento.

Alteración y mineralización

La intrusión del pórfiro dacítico fue acompañada por un sistema geotermal que produjo un modelo de alteración y mineralización tipo pórfiro de cobre que afecta tanto a la roca intrusiva como a la caja, con un tamaño de unos 2.600 m en sentido norte-sur por 900 m en sentido este-oeste (figura 1).

Alteración y mineralización de la zona biotítica

El sistema de alteración difiere del modelo clásico para estos depósitos, pero en él puede reconocerse un núcleo con desarrollo de biotita secundaria que se presenta como cristales aislados que reemplazan biotita magmática, como nidos de cristales y en venillas. Esta alteración no constituye una clásica zona potásica pero puede definirse como biotitización y considerarse como equivalente a una zona potásica débil, con sobreposición de alteración arcillosa posiblemente supergénica, afectando a la parte norte del intrusivo porfírico. Esta zona tiene una superficie de 700 por 400 metros.

Aquí se observa una fuerte venulación de cuarzo con abundantes *boxwork* de sulfuros, pero prácticamente no se

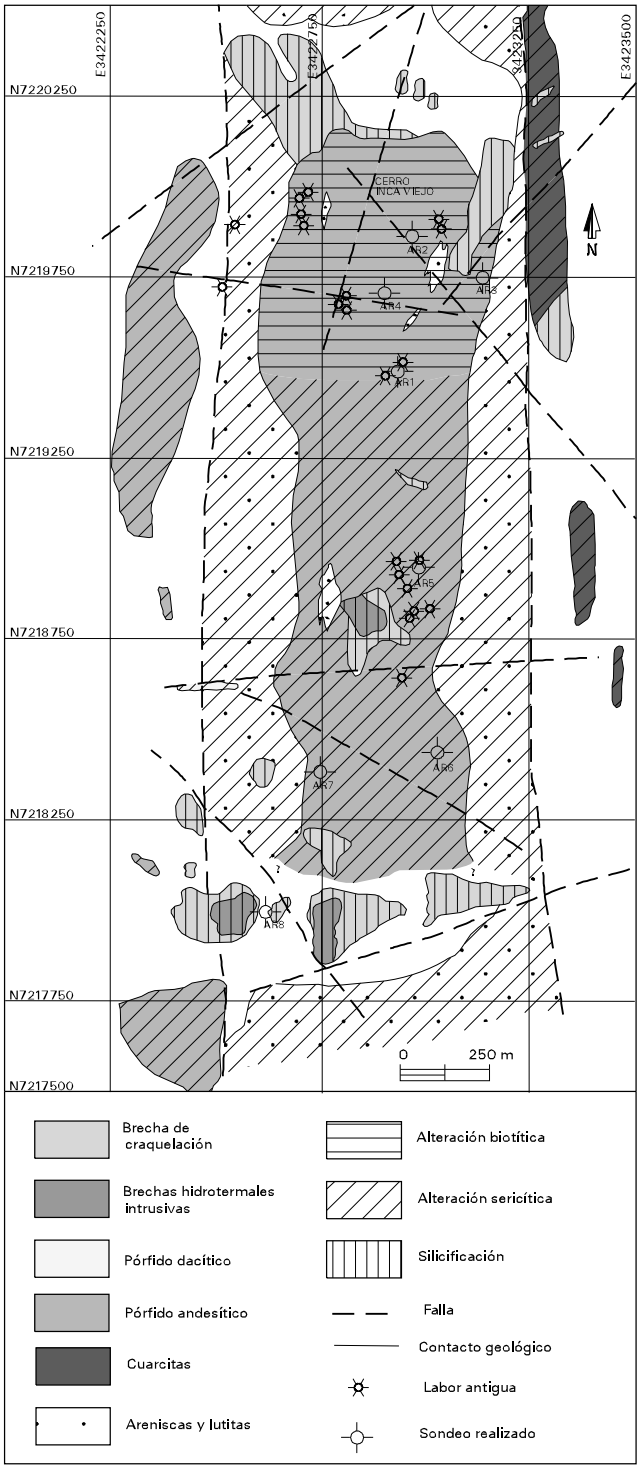


Figura 1. Geología y estructura del pórfiro Inca Viejo.

observan sulfuros frescos en superficie debido a la fuerte lixiviación ácida. Los *boxworks* indican la preexistencia de pirita y calcopirita en porcentaje variable, siendo bastante irregular su distribución.

La mayoría de las venillas son portadoras de oxidados de cobre, principalmente crisocola, con malaquita, azurita y turquesa muy subordinada. Limonitas abundantes acompañan a la mineralización de las venillas, principalmente goethita, hematita y menor jarosita.

En este sector se encuentran las principales labores incaicas y jesuíticas, en donde las escombreras más grandes corresponden a varios socavones, algunos de más de 100 m de largo. Se piensa que estas labores estaban dirigidas a obtener oro y no turquesa como históricamente fue reportado. La fuerte venulación de cuarzo y limonita subparalela es aparentemente portadora de mineralización de oro y podría corresponder a una etapa posterior a la mineralización de cobre, de tipo epitermal.

Los sondeos realizados permitieron determinar la existencia de una zonación vertical de la mineralización, producida por los fenómenos supergénicos, que se configura de la siguiente manera: Zona de oxidación-lixiviación, es continua y acompaña groseramente la topografía, con una potencia entre 97,50 m en el sondeo AR 1 y 147 m en el sondeo AR 2; la zona está caracterizada por la lixiviación prácticamente total de los sulfuros preexistentes, encontrándose abundantes limonitas, tanto diseminadas como rellenando venillas, principalmente goethita con hematita y jarosita subordinada. También se observan pocos y erráticos óxidos de cobre, los que se encuentran principalmente en venillas junto con limonitas.

Debajo de la zona anterior se desarrolla una discontinua zona de enriquecimiento supergénico con potencias entre 10,50 m en AR 2 y 56 m en AR 4, cuyo techo se presenta a una profundidad entre 90 m en AR 4 y 147 m en AR 2. Esta zona se caracteriza por la presencia de calcosina terrosa depositada como finas capas sobre pirita y subordinadamente sobre calcopirita; estos sulfuros se encuentran en venillas acompañados por cuarzo y en forma diseminada.

Por debajo de la zona de sulfuros secundarios y en algunos sectores, directamente debajo de la zona lixiviada, se encuentra la zona primaria. Esta zona se caracteriza por la presencia de entre 1% y 3% de pirita la que se presenta tanto diseminada en la masa de la roca como en venillas acompañada de cuarzo. En forma muy subordinada se observa calcopirita y molibdenita, solamente en venillas con pirita y cuarzo. La zona primaria se extiende en profundidad por lo menos hasta los 250 m, profundidad máxima alcanzada por los sondeos.

Alteración y mineralización de la zona sericítica

Rodeando a este núcleo de alteración potásica débil y extendiéndose sobre el pórfiro y la roca de caja, principalmente hacia el sur se puede reconocer una irregular zona de alteración sericítica que se prolonga hasta la roca fresca en todas direcciones. En superficie no fue detectada la existencia de una zona de alteración propilítica, posiblemente debido a las características geoquímicas de la roca de caja. La zona sericítica está caracterizada por el desarrollo de nidos y abundantes venillas de sericita, como también algo de caolín y alunita presumiblemente supergénicos, acompañados de una mediana venulación de cuarzo y limonita, principalmente jarosita con algo de goethita y hematita. También

en esta zona las venillas de cuarzo son portadoras de oxidados de cobre y es aquí en donde hay mayor proporción de turquesa. Aquí el sulfuro preexistente principal fue pirita, pero también se observan *boxwork* de calcopirita. En algunos sectores la calcopirita parece haber sido importante.

Los sondeos realizados detectaron aquí una zonación vertical de la mineralización similar a la existente en la zona potásica. Así se observa la presencia de una zona de oxidación-lixiviación (figura 2), que profundiza hasta los 49 m en AR 7 y hasta 156 m en AR5 y está caracterizada por la lixiviación total de los sulfuros preexistentes y la presencia de limonitas, principalmente jarosita con hematita y goethita subordinadas; también aquí se encuentran unos pocos minerales oxidados de cobre en venillas con cuarzo.

La zona de enriquecimiento supergénico se destaca en AR 5 con 30 m de potencia (figura 2) y en AR 6 con 78 metros. Esta zona es discontinua, no encontrándose en el sondeo AR 7 y se caracteriza por el reemplazo total de los sulfuros por calcosina, como en los primeros metros de esta zona en AR 5, o por delgadas pátinas de calcosina terrosa sobre pirita.

La zona primaria con sulfuros hipogénicos se extiende hasta la profundidad alcanzada por los sondeos. Esta zona es continua y se caracteriza por un contenido de pirita entre 3% y 6% y escasa calcopirita, que se presentan diseminadas y en venillas

Alteración y mineralización de las zonas silicificadas

Todos los cuerpos de brecha existentes en Inca Viejo se presentan fuertemente silicificados. Así en las brechas de craquelación se observa silicificación masiva y finas venillas de cuarzo en los clastos de roca de caja; estas venillas no pasan a la matriz, mientras que la silicificación masiva se extiende a la matriz y se observa abundante cuarzo ocupando espacios abiertos. También hay buena cantidad de limonitas, principalmente jarosita y algo de hematita como producto de la oxidación de sulfuros preexistentes. De igual modo se observan vetas y estructuras de cuarzo con limonitas que cortan a estas brechas.

En los cuerpos de brechas hidrotermales o pipas, tanto en los clastos angulosos de roca de caja como en los clastos redondeados de pórfiro dacítico, se observa una muy fuerte silicificación masiva además de un gran número de venillas de cuarzo que afectan a los clastos y a la matriz. En la matriz, formada por harina de roca, hay fuerte silicificación, y el cemento está constituido por cuarzo y abundantes rosetas de turmalina. La brecha presenta gran cantidad de espacios abiertos, los que han sido ocupados por cuarzo y limonitas. El sondeo AR 8 realizado en este tipo de brecha corta 117 m de una zona de lixiviación con abundante jarosita y hematita no observándose minerales oxidados de cobre. Por debajo de la zona anterior, se extiende hasta los 250 m una zona primaria con pirita como único sulfuro en cantidades cercanas al 10 %. Aquí el sulfuro se presenta diseminado en los clastos, en venillas que cortan clastos y matriz y como cemento.

Geoquímica

Con el objeto de conocer el comportamiento geoquímico de superficie, fueron tomadas 124 muestras de esquirlas de roca sobre una grilla, con una equidistancia de 200 m entre líneas y 100 m entre muestras de una misma línea; además se tomaron muestras de roca de las antiguas labores subterráneas y superficiales y se obtuvieron 38 muestras de roca de los cortes de caminos y planchadas. De igual manera se tomaron 1.296 muestras de cutting de las 8 perforaciones de aire reversa.

Las muestras de superficie se analizaron por fusión y I.C.P determinando oro y 31 elementos más, mientras que las muestras de perforación se analizaron por fusión y A.A por CuT, CuOx, Mo, Au y Ag. Con los resultados de superficie se confeccionaron planos con curvas de isoanomalías. Los resultados de las perforaciones se graficaron en logs y perfiles.

Geoquímica del cobre

En superficie los valores de cobre obtenidos son bajos en general salvo unos pocos que superaron los 2.000 ppm con un máximo de 5.168 ppm y que corresponden a muestras tomadas de labores antiguas con oxidados de cobre a la vista. La curva de valores mayores a 90 ppm cubre totalmente los afloramientos del cuerpo intrusivo, quedando muy pocos valores mayores a 90 ppm sobre roca de caja, brechas hidrotermales y de craquelación.

En el sector norte, sobre el pórfiro con alteración biotítica y abundantes pátinas de oxidados de cobre, se destaca una zona de unos 500 m en sentido norte-sur por un ancho de entre 100 y 500 m, que se encuentra enmarcada por la curva de valores mayores a 200 partes por millón. Otra zona con valores superiores a 200 ppm se ubica en la parte central del cuerpo porfírico, donde la roca tiene alteración sericítica y hay varias labores antiguas con oxidados de cobre. Esta zona tiene una superficie de 500 por 150 metros. Existen otras zonas más pequeñas con valores mayores a 200 ppm tanto sobre rocas ígneas como sobre los metasedimentos que conforman la caja.

En profundidad los mayores valores se encuentran en los sondeos AR 5 donde 30 m retornan un promedio de 0,70 % CuT y AR 6 donde 73,5 m dan un promedio de 0,23 % CuT. Estos valores corresponden a la zona de enriquecimiento supergénico. Los sondeos AR 1, AR 2 y AR 4 también interceptan esta zona con 25,5 m de 0,17 % CuT, 10,5 m de 0,10 % CuT y 30 m de 0,10 % CuT respectivamente. Tanto en la zona de lixiviación como en la primaria los valores de cobre se mantienen por debajo de 0,10 % salvo en muy contados tramos.

Geoquímica del oro

En superficie los valores de oro se distribuyen siguiendo un patrón similar a los de cobre. Así la curva de valores mayores a 90 ppb cubre buena parte de los afloramientos

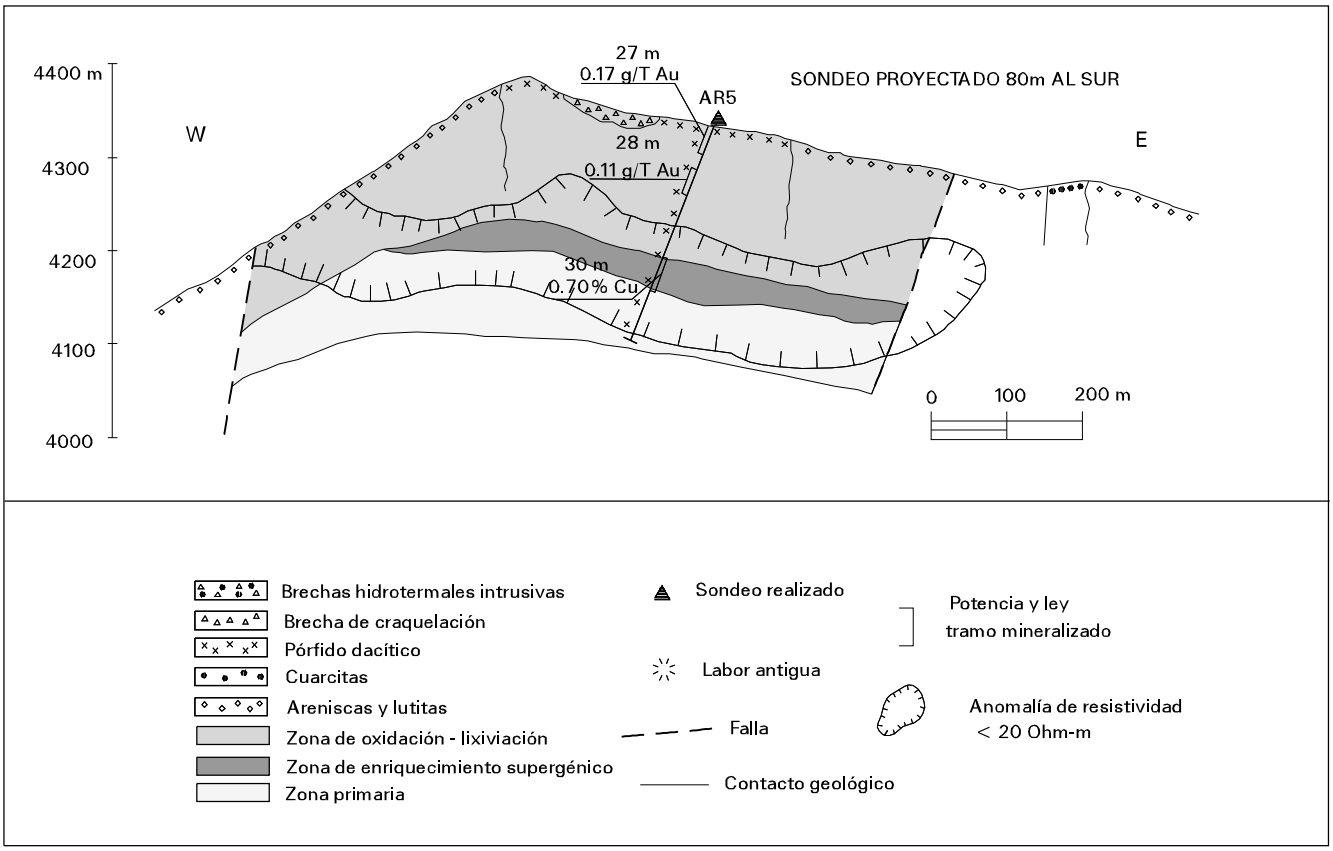


Figura 2. Alteración y mineralización en sondeo AR5.

del pórfiro dacítico, ampliándose un poco sobre la caja en el sector oeste, conformando una zona de unos 2.000 m en sentido norte-sur con un ancho variable entre 150 y 700 metros. En la parte central del sistema se destaca una zona de unos 300 por 100 m con valores superiores a 200 ppb, con un máximo de 436 ppb, que corresponde a pórfiro con alteración sericítica, con varias labores antiguas, venillas de cuarzo y brechas hidrotermales fuertemente silicificadas.

Al norte, dentro del pórfiro, en el límite entre alteración biotítica y sericítica hay una zona de unos 500 por 100 m con valores superiores a 200 ppb y más al norte se destaca un valor aislado de 1,7 g/t sobre un "roof pendant" de roca de caja dentro del pórfiro. Unos pocos valores aislados mayores a 200 ppb se encuentran sobre roca de caja y solamente un valor de 459 ppb en las brechas silicificadas ubicadas en el sur del sistema.

En profundidad se cortan varios tramos con valores anómalos por oro, el principal corresponde a 54 m con 0,25 g/t Au en la zona de lixiviación del sondeo AR 1. En la zona de lixiviación también se encuentran 45 m con 0,15 g/t Au en el AR 2, 34,5 m con 0,12 g/t Au en AR 3 y 54 m con 0,15 g/t Au en AR 4 (ver figura 3). En la zona de enriquecimiento supergénico se determina la existencia de unos pocos tramos con anomalías de oro, así en AR 2 hay 10,5 m con 0,21 g/t Au y en AR 6 hay 28,5 m con 0,13 g/t Au. En la zona primaria solamente en el AR 7 hay dos tramos con anomalías, entre 88,5 m y 144 m con 0,15 g/t Au y entre 162 m y 190,5 m con 0,12 g/t Au.

GEOFÍSICA

GMA S.A. realizó un estudio geofísico, por contrato con Geodatos SAIC, mediante la técnica de Polarización Inducida Espectral. El objetivo del estudio fue definir los lugares más favorables para la localización de mineralización de sulfuros metálicos dentro del área del proyecto.

La información fue presentada como seudosecciones de resistividad y fase desacoplada, dibujadas a escala 1:5.000. Adicionalmente se realizó un modelamiento de la información de todas las seudosecciones, logrando modelos geoeléctricos de resistividad y polarización (fase) de cada uno de los perfiles medidos, con corrección por topografía. A partir de estos modelos se confeccionaron plantas a profundidad de 100 y 150 m (Geodatos, 1995).

En base a las secciones de resistividad y fase modeladas, Geodatos confeccionó un plano de interpretación con las conclusiones del estudio; este plano es referido a los sectores anómalos a una profundidad de 150 metros. La interpretación fue digitalizada por GMA S.A. sobre la base de los contactos geológicos.

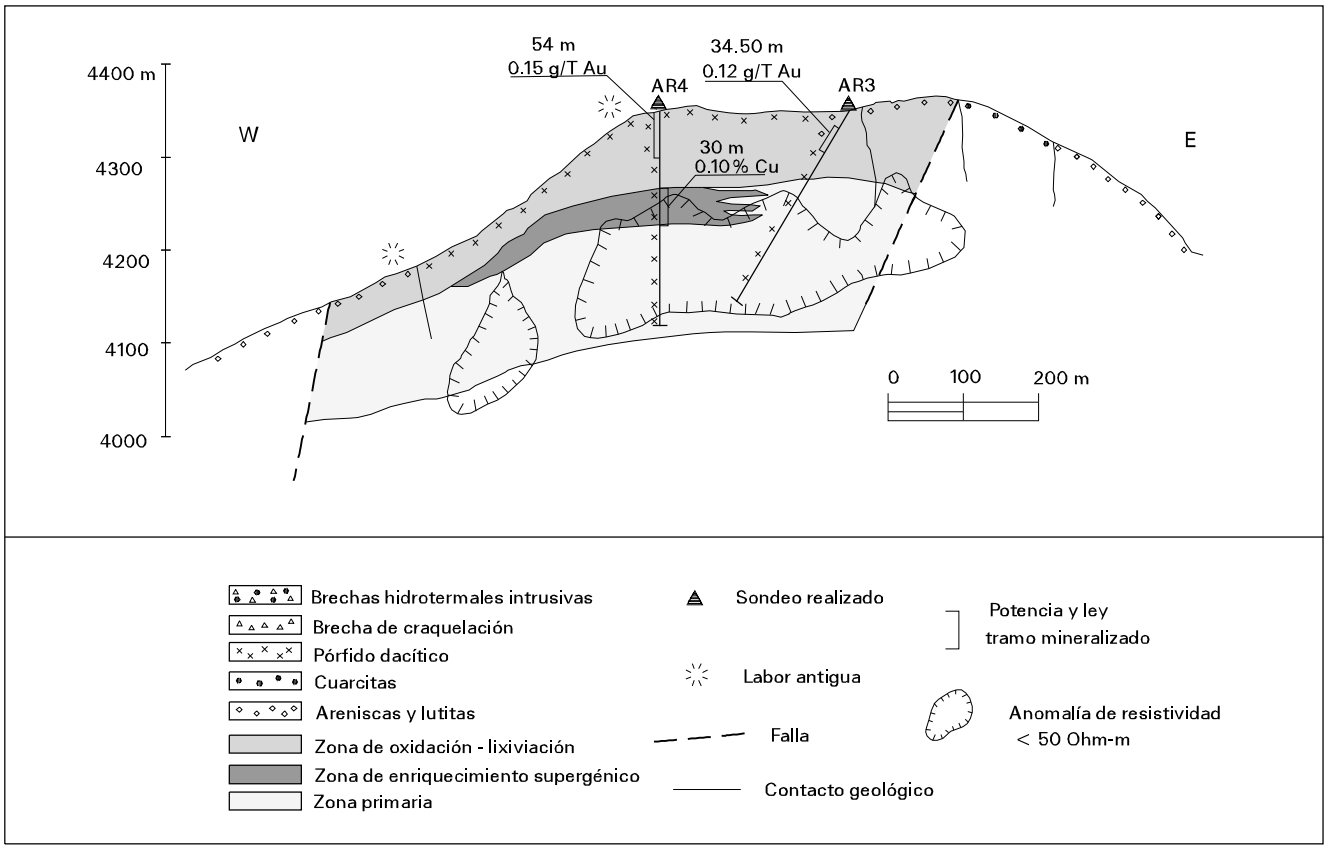


Figura 3. Alteración y mineralización del pórfiro cuprífero Inca Viejo.

Los rasgos más característicos que se observan en esta planta corresponden a cambios en los valores hacia los extremos este y oeste tanto de la resistividad como de la polarización. Estos cambios generan una discontinuidad vertical que se ha interpretado como el efecto de dos estructuras geológicas que corren en dirección norte-sur. Estas estructuras se relacionan con las fallas que limitan el *horst*, donde fue intruido el cuerpo porfírico, y limitarían el área anómala tanto al este como al oeste.

Las secciones de resistividad indican en general la existencia de un sector superficial más resistivo y una unidad geoeléctrica conductora a una profundidad generalmente superior a los 100 m, limitado a ambos lados por las fallas meridianas. El sector conductor se ubica debajo de afloramientos de rocas intrusivas porfíricas, las que cuando están frescas son de alta resistividad, por lo que puede interpretarse como que estos sectores anómalos deben corresponder a fuerte alteración y mineralización.

Las secciones de polarización (fase) indican que existe un valor de base relativamente alto en toda el área de trabajo, especialmente por debajo de los 100 metros. Estas secciones indican además la presencia de anomalías de alta intensidad de polarización que, sin duda, significa concentración de mineralización metálica, la que puede corresponder a sulfuros de cobre y/o hierro.

Desde el punto de vista de la polarización en profundidad (mayor a 100m) se pueden distinguir dos sectores anómalos en el área de estudio: el sector sur y el sector norte. El sector sur se caracteriza por tener un núcleo no polarizable en la parte central y a su alrededor se extiende un anillo de anomalía de polarización destacándose subsectores de mayor intensidad. Hay sectores de baja resistividad, los que representarían las áreas de mayor interés para exploración con sondajes.

El sector norte se caracteriza por presentar un área importante, con valores altos de polarización (fase), que se considera prioritaria para la exploración con sondajes, tomando en consideración la relación alta polarización y baja resistividad.

MODELO GENÉTICO

Las rocas sedimentarias metamorfizadas que pertenecen a la Formación Falda Ciénaga del Ordovícico y los pórfiros graníticos y granodioríticos de la Formación Oire, del Silúrico, constituyen la roca de campo donde se desarrolla una extensa zona de cizalla, de rumbo meridiano, originada durante los eventos tectónicos del Paleozoico y reactivada durante el Mesozoico y Cenozoico. Esta zona de debilidad es utilizada para el ascenso de un magma calco-alcali-

no que produce la intrusión de un cuerpo elongado de pórfiro dacítico biotítico de edad terciaria.

La intrusión de este cuerpo fue acompañada por la implantación de un sistema geotermal que dió origen a un modelo de alteración-mineralización tipo Pórfiro de Cobre, pero con algunas diferencias con respecto al modelo clásico. Así la zonación de alteración es imperfecta, destacándose un núcleo con biotita secundaria, la que se presenta reemplazando cristales aislados de biotita magmática, como nidos de cristales y en venillas con cuarzo y sulfuros. En esta zona la mineralización hipogénica se encuentra en forma diseminada y en venillas rellenas con cuarzo, biotita, pirita, calcopirita y molibdenita, las que constituyen un verdadero *stockwork*.

Una irregular zona de alteración sericítica se extiende rodeando parcialmente la zona biotítica, principalmente al sur, y se caracteriza fundamentalmente por el desarrollo de gran cantidad de sericita, la que se presenta reemplazando plagioclasas y en venillas. La mineralización hipogénica en esta zona está caracterizada por la presencia de pirita diseminada y abundantes venillas con cuarzo, sericita, pirita, calcopirita y arsenopirita.

Simultáneamente con la intrusión del pórfiro se formaron las brechas hidrotermales tipo pipas y los grandes cuerpos de brechas de craquelación. Estas brechas fueron afectadas por un fuerte evento de silicificación, turmalinización y piritización.

Un último evento hidrotermal se superpone a los anteriores, formando potentes estructuras y una fuerte venulación subparalela de carácter epitermal, caracterizada por la presencia de cuarzo, pirita y oro. Estas estructuras y venillas presentan una marcada orientación este-oeste y noroeste-sureste. Al final se intruyen diques de andesita frescos que son claramente post-mineral.

El levantamiento y la erosión expusieron el sistema geotermal a los fenómenos supergénicos, produciendo alteración meteórica con la formación de arcillas reemplazando plagioclasas y alunita descendente rellenando venillas. Por la acción meteórica se formaron las zonas de oxidación-lixiviación y enriquecimiento supergénico. Estas zonas son claramente reconocidas en la interpretación de los resultados de la geofísica por el método de I P Espectral, de manera tal que la parte superior de los perfiles hasta los 100-150 m de profundidad, que muestran alta resistividad y bajo efecto de polarización, se corresponde perfectamente con la zona de oxidación- lixiviación, que no es portadora de sulfuros. En cambio por debajo de los 100-150 m la geofísica muestra la existencia de una fuerte anomalía de resistividad y polarización la que claramente se corresponde con la existencia de sulfuros diseminados y en venillas. La distribución y la cantidad de los sulfuros secundarios de cobre se muestra fuertemente influida por las estructuras, cuya permeabilidad permitió una mejor lixiviación de los minerales hipogénicos y la concentración del mineral supergénico.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a las autoridades de Northern Orion Explorations LTD por haber permitido la publicación de este trabajo, a Roney Long por la revisión crítica del mismo y a Javier Madrid por su inestimable colaboración en todos los trabajos realizados en el terreno.

BIBLIOGRAFÍA

Cécere, H., 1980. Área de reserva N° 23 “Inca Viejo”. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe interno.

Cox, M. W., 1971. Inca Viejo, Salta , Argentina: A copper-bearing porphyry. *Unpublished letter report.*

Chabert, M. R., 1995. Proyecto Inca Viejo, Informe Geológico-Fase I. *Grupo Minero Aconcagua S.A.,* informe interno.

Chabert, M. R y J. Madrid, 1995. Proyecto Inca Viejo, Exploración Fases I y II. *Grupo Minero Aconcagua S.A.,* informe interno.

Geodatos SAIC, 1995. Estudio Geofísico mediante I.P., Proyecto Inca Viejo, Salta. Argentina. *Producido para Grupo Minero Aconcagua S.A.*

Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza y V. Viera, 1972. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. *5° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 89-100. Buenos Aires.

Sillitoe, R.,1971. Informe de la prospección de cobre porfírico en la provincia de Salta. *Plan NOA 1, Naciones Unidas-Fabricaciones Militares*.

Sillitoe, R., 1977. Permocarboniferous-Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology,* 72: 99-103.

Trujillo, R., 1993. Geología y localización de muestras de rocas en mapa 1:1.500 de las brechas de la zona sur de Inca Viejo. *Recursos Americanos Argentinos. S.A.,* informe interno.

Turner, J. C. M, 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste, provincia de Salta. *Acta Geológica Lilloana.* San Miguel de Tucumán.

Turner, J. C. M, 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7c. Nevado de Cachi. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 99. Buenos Aires.

Vera, R., 1969. Mapas y perfiles de geología, alteración y localización de muestras a escala 1:12.500, proyecto Inca Viejo, Salta. *Materias Primas Argentinas S.A.,* informe interno.

Vittone, H., 1985. Informe sobre muestreo en zonas de brechas sur de Inca Viejo. Materias Primas Argentinas S.A., informe interno.

Sasso, A. y A. Clark, 1999. El grupo Farallón Negro: evolución magmática, hidrotermal y tectónica e implicancias para la metalogenia de cobre-oro en el retroarco andino, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1437-1450, Buenos Aires.



EL GRUPO FARALLÓN NEGRO: EVOLUCIÓN MAGMÁTICA, HIDROTERMAL Y TECTÓNICA E IMPLICANCIAS PARA LA METALOGENIA DE COBRE-ORO EN EL RETROARCO ANDINO, CATAMARCA

Anne Sasso[1] y Alan Clark[1]

Argentina ha emergido rápidamente como un foco de atención mayor para la exploración minera. Con la confirmación del *status* de gigante (*sensu* Clark, 1993) para el pórfido de Cu-Au La Alumbrera (Guilbert, 1995), pocas áreas han concitado mayor interés que la región de Farallón Negro en la provincia de Catamarca (figura 1).

El Bajo de La Alumbrera (MIM/North/Río Algom), el mayor depósito de pórfido de cobre rico en Au (0,4 g/t) reconocido en el orógeno andino central, con reservas delimitadas de 780 Mt, con 0,53% de Cu y 0,67 g/t de Au para un *cut-off* de 0,22% de Cu (Mining Journal Ltd., 1997), produce 100.000 t de Cu y 670.000 onzas de Au anualmente desde fines de 1997.

El prospecto Agua Rica de Cu-Au-Mo-Ag (BHP/Northern Orion) está ubicado 32 km al este del anterior, y tiene 802 Mt de mena con 0,61% de Cu, 0,035% de Mo, 0,24 g/t de Au y 3,17 g/t de Ag para un *cut-off* de 0,4% de Cu (Northern Orion Explorations Ltd., 1997).

El distrito también contiene al sistema de vetas epitermales de Au-Ag de baja sulfuración Farallón Negro-Alto de la Blenda, que produjo 490 kg de Au y 4.200 kg de Ag anualmente durante dos décadas (Mining Journal Ltd., 1979-1997) y el sistema vetiforme Capillitas, originalmente explotado en forma limitada por metales de base, continúa siendo una fuente global importante de rodocrosita de calidad gema.

Este *cluster* de depósitos hidrotermales polimetálicos, pero dominados por Cu y Au, se asocia con un gran complejo volcánico-hipabisal de edad miocena media a superior (Llambías, 1970, 1972; Caelles *et al.*, 1971) emplazado en un basamento predominantemente paleozoico, 200 km al este de la frontera argentino-chilena, actualmente el eje activo de la Zona Volcánica Central. Esta posición anómala geográfica y geotectónica coincide con el contenido anormalmente alto de oro en las menas del Bajo de la Alumbrera en comparación con otros depósitos mayores de pórfiros de Cu de los Andes Centrales, particularmente depósitos magmático-hidrotermales de Cu-Au.

El Complejo Volcánico Farallón Negro se localiza en una transecta centrada en la latitud de 27°S, que se superpone con una transición norte-sur en la configuración de la zona de Wadati-Benioff de inclinación pronunciada (ca. 30°) a inclinación baja (Isacks, 1988; figura 1). El emplazamiento de importantes cantidades de magma relacionados a subducción a aproximadamente 500 km al este de la Fosa Perú-Chile fue difícil de acomodar en los modelos tradicionales de convergencia de placas. Es más, antes del Mioceno medio, los Andes exhibían de manera general a esta latitud una geometría ordenada temporalmente de arcos volcanoplutónicos angostos y longitudinales y dominios metalogenéticos cogenéticos que migraron sistemáticamente hacia el este desde el Jurásico inferior (Farrar *et al.*, 1970; Clark *et al.*, 1970; Clark y Zentilli, 1972; Zentilli, 1974; Haynes, 1975).

Zentilli (1974) y Clark *et al.* (1973, 1976) propusieron, para explicar la ubicación de la provincia ígnea de Farallón Negro, un evento de ensanchamiento del arco en el Mioceno medio o *break-out* que involucró una violenta expansión areal de la actividad magmática hasta 250 km al este desde el límite interior original del orógeno. Postularon una extensión mayor de la posición del sitio de fusión y devolatilización a lo largo de la placa oceánica subducida, que se suponía mantenía una fuerte inclinación en todas partes. Sin embargo, las evidencias sísmicas (Chinn e Isac-

[1] *Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Queen, Kingston, Ontario, Canadá.*

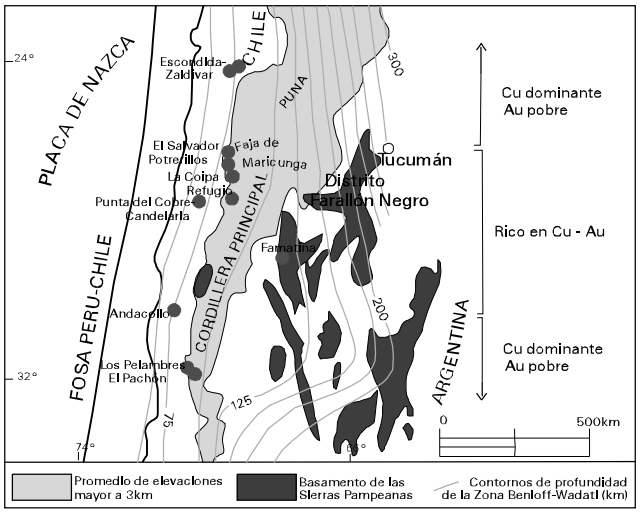


Figura 1. Ubicación del distrito Farallón Negro en relación con la Fosa de Perú-Chile, la Cordillera Principal, Puna, Sierras Pampeanas y yacimientos de Argentina y Chile. Dominios Metalogénicos de Sasso (1997).

ks, 1983) de cambios en el Neógeno en la inclinación de la placa en esta región permitieron a Kay *et al.* (1991 y referencias en ese trabajo) desarrollar nuevos modelos para la evolución del arco. Se propuso que los ciclos de migración, expansión, contracción y cese de actividad de los arcos se explicaban con el espesamiento y adelgazamiento de la litosfera continental y de la cuña astenosférica subyacente, principalmente debidas a acortamientos tectónicos de la corteza.

Las implicancias metalogénicas de los cambios en el modo de subducción en la ahora región de placa horizontal amagmática, fueron remarcadas por Kay *et al.* (en prensa), con particular referencia a los depósitos mayores de Au (Cu, Ag) de El Indio y a los distritos de Cu-Mo Los Pelambres El Pachón (figura 1), que se ubican en el eje del orógeno; en tanto Ramos (1995), analizó la distribución de los depósitos epitermales de Au en el dominio de la placa horizontal en el noroeste y oeste de Argentina. Estos autores asignaron el distrito de Farallón Negro a la región de placa horizontal, aunque se ubica sobre la transición de la subducción inclinada a subhorizontal. Incluso coincidieron en adscribir la distribución areal y temporal de los depósitos del Neógeno en toda la región a cambios en los recursos de volátiles de los magmas generados, en tanto la corteza continental engrosaba, en respuesta al apilamiento tectónico en la Precordillera argentina, coincidente con la horizontalización de la placa.

Además de un cambio en la geometría de la zona de subducción en el Neógeno, la transecta de 27°S coincide con una discontinuidad metalogénica que involucra cambios tanto en sentido norte-sur en la abundancia de metales como en la concentración este-oeste de los depósitos mayores, que persistió en la mayoría del transcurso de la orogenia andina mesozoica-cenozoica. Sillitoe (1974) y otros documentaron una correlación empírica entre los límites de los segmentos tectónicos transversales y la ubicación de grandes depósitos en los Andes Centrales, pero no se presentaron modelos metalogénicos o petrogenéticos para explicar esta asociación geográfico-tectónica. Es más, en tanto Sillitoe (1972) propuso que el Au se concentra con el Cu en un ambiente cercano a la fosa en márgenes de placas convergentes del tipo andino, Zentilli (1974) y Clark *et al.* (1976) enfatizaron antes del reconocimiento de la importancia del distrito de Maricunga, que el Au no exhibía restricción areal o temporal marcada en esta latitud. Esta conclusión fue sugerida por el potencial aurífero ya establecido del distrito de Farallón Negro.

El área a lo largo del paralelo de 27° L. S. ha sido el foco de un enriquecimiento inusual de Au desde, al menos, el Cretácico. Con la posible excepción de la región de Cajamarca-Ancash, en el norte del Perú, la transecta aloja la mayor concentración de centros hidrotermales ricos en Au en los Andes Centrales, incluyendo los del Cretácico inferior de La Candelaria-Punta del Cobre, el Eoceno superior-Oligoceno inferior de El Salvador-Potrerillos-El Hueso y los distritos del Mioceno inferior a medio de Maricunga (figura 1).

Esta transecta se interpreta tentativamente como la que define el límite norte de una subprovincia metalogénica en Chile y los Andes de Argentina, que se extiende desde los 26° hasta los 30° L. S., aproximadamente, e incluye a los depósitos de pórfido de Cu-Au de Andacollo y los centros epitermales de la faja El Indio-Pascua (figura 1). Podría extenderse la impronta Cu-Au hasta los 32° para incorporar los depósitos de pórfiro ricos en Au del distrito de Paramillos, de edad miocena media (Sillitoe, 1977), situados al este del eje cordillerano, como el Bajo de la Alumbrera.

Pese a los recientes desarrollos del distrito minero Farallón Negro, el conocimiento de la naturaleza fundamental de las rocas de caja hipabisales y volcánicas se expandió poco desde los estudios de González Bonorino (1950), Llambías (1970, 1972), McBride (1972), Zentilli (1974) y Caelles (1979). Se han documentado pocos datos geocronológicos y petroquímicos (Allison, 1986) y aún son inciertos los factores responsables del voluminoso magmatismo de retroarco y de la intensa actividad hidrotermal asociada como así su geodinámica y significado metalogénico.

El presente programa de investigaciones (Sasso, 1993, 1995, 1996, 1997; Sasso *et al.*, 1995) de los cuales algunos conceptos preliminares y conclusiones fueron registrados por Jones (1994, 1997), fue establecido para refinar y aumentar las bases de datos estratigráficas, geocronológicas y petroquímicas de Llambías (19870, 1972), McBride (1972) y Caelles (1979), respectivamente. Las rocas ígneas fueron mapeadas a escala 1:50.000 y se analizaron rocas volcánicas no alteradas, acotadas estratigráficamente, mayormente por ICP. Se emplearon nuevas técnicas láser de datación Ar/Ar para determinar las edades de los minerales hidrotermales y magmáticos. Se estudiaron los yacimientos mayores a escala de reconocimiento y se mapearon y muestrearon en detalle numerosos prospectos. Se examinaron

imágenes satelitales TM y MSS como base de la preparación del nuevo mapa del complejo Farallón Negro (figura 2) para definir sus relaciones con los centros magmáticos neógenos a lo largo de la transecta de 26° a 28° (Sasso, 1997).

HISTORIA MAGMÁTICA Y PETROGÉNESIS

El Complejo Volcánico subaéreo Farallón Negro, aflora de manera discontinua en un área de aproximadamente 700 km^2 (figura 2) que fue formalmente asignado por Sasso (1997) al Grupo Farallón Negro. Stocks y diques hipabisales que forman parte de la Suite Intrusiva Farallón Negro (Sasso, 1997) intruye a la sucesión volcánica principal (estratovolcán Farallón Negro) y constituye el centro ricamente mineralizado de Agua Rica, más al este.

Llambías (1970, 1972) brinda una detallada historia de la evolución del estratovolcán, enfatizando la secuencia de intrusiones menores, muchas de las cuales alojan mineralizaciones tipo pórfiro o epitermales. Las rocas volcánicas cubren (figura 2) areniscas rojas de la Formación Morterito (Turner, 1962, 1963) que tienen un espesor de hasta 1.300 m fuera de la región, pero que en el distrito de Farallón Negro no excede los cientos de metros. El basamento cristalino infrayacente está constituido predominantemente por el batolito granítico de Capillitas de edad ordovícica superior-silúrica (McBride *et al.*, 1976) y estratos metasilicoclásticos de la Formación Suncho, de edad cámbrica inferior.

De acuerdo con Llambías (1970) se cree que los afloramientos volcánicos son los remanentes de un vasto campo que comprende varios focos eruptivos. Se concluye que el volcanismo está centrado en una cuenca sedimentaria extensional. Los datos geocronológicos Ar/Ar demuestran que desde los 12,56± 0,36 Ma hasta los 8,59± 0,1 Ma, se produjo la erupción de restringidos volúmenes de basaltos, basandesitas y dacitas desde diversos centros volcánicos discretos, posiblemente canalizados por estructuras que controlaron previamente la formación de la cuenca. Estas rocas fueron cubiertas subsecuentemente por los flujos de dacitas y andesitas y brechas del estratovolcán principal, que se acumularon entre los 8,51 ± 0,35 Ma y los 7,49 ± 0,09 Ma, desde centro de emisión en el área de Alto de la Blenda (figura 2). Una actividad menor piroclástica persistió hasta los 6,72 ± 0,08 Ma asociada a una erosión mayor del flanco norte del estratocono que formó una espesa secuencia de conglomerados. La construcción del estratocono estuvo acompañada y seguida por actividad intrusiva con picos entre los 8,56 ± 0,48 Ma y 6,78 ± 0,15 Ma, y que continuó localmente hasta los 5,16 ± 0,05 millones de años. El emplazamiento de diques de dacita y riolita marcan la terminación de la actividad magmática de la región.

Los centros intrusivos y volcánicos adyacentes de Cerro Atajo, Agua Rica y Vis Vis-San Lucas evolucionaron concurrentemente con el estratovolcán mayor de Farallón Negro. Las erupciones en Cerro Atajo comenzaron hacia los 8,75 ± 0,07 Ma y persistieron hasta al menos los 8,41 ± 0,08 millones de años. En el centro de Agua Rica no hay un estratovolcán pero el stock monzonítico Melcho se emplazó a los 8,56 ± 0,48 millones de años. Las unidades volcánicas del área de Vis Vis tienen un rango de edad entre 8,37 ± 0,08 y 8,48 ± 0,08 Ma y las intrusiones asociadas se emplazaron entre los 8,37 ± 0,08 y los 7,35 ± 0,06 millones de años. El campo volcánico en su conjunto fue subsecuentemente disectado por movimientos a lo lago de fallas inversas de alto ángulo, relacionadas con un tectonismo de tipo larámico de corteza gruesa, que generó los bloques de 5.000 a 6.000 m de altura de las Sierras Pampeanas (figura 1). El levantamiento fue probablemente diacrónico a lo largo de la provincia fisiográfica, pero comenzó entre los 5,7 ± 0,4 Ma (edad K/Ar recalculada de McBride, 1972) y los 5,3 ± 0,9 Ma (edades de fisión de Tabutt *et al.*, 1989) en la Sierra de Famatina.

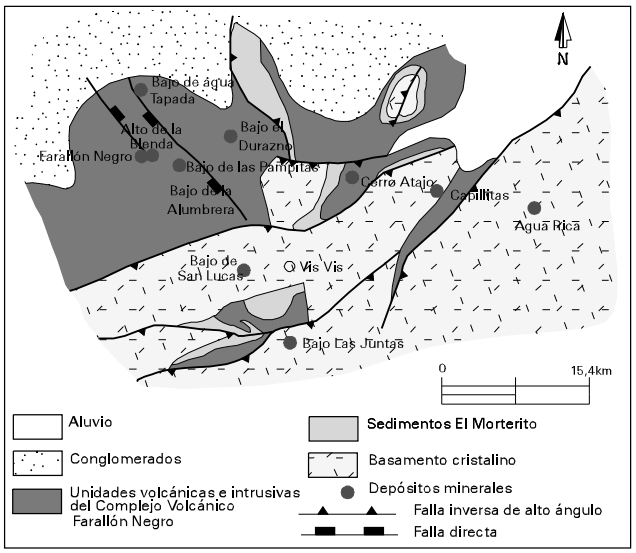


Figura 2. Geología simplificada del distrito Farallón Negro (Sasso, 1997).

Las nuevas edades Ar/Ar corroboran que el magmatismo en el distrito de Farallón Negro es contemporáneo con el del norte de Chile a esta latitud, de acuerdo con lo expresado por Caelles *et al.* (1981), Zentilli (1974) y Clark *et al.* (1976). Por lo tanto el arco no migró simplemente hacia el este (Davidson y Mpodozis, 1991) sino que, con los límites de error de la técnica de datación Ar/Ar, se ensanchó bruscamente en el Mioceno medio. Se infiere que la expansión del arco ocurrió poco después de los 12,56 ± 0,36 Ma, junto con las etapas iniciales de levantamiento mayor de la cordillera y de la erosión que generó la inmensa peneplanicie de Atacama en la pendiente pacífica de los Andes (Clark *et al.*, 1967; Mortimer, 1973). La contracción del arco tuvo lugar poco después de los 5,16 ± 0,05 millones de años.

Kay *et al.* (1994a) y otros autores demostraron que la región de retroarco en el noroeste de Argentina exhibe un amplio rango de rocas volcánicas, muchas de las cuales muestran poca relación con procesos de subducción. Sin

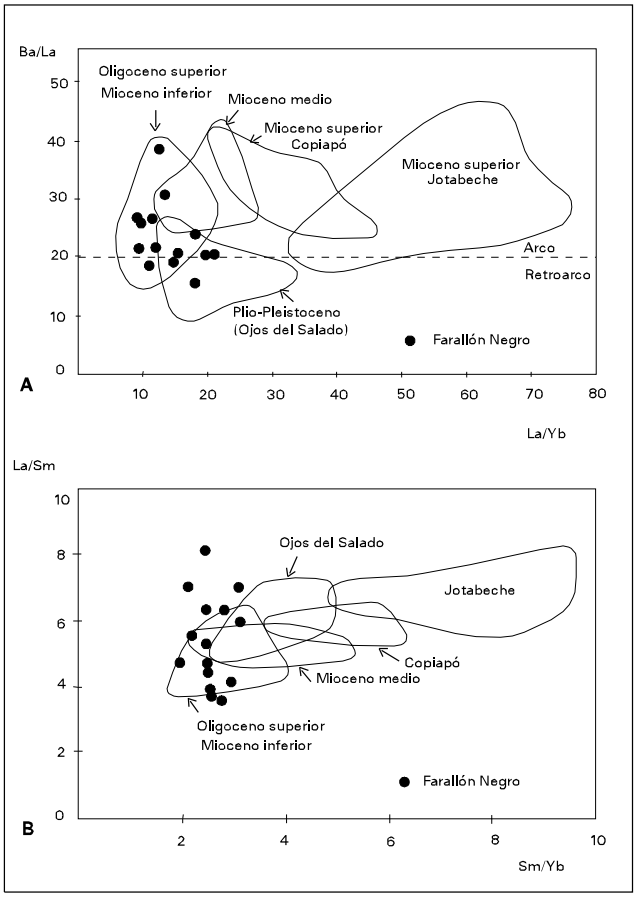


Figura 3. A. Relaciones Ba/La - La/Yb de las fajas de Farallón Negro, Ojos del Salado y Maricunga (Kay et al., 1994b). El límite entre los dominios de arco y retroarco es de Kay et al. (1994b). B. Relaciones La/Sn - Sm/Yb de las fajas de Farallón Negro, Ojos del Salado y Maricunga. El origen de los datos es el indicado en 3A.

embargo, la petrología del Complejo Farallón Negro, probablemente el mayor de los centros volcánicos de retroarco, recibió poca atención.

Nuevos datos químicos (Sasso, 1997) confirman que las unidades volcánicas son subalcalinas y pueden clasificarse sobre la base del diagrama K_2O-SiO_2 de Pecerillo y Taylor (1976) tanto como shoshonítico como calcoalcalino rico en K (cf. Dostal *et al.*, 1977; Caelles, 1979; Allison, 1986; Guilbert, 1995; Jones, 1997), pero estas rocas no pueden distinguirse en el campo o por sus características petrográficas. Considerando que las rocas shoshoníticas constituyen alguno de los estratos datados más antiguos y que están intercaladas con flujos calcoalcalinos ricos en K, el *continuum* geoquímico permite atribuirles una fuente magmática común. El enriquecimiento de éstas en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y en tierras raras livianas (LREE) así como la escasez en elementos *high-field-strength* (HFSE) (Sasso, 1997) son consistentes con los trenes observados en el resto del mundo para rocas ígneas ricas en K relacionadas con subducción (Müller y Groves, 1995). Los contenidos en LILE y LREE sugieren que los magmas de Farallón Negro pudieron generarse mediante fusión parcial limitada y la depresión en HFSE permite estimar que no hubieron fuentes profundas de magma astenosférico.

Los análisis de tierras raras (Sasso, 1996, 1997) proveen evidencias respecto de las fuentes de los magmas de Farallón Negro y permiten comparar sus composiciones con los de otras rocas volcánicas neógenas a esa latitud. La pendiente general del tren de REE, representado por la relación La/Yb (figura 3) registra la asociación mineral protolítica en equilibrio con el magma. Las relaciones La/Yb bajas reflejan residuos gábricos ricos en hornblenda y pobres en granate, que se corresponden con profundidades de fusión inferiores a 40 km, en tanto relaciones altas indican alta presión y un residuo granulítico con granate o eclogítico (ver Kay *et al.*, 1994b). El ploteo de la relación La/Sm *versus* Sm/Yb provee una clara imagen de las abundancias relativas en tierras raras pesadas (HREE). Ninguno de los ploteos registra un fraccionamiento significativo de los HREE para el conjunto de Farallón Negro, tanto sea shoshonítico como calcoalcalino rico en K; por lo tanto no se observa evidencia para la generación de un magma parental a partir de la fusión variable parcial de fuentes portadoras de granate (cf. Dostal *et al.*, 1977).

Las rocas de Farallón Negro se superponen en su quimismo de REE con las de Maricunga de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (Kay *et al.*, 1994b) y con los arcos volcánicos del Complejo Ojos del Salado de edad pliocena-pleistocena. Pese a que las rocas de Farallón Negro se distinguen por ser más potásicas que las más antiguas de Maricunga y que las más jóvenes de Ojos del Salado (Caelles, 1979; Allison, 1986; Sasso, 1996, 1997) los autores infieren que todas estas asociaciones se generaron en condiciones amagmáticas similares. En contraste y como enfatizan Kay *et al.* (1994b) las rocas del Mioceno medio y superior del distrito de Maricunga exhiben respectivamente fraccionamiento moderado y fuerte de HREE lo que requiere granate como fase residual mineral (figura 3B).

Las rocas de Farallón Negro exhiben relaciones Ba/La moderadas a altas (figura 3A) que sugieren un enriquecimiento en elementos alcalinos en la región fuente. Las relaciones La/Ta son las más bajas (15:32) documentadas en rocas neógenas de la transecta, lo que se interpreta como indicativa de una mínima incorporación de material derivado de la placa. Las relaciones Ba/La son similares a las de las asociaciones del Oligoceno superior-Mioceno inferior de Maricunga y a las de Ojos del Salado, pero son predominantemente más inferiores a las de las otras asociaciones de Maricunga.

Los datos geoquímicos de los autores muestran de manera indubitable que las rocas volcánicas e intrusivas de Farallón Negro poseen claras afinidades de arco. Es más, la similitud de abundancia en elementos traza de las asociaciones del Mioceno superior de Farallón Negro, del Oligoceno superior-Mioceno inferior de Maricunga y del Plioceno-Pleistoceno de Ojos del Salado sugieren que esas composiciones representan un *continuum* para el magmatismo

neógeno relacionado a subducción en esa latitud, con un arco que primero se ensanchó haca el este para generar los magmas de Farallón Negro y luego se contrajo hasta el eje volcánico activo actual. En contraste, se concluye que las asociaciones de composición distinta del Mioceno medio y superior de Maricunga, registran una evolución geoquímica se un arco esencialmente estacionario en donde el sitio de fusión migró a profundidades mayores por efecto del engrosamiento cortical (cf. Kay y Abbruzzi, 1996).

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

El complejo Farallón Negro (figura 4a) se superpone al límite postulado entre dos dominios de basamento, el cratón Arequipa-Antofalla hacia el norte y el terreno de Precordillera hacia el sur, delimitado en gran medida por datos isotópicos de rocas paleozoicas y más jóvenes (Tosdal, 1996). La porción sur del terreno Arequipa-Antofalla está dominado por rocas metamórficas de la facies de esquistos verdes de edad neopreoterozoica-cámbrica inferior, en tanto el terreno Precordillera comprende sedimentos marinos cámbricos a carboníferos, cubiertos por estratos continentales pérmicos, triásicos y terciarios. Esta discontinuidad del basamento es groseramente coincidente con la transición de las provincias tectonofisiográficas néogenas Puna y Sierras Pampeanas (figura 1). Los autores consideran que el contraste de competencia entre los terrenos pueden haber influenciado su respuesta a la compresión este-oeste durante la convergencia ortogonal neógena de las placas de Nazca y sudamericana: el bloque norte fue más resistente a la deformación por contracción, generando un acortamiento diferencial a lo largo del rumbo del orógeno. Este comportamiento resultó en una extensión localizada noreste-suroeste, que se inició con una cizalla dextral a lo largo de la zona de transferencia de Tucumán (Urreiztieta *et al.*, 1996) y que se propone creó una cuenca extensional (Sasso, 1995; Sasso *et al.*, 1995) en la latitud de Farallón Negro (figura 4a). Los Andes en esta latitud sufrieron un ascenso cordillerano mayor desde al menos el Eoceno inferior (Mortimer, 1973) y ocurrió una sustancial acumulación de sedimentos a lo largo del Cenozoico; se sugiere, sin embargo, que la cuenca de Farallón Negro se formó en respuesta a condiciones tectónicas locales de retroarco.

Se infiere que el estiramiento cortical asociado permitió un alto flujo calórico y magmatismo. La historia volcánica temprana del área, entre los 12,6 y 8,5 Ma se caracterizó por eventos extrusivos aislados, posiblemente localizados en intersecciones de estructuras regionales. La construcción del estratocono principal de Farallón Negro comenzó hace cerca de 8,5 Ma (figura 4c) cubriendo los centros extrusivos precursores con espesas coladas y brechas. El período de actividad volcánica, intrusiva y extrusiva, e hidrotermal, se extendió entre los 8,5 y los 5,5 Ma (figura 4d) coincidiendo con un desvío en la compresión regional al noroeste-sureste. Este cambio resultó de estrés horizontales impuestos por el levantamiento del *plateau* de la Puna (Allmendinger, 1986; Assumpcao y Araujo, 1993; Urreiztieta *et al.*, 1996) superpuesto al sur del cratón de Arequipa-Antofalla. Este modelo difiere del propuesto por Ramos (1977) y seguido en la reciente revisión de Jones (1997) en el que los centros mineralizados se consideran fueron controlados por fracturas tensionales generadas por movimientos laterales dextrales a lo largo de los lineamientos del paralelo de Tucumán y Hualfín. El comienzo de la deformación de las Sierras Pampeanas a la latitud de Farallón Negro (figura 4e) resultó en el rápido levantamiento de los bloques del basamento, posiblemente por reactivación de fallas asociadas con el desarrollo inicial de la cuenca y en la erosión y parcial desmembramiento del complejo volcáni-

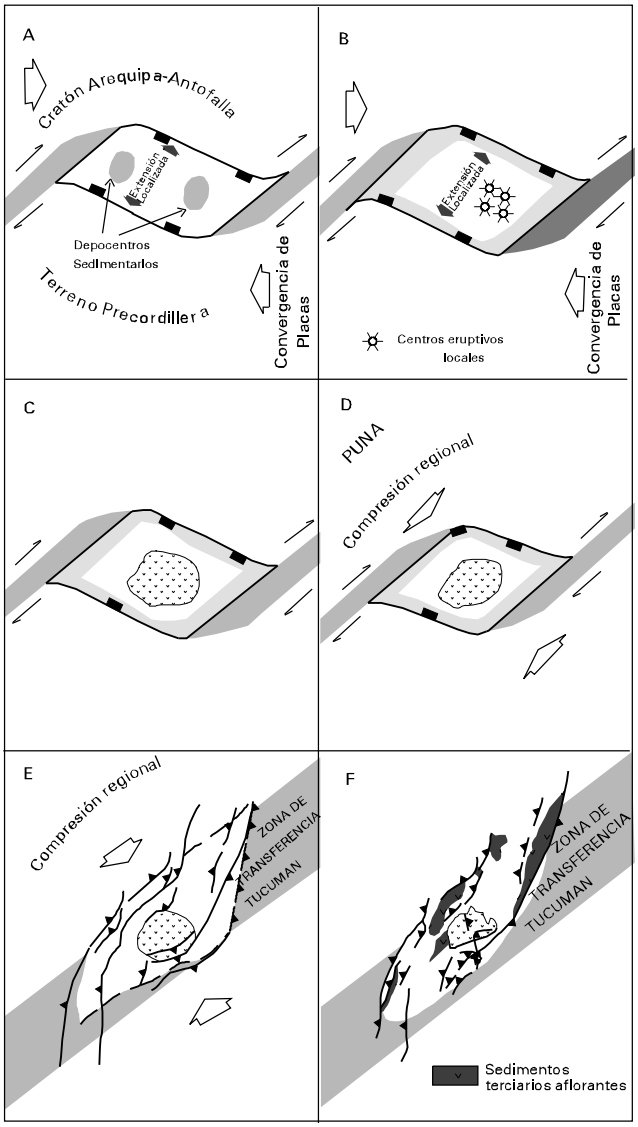


Figura 4. Modelo de evolución durante el Neógeno en la región de Farallón Negro. A. Pre 12,6 Ma: Inicio de una cuenca extensional. B. 8,5-12,6 Ma: Desarrollo de centro extusivos discretos. C. ca. 8,5 Ma: Inicio de la construcción del estratovolcán principal de Farallón Negro. D. 5,5-8,5 Ma: Máxima actividad ígnea e hidrotermal. E. ca 5,5 Ma: Fase de levantamiento principal. F. Erosión y levantamiento hasta la actualidad.

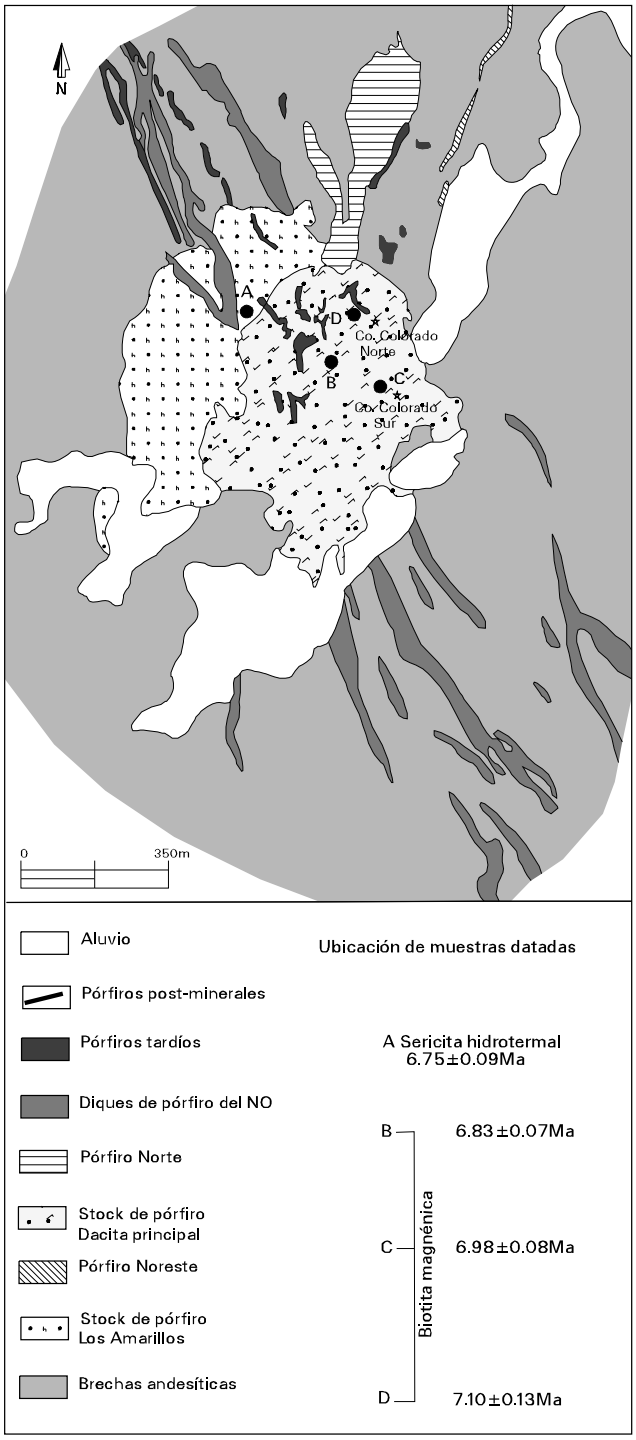


Figura 5. Mapa geológico de Bajo de la Alumbrera. Datos de Stults (1985) reinterpretados con la nomenclatura de Proffett (1995). Se indica la ubicación de muestras (Sasso, 1997).

co. Finalmente, la erosión ocurrida durante el continuo levantamiento de los bloques del basamento en el Plioceno (figura 4f) resultó en la formación de las superficies de pedimentación en el valle Capillas y, eventualmente, en la exposición y alteración supergénica local (McBride, 1972) de los centros hidrotermales.

Mineralización

La síntesis de Sillitoe (1973a) de las relaciones entre los pórfiros de Cu y los edificios volcánico-hipabisales, y entre las mineralizaciones tipo pórfido y las epitermales, proviene extensamente de las relaciones documentadas en Farallón Negro (Llambías 1970, 1972; Caelles *et al.*, 1971; Sillitoe, 1973b). La excelente exposición de variados estilos de mineralización de Cu-Au en los remanentes de un estratovolcán erodado y su asociación con centros ígneos próximos fue reconocida por estos autores, como un ambiente ideal para estudiar las relaciones espaciales y temporales entre magmatismo y actividad hidrotermal, y fue el incentivo para las investigaciones de McBride (1972) y Caelles (1979).

Bajo de la Alumbrera es el mejor depósito estudiado alojado en el complejo (figura 5). La alteración y mineralización están íntimamente asociadas con la intrusión de cuerpos hipabisales de dacita porfírica en el estratovolcán predominantemente andesítico. El cuerpo central intrusivo, o Stock de Pórfiro Dacítico Principal (Proffett, 1995) registra una sucesión de episodios intrusivos desde los 7,10 ± 0,13 hasta los 6,83 ± 0,07 millones de años. La facies de alteración asociadas (Stults, 1985; Guilbert, 1995) comprenden alteración potásica fuerte a débil y propilítica periférica, a las que se superpone alteración fílica a los 6,75 ± 0,09 Ma Guilbert (1995) notó que la configuración areal de estas zonas de alteración es similar con el modelo clásico de «tazón invertido» elaborado por Lowell y Guilbert (1970) para San Manuel-Kalamazoo, Arizona. La mayoría de la mineralización de Cu-Au de Bajo de la Alumbrera consiste en calcopirita + pirita ± magnetita y ocurre como diseminación y venillas asociadas a la alteración potásica central temprana. Hay venas de pirita estéril que se generaron durante la alteración fílica subsecuente que se extienden radialmente desde el complejo intrusivo central.

El depósito de Agua Rica (Cerro Rico o Mi Vida) se localiza en la Sierra de Aconquija, a 5.000 m s.n.m., a 20 km del centro volcánico principal. Agua Rica está asociada con una unidad distante perteneciente a la asociación intrusiva Farallón Negro, que se emplazó en rocas metasedimentarias y granitoides paleozoicos. La alteración y mineralización ocurren en al menos cuatro centros contiguos hipabisales (Quin y Nikic, 1996) que exhiben múltiples estadios de brechamiento ígneo e hidrotermal. Koukharsky y Mirré (1976) reconocieron que este depósito complejo incluye asociaciones minerales características tanto de los pórfiros de Cu como de las mineralizaciones epitermales. Entre los cuatro o más centros de pórfiros que fueron reconocidos, Melcho contiene asociaciones hipogénicas, en tanto un blanket de enriquecimiento supergénico se preserva en Seca, debajo de la cual la alteración potásica hipogénica fue interceptada por perforaciones a 200 m de profundidad. A la intrusión de pórfiros se asocian pirita, calcopirita, bornita, molibdenita y magnetita como diseminación o en stockwork. El centro Melcho incluye un plutón precursor monzonítico

emplazado a los 8,56 ± 0,48 Ma y un pórfiro andesítico tardío. Ambos fueron brechados y presentan alteración potásica datada en 6,29 ± 0,06 millones de años. La alteración fílica controlada por el stockwork tuvo lugar a los 6,10 ± 0,04 millones de años. Hay numerosos cuerpos de brecha asociados con alteración alunítica y argílica avanzada que cortan las zonas de alteración fílica. Se encuentran pirita, covelina, bornita, enargita, molibdenita, galena, esfalerita, marcasita, rodocrosita y azufre nativo como diseminación, en venillas, como relleno de cavidades y como cemento de brechas. Este episodio tardío de alteración-mineralización tuvo lugar hace 5,35 ± 0,14 Ma y los autores postulan que fue disparado por un tectonismo de corteza gruesa producido por el levantamiento de la sierra de Aconquija. El modelo aquí propuesto para la evolución del depósito hipogénico involucra el colapso de la napa de agua en los sistemas de pórfiro aproximadamente luego de 0,5 Ma de su emplazamiento, lo que resultó en una intensa impronta epitermal de alta sulfuración. En contraste, en otras regiones de las Sierras Pampeanas, tuvieron lugar pórfiros de menor escala y sistemas epitermales de alta sulfuración, que en el Distrito de las sierra de Famatina ocurrieron esencialmente de manera simultánea a los 3,8 Ma ± 0,2 Ma (Losada Calderón *et al.*, 1994) pero significativamente después del levantamiento de gran escala de los 5 a 6 Ma (McBride, 1972; Clark *et al.*, 1976; Caelles, 1979).

El Complejo Volcánico de Farallón Negro comprende asimismo dos sistemas vetiformes: Farallón Negro-Alto la Blenda y Capillitas (figura 2). El primero, localizado 8 km al oestenoroeste de Bajo de la Alumbrera, está emplazado en brechas andesíticas y en el stock monzonítico de Alto de la Blenda, aunque las porciones más productivas del sistema, localizadas cerca del stock, ocurren en diques andesíticos portadores de pirita que intruyen a las brechas y a la monzonita (Montenegro, com. pers., 1993). En la mina se explotan vetas subparalelas con clavos menores. El oro libre rellena cavidades y está asociado a zonas con abundante pirita. La alteración cuarzo-sericítica fue datada n 6,55 ± 0,14 Ma (este estudio). Las vetas de sulfuros de metales de base-Au-Ag fueron intensamente oxidadas a una asociación supergénica rica en óxidos de Mn, a los 2,7 ± 0,8 Ma (recalculado de los datos K/Ar para criptomelano de McBride, 1972). El depósito Farallón Negro-Alto de la Blenda puede representar un tipo de depósito epitermal de baja sulfuración reconocido por Sillitoe (1989) caracterizado por una alteración sericítica intensa de la roca de caja, así como una relación espacial íntima con rocas intrusivas portadoras comúnmente de mineralización tipo pórfiro de Cu, formada a mayores profundidades que los depósitos epitermales de baja sulfuración típicos.

Los depósitos vetiformes de Capillitas se alojan en una diatrema riolítica que intruyó al basamento granítico en la Sierra de Capillitas. La diatrema es cortada por diques y un plug de pórfiro dacítico, interpretados como sin- o post-mineralización (Sasso, 1997). La sanidina de uno de estos diques arrojó una edad de 5,16 ± 0,05 millones de años. La mineralización dominada por Cu, Pb y Zn en una ganga de

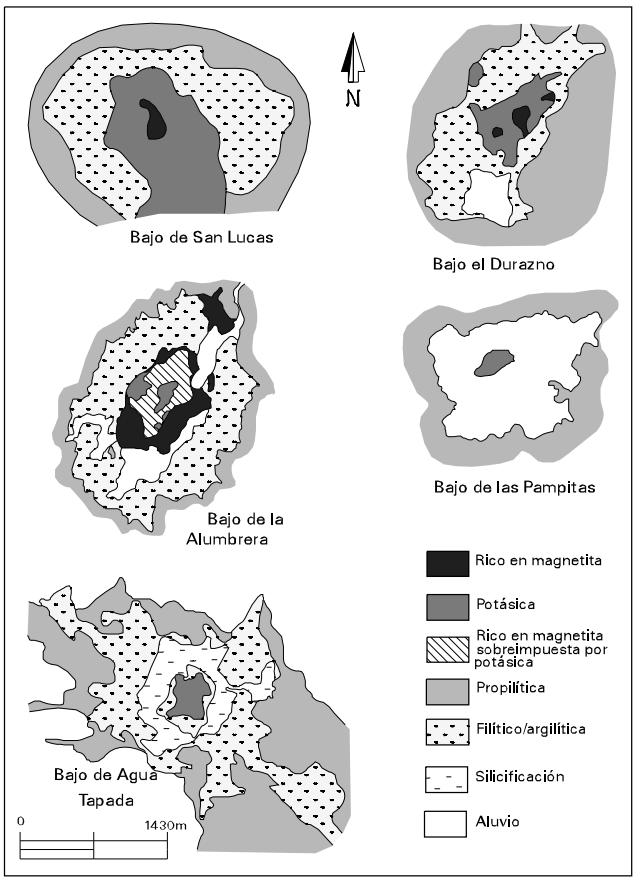


Figura 6. Comparación de la zonación de la alteración en los centros porfíricos en y adyacentes al complejo volcánico Farallón Negro (Sasso, 1997). Origen de los datos: Bajo de San Lucas: Sillitoe (1973b); Bajo el Durazno: Allison (1986), Sasso (1997); Bajo de la Alumbrera: Stults (1985), Proffett (1995); Bajo Las Pampitas: Sillitoe (1973), Sasso (1970); Bajo de Agua Tapada: Suchomel (1983).

rodocrosita ± cuarzo, está enriquecida en As, Sb, Au y Ag y contiene significativas proporciones de W, Sn, Bi y Ge (Angelelli, 1950; Márquez Zavalía, 1988).

Los centros de pórfiro de Cu-Au en y adyacentes del campo volcánico principal de Farallón Negro - Bajo de la Alumbrera, Bajo el Durazno, Bajo de Agua Tapada, Bajo de San Lucas, Bajo las Pampitas- se destacan por la presencia de una asociación temprana y conspicua alteración y venas ricas en magnetita (figura 6). En cada depósito hay una densa zona de venillas de magnetita y cuarzo-magnetita que ocupan groseramente la parte central. En Bajo de la Alumbrera, Stults (1985) y Guilbert (1995: 655) enfatizan el rol de la silicificación y documentan la presencia temprana de venas de cuarzo-anhidrita comúnmente con pirita, calcopirita y magnetita. Sin embargo, los estudios de los autores muestran que muchas de las venas ricas en magnetita carecen de sulfuros, incluyendo pirita. En general es evidente la progresión desde venas tempranas ricas en magnetitas a venas tardías ricas en sulfuros y asociaciones de minerales diseminados; aunque es evidente una superposi-

ción temporal y espacial de las asociaciones de silicatos de potasio y la precipitación de la magnetita de las relaciones de campo y del diseño del mapeo.

Como en ambientes comparables, la magnetita hidrotermal fue asignada al episodio de alteración potásica aún cuando la voluminosa alteración de magnetita-cuarzo carece de minerales portadores de K, y de este modo es evidencia de una remoción del K de las rocas intermedias y félsicas de caja. Las asociaciones observadas sugieren fuertemente la existencia de un metasomatismo de Fe, al menos en Bajo de la Alumbrera y en Bajo las Pampitas, siendo este último el que mejor muestra el desarrollo de una zona de cuarzo-magnetita en todo el distrito. Se han documentado asociaciones tempranas similares ricas en magnetita en depósitos de pórfiros de Cu tales como Island Copper y Panaguna (Arancibia y Clark, 1996; Clark y Arancibia, 1995) y que incluyen anfíboles cálcicos y plagioclasa sódica a intermedia. La ausencia aparente de estos minerales en Farallón Negro sugiere una lixiviación alcalina fuerte y probablemente la introducción de mayor cantidad de Fe. La generación de grandes volúmenes de fluidos fuertemente oxidados, predominantemente ricos en SO_2 en las etapas iniciales de la exsolución de vapores del magma podrían tener la potencia para suprimir la precipitación de sulfuros de Cu, permitiendo en tanto la depositación de Au, generando potencialmente relaciones Cu/Au bajas en el depósito en su conjunto. Sin embargo, este modelo no explica el enriquecimiento absoluto en Au que puede resultar de contribuciones directas de Au de fundidos máficos debajo de la placa durante la cristalización de magmas dacíticos, según lo propuesto para otros depósitos por Clark y Arancibia (1995) y Keith *et al.* (1997).

Relaciones entre depósitos tipo pórfiro y epitermales

Desde que Sillitoe (1973a) enfatizó la vinculación entre depósitos tipo pórfido de Cu y epitermales de metales preciosos, las relaciones temporales y genéticas entre ambos tipos de yacimientos han sido ampliamente demostradas. Los depósitos epitermales de alta sulfuración de Au-Cu están localizados característicamente sobre stocks de pórfiros mineralizados en tanto los depósitos de baja sulfuración ocurren de manera distal. Los estudios geocronológicos de los autores muestran que las rocas de caja de las vetas epitermales de Au-Ag-Mn de Farallón Negro-Alto de la Blenda fueron sericitizadas a los 6,55 ± 0,14 Ma, de manera contemporánea ligeramente después de la alteración fílica del depósito de Bajo de la Alumbrera, ocurrida a los 6,75 ± 0,09 millones de años. En Agua Rica, sin embargo, hubo un hiato distintivo entre los 6,10 ± 0,4 y los 6,29 ± 0,06 Ma de la mineralización de pórfiro tipo stockwork y el emplazamiento de las asociaciones epitermales de alta sulfuración de 5,35 ± 0,14 millones de años.

Las relaciones temporales entre Bajo de la Alumbrera y Farallón Negro-Alto de la Blenda son similares a las observadas en los Nevados de Famatina y La Mejicana en la Sierra de Famatina (Losada Calderón *et al.*, 1994) y en Lepanto y Far Southeast en las Filipinas (Arribas *et al.*, 1995), donde sistemas tipo pórfiro y epitermales de alta sulfuración son coetáneos y están yuxtapuestos. En contraste, la evolución del centro de Agua Rica puede ser más análoga con la de Chuquicamata, Chile, donde un gran sistema vetiforme rico en enargita, pero pobre en Au se superpuso a una extensa zona de alteración potásica y venas de Cu durante un episodio de intenso tectonismo y levantamiento (Zentilli y Maksaev, 1995). Reynolds *et al.* (1997) han identificado un hiato de 2 a 3 Ma entre los dos eventos de alteración-mineralización.

La ausencia aparente de depósitos de alta sulfuración en el centro principal de Farallón Negro puede reflejar el espesor vertical del estratocono. En ausencia de fallamiento sintectónico intra-mineralización, se mantuvieron presiones relativamente altas sobre el foco hidrotermal, que favorecieron la formación de vetas de Cu (Candela, 1989; Cline, 1995) e inhibieron el desarrollo de fluidos ricos en gases.

MODELO GEODINÁMICO

El ensanchamiento del arco volcánico andino en el Mioceno medio, que abarca las áreas de Maricunga y Farallón Negro, inicialmente propuesto por Clark y Zentilli (1972), Zentilli (1974) y Clark *et al.* (1973, 1976), es confirmado por los mapas de compilación que muestran la distribución areal de rocas volcánicas jóvenes en la región entre los 26° y 28° L.S. (figura 7) y por los datos geocronológicos disponibles para la transecta (figura 7). Las figuras 7 y 8 muestran claramente la restricción del arco magmático en el área al oeste del límite internacional en el Oligoceno superior y Mioceno inferior, la abrupta expansión del volcanismo en Argentina en el Mioceno medio a superior, así como la abrupta contracción del arco a partir de ese momento.

A partir de las sugerencias de estudios anteriores, particularmente Zentilli (1974), Bonatti *et al.* (1977) y Caelles (1979), el autor senior propuso (Sasso, 1993, 1995, 1997) un modelo geodinámico integrado para explicar la apariencia anómala del arco, enfatizando la influencia probable de inhomogeneidades en la placa subductada. Aproximadamente a los 27° L. S., la placa de Nazca es atravesada por volcanes groseramente dispuestos este-oeste, extinguidos y activos, que no muestran una progresión de edad, y que Bonatti *et al.* (1977) llamaron «Línea Caliente Oriental». Los autores proponen (Sasso, 1993; Sasso *et al.*, 1995; ver también Jones, 1994) que esas inhomogeneidades corticales mayores y las debilidades estructurales asociadas, pueden haber iniciado y propagado desgarros en la placa subductada, cuando fue torsionada y extendida en la transición de la subducción de alta inclinación con la de baja inclinación. Los desgarros en la placa pueden haber promovido flujos de calor más altos en la astenosfera subcontinental por encima de ella, y posiblemente permitieron el ascenso de la astenosfera infrayacente a la placa. También habrían contribuido las perturbaciones postuladas en el flujo del manto a lo largo

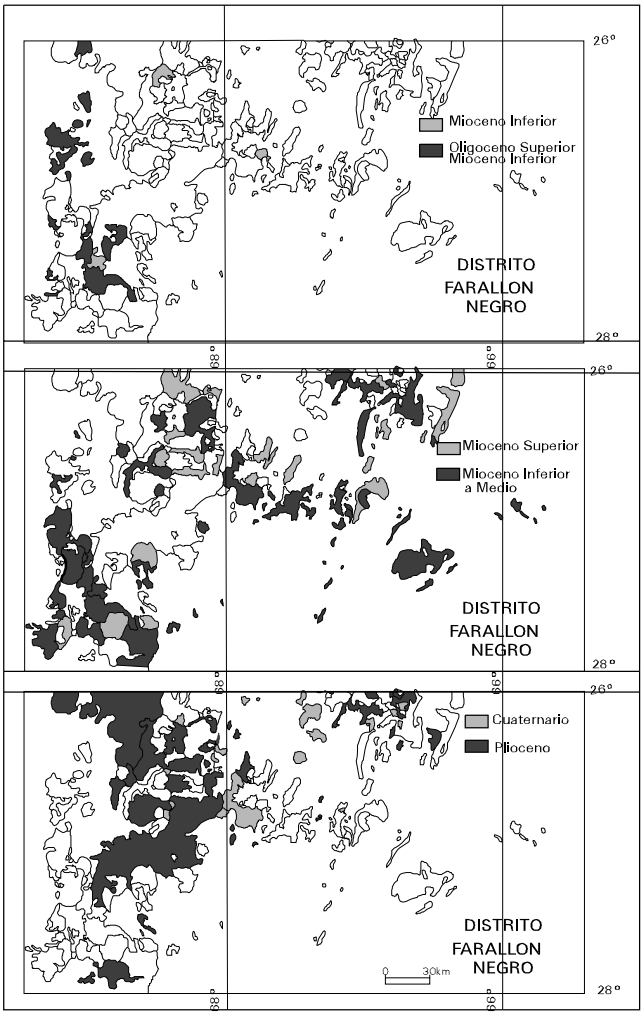


Figura 7. Distribución de las unidades neógenas entre los 26º y 28º L.S. en tres períodos: Oligocenoo superior-Mioceno inferior, Mioceno medio-Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario. Datos de Mpodozis *et al.* (1995), Baker *et al.* (1985), Sasso (1997), Secretaría de Minería (1995), González (1990) y González *et al.* (1989).

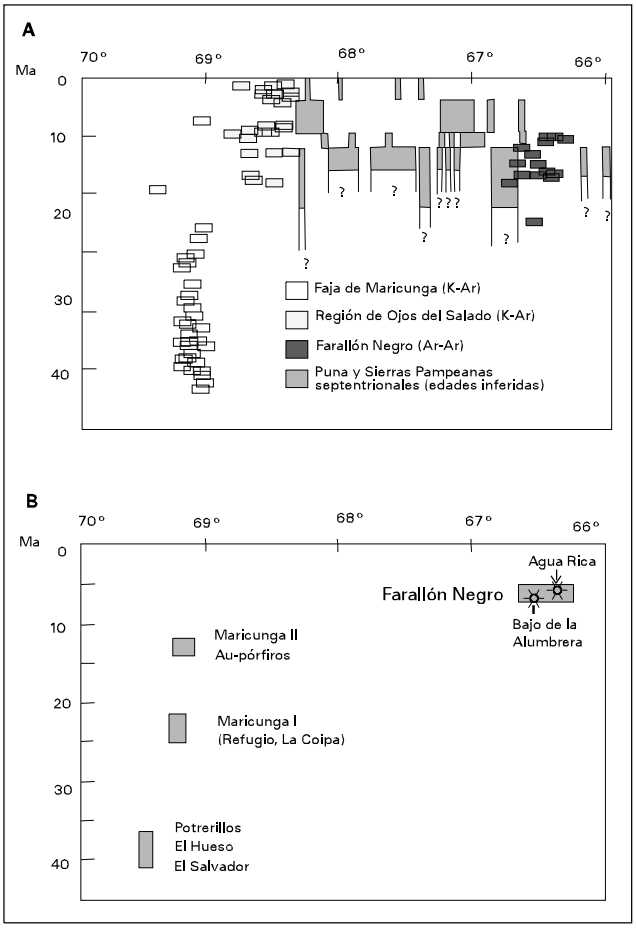


Figura 8. A. Compilación de datos geocronológicos seleccionados de rocas ígneas entre los 26º y 28º L.S. Los datos K/Ar de la Faja de Maricunga son de Kay *et al.* (1994b) y Mpodozis (1995) y los de la región de Ojos del Salado de González Ferrán *et al.* (1985). Los estudios de Maricunga y Ojos del Salado no se superponen arealmente y la ausencia de datos entre estas regiones dan lugar a un hiatus aparente. Edades Ar/Ar para la región de Farallón Negro de Sasso (1997). Edades de las rocas volcánicas de la Puna de Secretaría de Minería (1995). B. Compilación de datos geocronológicos seleccionados de yacimientos post-paleocenos entre los 26º y 28º L.S. Edades K/Ar de la Faja de Maricunga de Sillitoe *et al.* (1991). Edades K/Ar de El Salvador de Cornejo *et al.* (1997). Edades Ar/Ar de Potrerillos-El Hueso de Marsh *et al.* (1997) y edades Ar/Ar de Farallón Negro de Sasso (1997).

de la Línea Caliente Oriental (Richter, 1973; Richter y Parsons, 1975; Bonatti *et al.*, 1977) para un régimen de flujo calórico mayor. Este tipo de procesos pueden haber causado la devolatilización de la placa subductada a profundidades inusuales, posiblemente con la desestabilización de anfíbol y flogopita en una placa extensivamente deshidratada.

SÍNTESIS

Este segmento del arco andino ha sido anómalo geodinámicamente desde el Mioceno medio, pero se enriqueció considerablemente en Cu y Au a lo largo del Mesozoico y el Cenozoico. La asociación de una característica metalogénica fuerte con un ambiente geodinámico distintivo implica una relación causal fuerte.

Bajo de La Alumbrera y los pórfiros y depósitos epitermales vecinos se generaron durante un lapso breve pero dramático de expansión del arco volcánico andino central principal en el Mioceno medio a superior. Las rocas ígneas íntimamente asociadas cumplen con todos los requerimientos geoquímicos para la petrogénesis en zonas de supra-subducción y son similares tanto con las asociaciones volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno inferior como con las del Plioceno-Pleistoceno. Los depósitos neógenos mayores conocidos en la región, el yacimiento epitermal Ag-Au (-Cu) y el de Au de Refugio del Mioceno inferior en el distrito de Maricunga, y los centros mucho más al este de Bajo de la Alumbrera y Agua Rica del Mioceno superior, se emplazaron en mo-

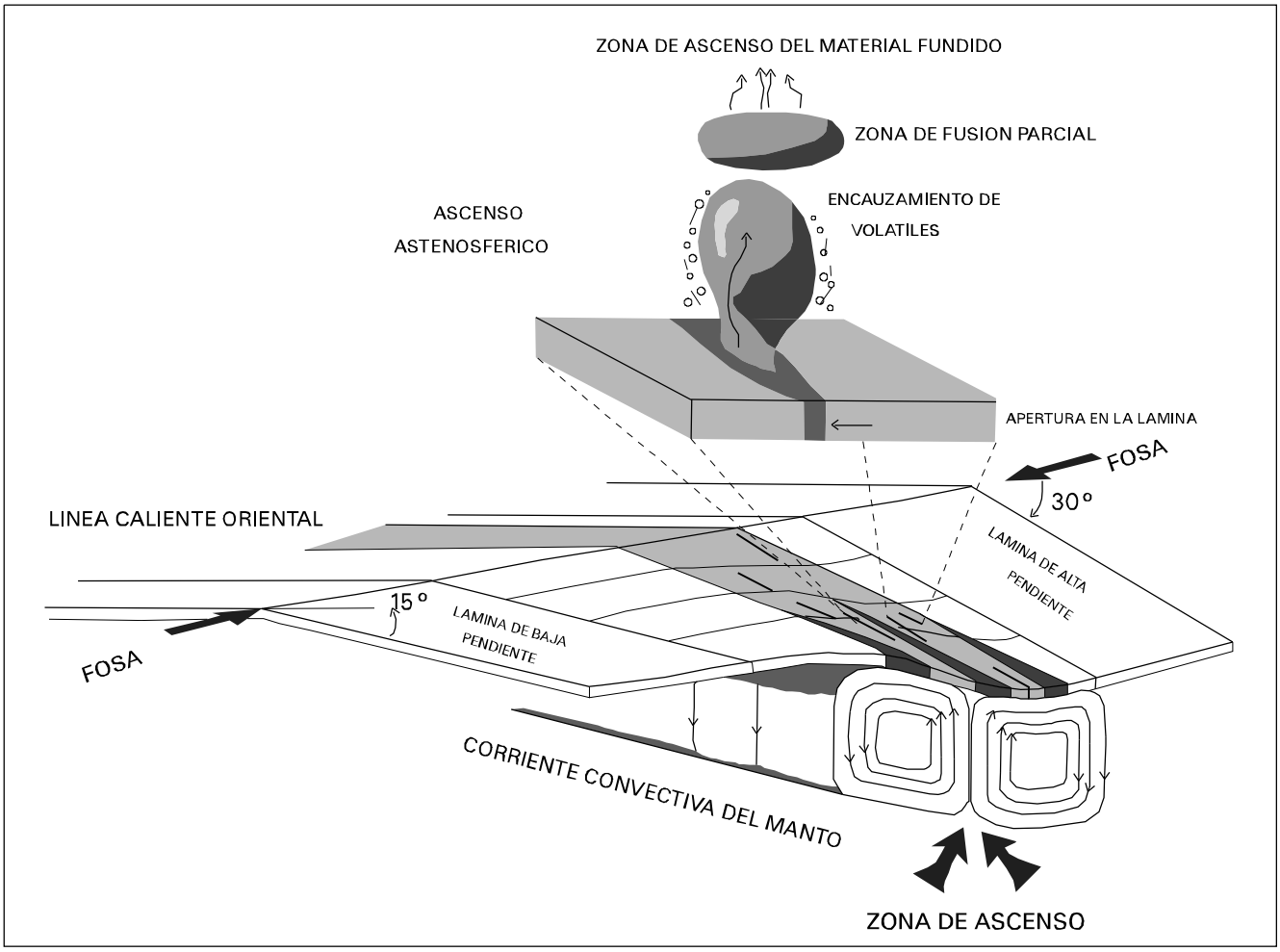


Figura 9. Esquema, visto hacia el noroeste, que ilustra el modelo geodinámico propuesto para el magmatismo de retroarco a la latitud de Farallón Negro (Sasso, 1997).

mentos de renovación del magmatismo de arco y de ascenso vasto del orógeno.

Las rocas magmáticas asociadas muestran fraccionamiento mínimo en HREE, lo que indica que se generaron a baja presión, en un ambiente de hornblenda estable. En contraste, los centros de pórfiro de Au del Mioceno medio del distrito de Maricunga se generaron en las etapas iniciales de una progresiva profundización del sitio de generación del magma en un arco esencialmente estacionario, que culminó con las relaciones Sm/Yb extremas de la asociación de Jotabeche (figura 3b). Estas relaciones entre petrogénesis y metalogénesis difieren significativamente de lo documentado por Ramos (1995) y Kay *et al.* (en prensa) para la faja más austral de El Indio, donde los depósitos mayores de Au (-Ag-Cu) se formaron en el Mioceno superior inmediatamente antes de un cambio en el quimismo del arco, reflejando una transición entre asociaciones residuales portadoras de hornblenda y portadoras de granate, y en loas etapas terminales del magmatismo de arco.

Por lo tanto los autores concluyen que: (1) de acuerdo con el argumento de Kay *et al.* (en prensa) los sistemas hidrotermales mayores en la región están verosimilmente asociados con rocas ígneas que muestran un fraccionamiento de HREE menor; pero (2) un cambio en la profundidad de generación del magma no es probablemente un factor crítico para destacar la fertilidad de la actividad hidrotermal. Estas diferencias enfatizan el hecho que, a diferencia de los distritos de El Indio y Los Pelambres-El Pachón, los depósitos de pórfiro y epitermales ricos en Cu y Au de la transecta Maricunga-Farallón Negro se generaron en el límite sur de la Zona Volcánica Central más que en la región de horizontalización de la placa. Por ello no estuvieron necesariamente involucrados cambios mayores en la inclinación de la placa en la actividad magmática e hidrotermal asociada y pueden no haber ocurrido en el área inmediata de estudio, tal como proponen Zentilli (1974) y Clark *et al.* (1976).

La transecta de Farallón Negro constituye un ejemplo claro de una discontinuidad transversal tectono-magmática en la fábrica del Neógeno y podría predecirse como el sitio de emplazamiento de mineralización mayor (Sillitoe, 1974). El margen del cratón neoproterozoico cámbrico de Arequi-

pa-Antofalla probablemente la infrayace y esto proveería una explicación para el límite del dominio metalogénico transversal que se extiende en el pasado en el Mesozoico. La naturaleza y longevidad de la Línea Caliente Oriental y su rol, respondiendo o contribuyendo a la fábrica de la placa sudamericana, se mantiene problemática, pero es innegable su coincidencia con la flexura actual de la placa subductada. En este contexto, la ocurrencia (figura 1) de los depósitos supergigantes (*sensu* Clark, 1993) del Mioceno superior Los Pelambres-El Pachón (Kay *et al.*, en prensa), el centro porfídico rico en Au de Paramillos Sur (Sillitoe, 1977) y los depósitos epitermales de la faja de San Luis (Urbina *et al.*, 1997) en la vecindad de un cambio más abrupto en la inclinación de la placa a los 32° a 33° L. S. es intrigante. A esta latitud, sin embargo, no hay características oceánicas documentadas directamente comparables con la Línea Caliente Oriental y las analogías con el área de Maricunga-Farallón Negro se mantiene inciertas.

Los autores postulan que la combinación de una circulación anómala en la astenósfera y rupturas transversales en la placa (figura 9) proveen una explicación plausible para la expansión del arco en el Mioceno medio cerca de los 27° L. S. La atenuación de gran escala de la corteza continental indicada por la acumulación de sedimentos pre-volcánicos pueden haber permitido la localización y rápido ascenso de magmas generados en este ambiente anómalo, minimizando a la vez su contaminación con litologías corticales someras y preservándolos entonces como potenciales fuentes de Cu y Au (e.g. Clark, 1973; Zentilli y Maksaev, 1995). Finalmente el depósito Bajo de la Alumbrera, geométricamente simple, alojado en el estratocono principal de Farallón Negro, puede considerarse que refleja la fertilidad inherente de este ambiente magmático-hidrotermal en tanto el centro más complejo de Agua Rica adquirió *status* económico sólo como resultado del rápido alzamiento del bloque de Aconquija. El levantamiento promovió un enriquecimiento bajo condiciones tardío hipogénicas epitermales y subsecuentemente por alteración supergénica.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución al Proyecto Metalogenético de los Andes de la Universidad Queen está basado en la tesis Ph.D. del primero de los autores. Se reconoce agradecidamente a M.I.M. Exploration Pty Ltd., American Resources Corp., BHP Minerals Ltd., Placer Dome Sud America Ltd. y Minera Alumbrera por su generoso soporte financiero y logístico. Edward Farrar proveyó un generoso soporte a lo largo de la investigación. Se recibió asimismo financiamiento mediante las becas a A.M.S. de la Universidad de Queen y a través de la National Science and Engineering Research Council de Canadá a A.H.C. y E. Farrar. A.M.S. fue premiada con una de las primeras becas H. E. McKinstry de la Society of Economic Geologists. Los autores agradecen a Yacimientos Mineros Agua de Dionisio por permitir el acceso y estudio de la región de Farallón Negro. Se recibieron contribuciones intelectuales y/o logísticas de Jack Crawford, Joe Pieckenbrock, Nivaldo Rojas, Vic Wall, Peter Forrestal, Steve Brown, E. Max Baker, John Guilbert y Rick Allmendinger. Nicolás Montenegro y Eduardo Llambías proveyeron su conocimiento sobre los aspectos regionales del Complejo Volcánico Farallón Negro; Mari Carrizo asistió en definir la secuencia de la mineralogía de las venas y episodios de alteración de Bajo de la Alumbrera y John Mortimer, Martin Leake y Claudio Deveaux clarificaron muchos aspectos del depósito de Agua Rica. Se agradece a Jay Harrington, Dave Braxton y Cristian Jofre por su asistencia en el campo. A Doug Archibald por su guía en el laboratorio de láser Ar/Ar de Queen a Tom Ullrich por el dibujo creativo de los diagramas y a Joan Charbonneau por el tipeado final del texto.

Se agradece la constructiva, completa y rápida revisión del manuscrito hecha por el editor Leslie Landefeld, el árbitro William X. Chávez Jr y un árbitro anónimo.

NOTA

La presente es una traducción con autorización de los autores del artículo publicado en SEG Newsletter, 34: 1-18 (julio 1998).

BIBLIOGRAFÍA

Allison, A. E., 1986. The Geology of the Bajo el Durazno porphyry copper-gold Prospect, Catamarca Province, Argentina. *University of Arizona, Unpublished M. Sc. Dissertation,* 167 p. Tucson, Arizona.

Allmendinger, R. W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna plateau, northwest Argentina Andes. *Geological Society of America, Bulletin,* 97: 1070-1082.

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. *Instituto Nacional de Investigaión de las Ciencias Naturales,* 542 p. Buenos Aires.

Arancibia, O. N. y A. H. Clark, 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry Cu-Mo-Au deposit, British Columbia. *Economic Geology,* 91: 402-438.

Arribas, A., J. W. Hedenquist, T. Itaya, T. Okada, R. A. Concepción y J. S. García, 1995. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. *Geology*, 23: 337-340.

Assumpcao, M. y M. Araujo, 1993. Effect of theAltiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics* 221: 475-496.

Baker, P. E., O. González Ferrán y D. C. Rex, 1987. Geology and geochimistry of theOjos del Salado volcanic region, Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 85-96.

Bonatti, E., C. G. A. Harrison, D. E. Fisher, J. Honorez, J. G. Shiling, J. J. Stipp y M. Zentilli, 1977. Easter volcanic chain (southeast Pacific): A mantle hot line. *Journal of Geophysical Research,* 82: 2457-2478.

Caelles, J. C., 1979. The Geological Evolution of the Sierra Pampeanas Massif, La Rioja and Catamarca Provinces, Argentina. *Queen's University, Unpublished Ph.D. dissertation*, 514 p, Kingston, Ontario.

Caelles, J. C., A. H. Clark, E. Farrar, S. L. McBride y S. Quirt, 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the farallón Negro-Capillitas district, Catamarca, Argentina. *Economic Geology,* 66: 961-964.

Candela, P. A., 1989. Felsic magmas, volatiles and metallogenesis. In Whitney, J. A. and A. J. Naldrett, eds., Ore deposition associated with magmas. *Reviews in Economic Geology,* 4: 223-233.

Chinn, D. S. Y B. L. Isaacks, 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides island arc. *Tectonics*, 2: 529-564.

Clark, A. H., 1993. Are ousize porphyury copper deposits either anatomically or environmentallu distinctive? In Whitingm B. H. C. J. Hodgson y R. Mason, Eds. Giant Ore Deposists. *Society of Economic Geologists, Special Publication,* 2: 213-283.

Clark, A. H. Y O. N. Arancibia, 1995. The occurrence, paragenesis and implications of magnetite-rich alteration-mineralization in clacalkaline porphyry copper deposits, in Clark, A. H., Ed., Giant ore deposits II: Controls on the scale of orogenic magmatic-hydrothermal mineralization. *Proceedings of the Second Giant Ore Deposits Workshop, Kingston, Ontario, Queen's University,* April, 1995: 583-640.

Clarkl, A. H. y M. Zentilli, 1972. The evolution of a metallogenic province at a consuming plate margin: the Andes between latitudes 26° and 29° South [extended Abstract]. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin,* 65: 37.

Clark, A. H., A. E. S. Mayer, C. Mortimer, R. H. Sillitoe, R. U. Cooke y N. J. Snelling, 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*, 215: 723-724.

Clark, A. H., E. Farrar, S. J. Haynes, S. Quirt, H. Conn y M. Zentilli, 1970. K-Ar chronology of granite emplacement and associated mineralization, Copiapó mining district, Atacama, Chile [abstract]. *Economic Geology,* 65: 736.

Clark, A. H., E. Farrar, J. C. Caelles, S. J. Haynes, R. Lortie, S. McBride, S. Quirt y M. Zentilli, 1973. The magmatic, tectonic and metallogenetic evolution of theCentral Andes mobile belt between Latitudes 26° and 29° South: an investigation of one transect of the «Andean-type» consuming plate margin [extended abstract]. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's interior, Geodynamic Conference,* Lima, Perú, August 22-28, 1973, Proceedings.

Clark, A. H., E. Farrar, J. C. Caelles, S. J. Haynes, R. B. Lortie, S. L. McBride, G. S. Quirt, R. C. R. Robertson y M. Zentilli, 1976. Longitudinal variations in the metallogenic evolution of the Central Andes: A progress report, in Strong, D. F. ed., Metallogeny and Plate Tectonics. *Geological Association of Canada, Special Paper,* 14: 23-58.

Cline, J. S., 1995. Genesis of porphyry copper deposits: The behavior of water, chloride and copper deposits of the American Cordillera. In Pierce, F. W. And J. :G. Bolm, eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera. *Arizona Geological Society Digest,* 20: 69-82.

Cornejo, P. R. M. Tosdal, A. J. Tomlinson, O. Rivera y C. M. Fancing, 1997. El Salvador porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework. *International Geology Review,* 39: 22-54.

Davidson, J. y C. Mpodozis, 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*, 86: 1174-1186.

Dostal, J., M. Zentilli, J. C. Caelles y A. H. Clark, 1977. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°-28° S). *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 63: 113-128.

Farrar, E., A. H. Clark, S. J. Haynes, G. S. Quirt, H. Conn y M. Zentilli, 1970. K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters,* 9: 17-28.

González, O., 1990. Las volcanitas del Portezuelo de las Animas, sierra de Aconquija Provincias de Catamarca y Tucumán. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 45: 386-396.

González, O., R. M. Paz y M. Godeas, 1989. Volcanitas en El Rincón y Huertas Viejas, Sierra de Aconquija, Tucumán. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 44: 169-174.

Gonálea Bonorino, F., 1950. Geología y Petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá). *Dirección General de Industria y Minería, Boletín,* 70, 100 p.

González Ferrán, O., P. E. Baker y D. C. Rex, 1985. Tectonic-volcanic discontinuoty at latitude 27° S, Andean Range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics*, 112: 423-441.

Guilbert, J. M., 1995. Geology, alteration mineralization and genesis of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Catamarca province, Argentina, in Pierce F. W. and J. G. Bolm, Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera. *Arizona Geological Society Digest,* 20: 646-656.

Haynes, S. J., 1975. Granitoid Petrochemistry, metallogeny and Lithospheric Plate tectonics, Atacama Province, Chile. *Queen's University, Unpublished Ph. D. Dissertation,* Kingston, Ontario, 331p.

Isacks, B. L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research,* 93: 3211-3231.

Jones, P., 1994. The Farallón Negro-Bajo de la Alumbrera colcano-plutonic cluster. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1571-1575.

Jones, P., 1997. The Farallón Negro-Bajo de la Alumbrera volcano-plutonic cluster. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 17-27.

Kay, S. M. y J. M. Abruzzi, 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean «flat-slab» between 30° and 32° S. *Tectonophysics*, 259. 15-28.

Kay, S. M., C. Mpodozis, A., V. Ramos y F. Munizaga, 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28° to 33° S) Argentina, in Haron, R. S. And C. W. Rapela, Eds. *Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America Special Paper* 265: 113-137.

Kay, S. M., B. Coira y J. Viramonte, 1994a. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, cenral Andes. *Journal of Geophysical Research,* 99: 24323-24339.

Kay, S. M., C. Mpodozis, A. Tittler, y P. Cornejo, 1994b. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral Belt in Chile. *International Geology Review,* 36: 1079-1112.

Kay, S. M., C. Mpodozis y B. Coira (en prensa). Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22° S to 33° S), in Skinner, B. J., Ed., Geology and Mineral Deposits of the Central Andes. *Society of Economic Geologists, Special Publication.*

Keith, J. D., A. J. Whitney, K. Hattori, G. H. Ballantyne, E. H. Christiansen, D. L. Baro, T. M. Cannan y C. J. Cook, 1997. The role of magmatic sulfides and mafic alkaline magmas in the Cingham and Tintic mining districts. *Utah. Journal of Petrology,* 38: 1679-1690.

Koukharsky, M. y J. C. Mirré, 1976. Mi Vida prospect: A porphyry copper-type deposit in norhwestern Argentina. *Economic Geology,* 71:849-863.

Llambías, E. J., 1970. Geología de los yacimientos mineros Agua de Dionisio. *Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 1: 2-32. Buenos Aires.

Llambías, E. J., 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27: 161-169.

Losada-Calderón, A. J., S. L. McBride y M. S. Blom. Geology and Ar/Ar geochronology of magmatic activity in the Nevados del Famatina District, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences,* 7: 9-24.

Lowell, J. D. y J. M. Guilbert, 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology,* 65: 373-408.

Malvicini, L. y E. J. Llambías, 1963. Mineralogía y origen de los minerales de manganeso y sus asociados en Farallón Negro, Alto de la Blenda y Los Viscos, Hualfín, Catamarca. *Asociación Geológica Argentina,* 18: 77-102.

Márquez Zavalía, M. F., 1988. Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas (Catamarca, República Argentina). *Universidad Nacional de Salta, Tésis doctoral* inédita, 179 p.

Marsh, T. M., M. T. Einaudi y M. McWilliams, 1997. Ar/Ar geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralization in thge Potrerillos District, Chile. *Economic Geology,* 92: 784-806.

McBride, S. L., 1972. A Potassium-Argon Age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. *Queen's University, Unpublished M. Sc. Dissertation,* Kingston, Ontario, 101 p.

Mc. Bride, S. L., J. C. Caelles, A. H. Clark y E. Farrar, 1976. Paleozoic radiometric age provinces in the Andean basement, Latitudes 25°30° S. *Earth and Planetary Science Letters,* 29: 373-383.

Mining Journal Ltd., 1979-1997. Mining Annual Review, London, *The Mining Journal Ltd.*

Mortimer, C., 1973. The Caeonozoic history of the southern Aracama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society,* 129: 505-526. London.

Mpodozis, C., 1995. Evolución magmática terciara de la región de transición entre la ZVC y la zona de subducción de los Andes Chilenos. Informe final, Proyecto Fondecyt 149/92. *Servicio Nacional de Geología y Minería,* 2 volúmenes. Santiago.

Mpodozis, C., P. Cornejo, S. M. Kay y A. Titler, 1995. La franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile,* 22: 273-313.

Müller, D. y D. I. Groves, 1995. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Lecture Notes in the Earth Sciences* 56, Berlin, Springer-Verlag, 210 p.

Northern Orion Explorations Ltd., 1996, press Release, Vancouver, B. C., November 26, 1996.

Pecerillo, A. y S. R. Taylor, 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from the Castamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 58: 63-81.

Proffett, J. M., 1995. Geology of the bajo de la Alumbrera Porphyry Copper-Gold Deposit, Catamarca province, Argentina. *Minera Alumbrera Internal Report,* Anchorage, Alaska, 85 p.

Quin, S. P., y Z. T. Nikic, 1996. Discovery and exporation of a giant copper-gold porphyry -the Agua Rica deposit, Catamarca province, Argentina. *Northern Orion explorations Ltd., Unpublished Presentation ar Cordilleran Roundup '96*, Feb. 2 1996. Vancouver, B. C., 6 p.

Ramos, V. A., 1977. Basement tectonics from Landsat imagery in mining exploration. *Geologie en Mijnbow,* 56: 243-252.

Ramos, V. A., 1995. Evolución tectónica del segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales (27° S-34° S) y su control en las manifestaciones auríferas epitermales. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica, Actas:* 82-94.

Reynolds, P., C. Ravenhurst, M. Zentilli y D. Lindsay, 1997. High precision Ar/Ar dating of two hydrothermal events in the Chuquicamata porphry coppter system, Chile [abstract]. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Annual Meeting,* Ottawa, Ontario, may 19-21, 1997. Program with abstracts, p. A-125.

Reynolds, P., C. Ravenhurst, M. Zentilli y D. Lindsay, in press. High precision Ar/Ar dating of two consecutive hydrothermal events in the Chuquicamata porphry coppter system, Chile. *Chemical Geology.*

Richter, F. M., 1973. Convection and large-scale circulation of the mantle. *Journal of Geophysical Research,* 78: 8735-8745.

Richter, F. M. y B. Parsons, 1975. The interaction of two scales of convection in the mantle. *Journal of Geophysical Research,* 80: 2529-2541.

Sasso, A. M., 1993. Evolution and origin of porphyry Cu-Au and epithermal mineralization, Farallón Negro district, Catamarca, Northwest Argentina. *Queen's University, Ph. D. Thesis, proposal (submitted to Recursos Americanos Argentinos and International Musto),* 12 p., May 11, 1993, Kingston, Ontario.

Sasso, A. M., 1995. Progress Report: Farallón Negro and Capillitas districts research. Unpublished report submitted to M.I.M. Exploration pty. Ltd., Placer Dome SudAmerica Ltd., BHP Minerals International Exploration Inc., and Recursos Americanos Argentinos S. A., *Queen's University,* 52 p.

Sasso, A. M., 1996. Progress Report: Farallón Negro and Capillitas districts research. Unpublished report submitted to M.I.M. Exploration pty. Ltd., Placer Dome SudAmerica Ltd., BHP Minerals International Exploration Inc., and Recursos Americanos Argentinos S. A., *Queen's University,* 94 p.

Sasso, A. M., 1997. Geological evolution and metallogenetic relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. *Queen's University, Unpublished Ph.D. dissertation,* 842 p. Kingston, Ontario.

Sasso, A. M., A. h. Clark y E. Farrar, 1995. Tectonic controls on scale of upper Miocene porphyry Cu-Au mineralization in the Chilean Andes, in Clark, A. H. Ed., Giant Ore Deposits II: Controls on the Scale of Orogenic Magmatixc Hydrothermal Mineralization. *Proceedingd of the Second Giant Ore Deposits Workshop, Queen's University,* April, 1995, Kingston, Ontario: 101-111.

Secretaría de Minería de la Nación, 1995. Mapa Geológico de la Provincia de Catamarca, escala 1:500.000. Buenos Aires.

Sillitoe, R. H., 1972. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geological Society of America, Bulletin,* 83: 813

Sillitoe, R. H., 1973a. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology,* 68: 799-815.

Sillitoe, R. H., 1973b. Geology of the Farallón Negro Porphyry copper deposits, Northwest Argentina. *United Nations Development Project,* unpublished report, 25 p.

Sillitoe, R. H., 1974. Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny. *Nature*, 250: 542-545.

Sillitoe, R. H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology,* 72: 99-103

Sillitoe, R. H., 1989. Gold deposits in Western Pacific island arcs: The magmatic connection. *Economic Geology, Monograph,* 6: 274-291.

Sillitoe, R. H., E. H. McKee y T. Vila, 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, northern Chile. *Ecnomic Geology,* 86: 1261-1270.

Stults, A., 1985. Geology of the Bajode la Alumbrera Porphyry Copper and Gold Prospect, Catamarca Province, Argentina. *University of Arizona, Unpublished M.Sc. dissertation,* 75 p. Tucson, Arizona.

Suchomel, B. J., 1983. An Economic Geologic Evaluation of the Bajo de Agua Tapada Base and Precious Metal Prospect, Catamarca Province, Argentina. *United Nations Development Program,* Unpublished report, 49 p. New York.

Tabutt, K., C. W. Naeser, T. E. Jordan y P. F. Cerveny, 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44: 408-419.

Tosdal, R. M., 1996. The Amazon-Laurentian conncection as viewed from Middle Proterozoic rocks in the central Andes, wetsern Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, 15: 827-842.

Turner, J. C., 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca (Catamarca). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 17: 11-46.

Turner, J. C., 1973. Decripción geológica de la Hoja 11d Laguna Blanca (Provincia de Catamarca). *Servicio Nacional de Geología y Minería,* 71 p.

Urbina, N. P., P. Sruoga y L. Malvicini, 1997. Late Tertuary gold bearing volcanic belt in the Sierra Pampeanas of San Luis, Argentina. *International Geology Review,* 39: 287-306.

Urreiztieta, M., D. Gapais, C. Le Corre. P. R. Cobbold y E. Rosello, 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development ar the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonophysics*, 254: 17-39.

Zentilli, M., 1974. Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile between 26° and 29° S. *Queen's University, Unpublished Ph.D. dissertation*, 446 p. Kingston, Ontario.

Zentilli, M. y V. Maksaev, 1995. Metallogenetic model for the late Eocene-Early Oligocene supergiant porphyry event, northern Chile. In Clark, A. H. Ed., Giant Ore Deposits II: Controls on the scale of orogenic magmatic-hydrothermal mineralization. *Proceedings of the Second Giant Ore Deposits Workshop, Queen's University, Kingston*, Ontario. April, 1995, second, corrected printing, 1996, 152-165.

Angera, J. A., 1999. Mina Bajo de la Lumbrera, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1451-1461, Buenos Aires.



MINA BAJO DE LA ALUMBRERA, CATAMARCA

Juan A. Angera[1]

INTRODUCCIÓN

El depósito de pórfiro de cobre y oro de Bajo de La Alumbrera está situado en el noroeste de la Argentina en la provincia de Catamarca. A la fecha se delineó un recurso total de mineral (*in situ*) de 767 Mt con 0,51% de cobre y 0,64 g/t de oro. El depósito se localiza en el complejo volcánico Farallón Negro del Mioceno medio a tardío, situado en las Sierras Pampeanas, una región de cuencas y sierras controladas por fallas inversas de pendientes suaves, en el lado este de los Andes. El complejo volcánico se interpreta como un estratovolcán fósil de 16 km de diámetro que contiene rocas extrusivas andesíticas y dacíticas. La intrusión de pórfiros dacíticos con mineralización de cobre y oro ocurre en las etapas tardías de la evolución del complejo volcánico. El actual nivel de exposición de La Alumbrera es aproximadamente de 2,8 km debajo de la superficie en el momento del emplazamiento de los pórfiros mineralizados.

UBICACIÓN

Mina Bajo de La Alumbrera se encuentra en el departamento Belén, distrito Hualfín, a una altura media de 2.560 m sobre el nivel del mar. Las localidades más cercanas son: 20 km al norte, Los Nacimientos; 100 km al sudoeste, Belén; 120 km al noreste, Santa María.

Se encuentra a 400 km al noroeste de Catamarca capital y a 320 km al sudoeste de San Miguel de Tucumán.

La ruta que posibilita el acceso a la mina, es la Nacional 40 que une las localidades de Belén, Los Nacimientos y Santa María.

[1] *Minera Alumbrera Ltd.*

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Sus recursos cubicados, de 767 Mt, antes del minado, con leyes de cobre de 0,51% y oro de 0,64 g/t, la ubican entre las 9 minas más grandes del mundo y una de las mayores productoras de oro de Sudamérica.

Durante sus siete primeros años de producción, se enviarán a planta de beneficio 85.000 t/día de mineral y 245.000 t/día a botaderos de estéril y stocks de baja y media ley.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

La Mina se explota a cielo abierto con bancos de 17 m de altura. Las grillas de voladura se perforan con perforadoras Ingersol Rand DM-H, eléctricas, en diámetros de 12 ¼" y 13 ¾". Las palas cargadoras son Bucyrus BE495, eléctricas, de 80 t por baldada.

El transporte desde la mina, hacia el chancador primario y pilas se realiza con camiones Caterpillar 793 de 240 t de capacidad.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

El Bajo, está dentro de la propiedad minera de Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio, distrito minero que registra actividad minera no bien documentada desde el siglo pasado o tal vez antes, encontrándose numerosas labores de las cuales se desconoce su verdadera antigüedad, consistiendo en su mayoría, en laboreos someros de poco desarrollo, como socavones, chiflones o destapes sobre vetas auroargentíferas.

A partir de finales de la década del 30, comienza a generarse información fidedigna, como resultado de los trabajos de investigación llevados a cabo por el naturalista Abel

Peirano, en referencia a los depósitos vetiformes auríferos de Farallón Negro.

En Bajo de La Alumbrera los primeros trabajos geológicos comienzan hacia fines de la década del 40, con los primeros mapeos de superficie.

Fueron numerosos los geólogos nacionales y extranjeros que contribuyeron al conocimiento de la geología del depósito.

La exploración con sondeos a diamantina comenzó en 1968, comtinuando en la década del 70 y, con interrupciones hasta 1982, planes de exploración llevados a cabo por YMAD (Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio) y plan NOA de la Secretaría de Minería de La Nación, llegándose a completar en estas etapas casi 19.000 m de sondajes.

En 1986, IDEMSA perfora 1.300 m, para completar información en vista de lo que se llamó "Proyecto Chico", para aprovechamiento del oro de la capa superficial del bajo.

Hasta 1992 no se registró actividad exploratoria, año en el cual la Empresa Musto, de Canadá, se adjudicó la licitación internacional impulsada por YMAD con el objeto de factibilizar el proyecto.

Entre 1992 y 1993 se perforaron 7.850 m de diamantina.

En 1994, Mim Holdings Limited, de Australia, adquiere el 50% de las acciones de Musto y comienza con nuevas campañas de sondajes.

Entre 1994 y 1995 perforaron 12.950 m de diamantina.

En julio de 1995, se dan por comenzadas las tareas preliminares de movimiento de suelos para la construcción del actual proyecto.

Propietarios

La mina pertenece a Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio, empresa nacional mixta, integrada por la provincia de Catamarca y la Universidad Nacional de Tucumán. La concesión de explotación pertenece a Minera Alumbrera Ltd., cuyos integrantes son: Mount Isa Mining (MIM) Holdings Ltd, de Australia, con el 50% de las acciones; North Limited, de Australia, con el 25% de las acciones y Río Algom Limited, de Canadá, con 25% de las acciones.

Por el tiempo que dure la explotación, se formó una UTE (Unión Transitoria de Empresas) entre Minera Alumbrera Ltd y Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio.

GEOLOGÍA REGIONAL

El depósito está emplazado en el Complejo Volcánico Farallón Negro, de edad miocena-pliocena, a su vez situado en el ambiente de Sierras Pampeanas, muy próximo al límite sur de Puna.

El Complejo Volcánico Farallón Negro está formado por una serie de rocas extrusivas de naturaleza andesítisa-dacítica (coladas de lava, brechas, aglomerados, etc). Es interpretado como un extenso estratovolcán de aproximadamente 16 km de diámetro y 6.000 m de altura. Un intrusivo de composición diorítico-monzonítica en la zona central podría coincidir con el centro eruptivo (Monzonita de Alto de La Blenda).

El emplazamiento de cuerpos hipabisales de pórfiros dacíticos, en el complejo volcánico, que dieron origen a la mineralización, corresponden a las etapas finales de la evolución de aquel.

COMPLEJO VOLCÁNICO FARALLÓN NEGRO

En el complejo volcánico, predominan rocas de naturaleza andesítica, y está integrado por intercalaciones de brechas, coladas y aisladas lentes volcanoclásticas, a su vez intruidas por cuerpos irregulares andesíticos, y en su parte central un stock monzonítico. Pequeños intrusivos dacíticos, por lo común mineralizados, completan estas intrusiones.

Sus brechas volcánicas están caracterizadas por la ausencia de orden o estratificación, gran variedad en tamaño y forma de sus fragmentos, polimícticas con variación de texturas color y grado de meteorización de sus fragmentos. Tienen un tipo predominante de clasto y su matriz es similar en composición al del clasto predominante.

Las coladas varían en composición de andesíticas a basálticas.

En el sector norte del Bajo de La Alumbrera, se describió una secuencia de 670 m de espesor de andesitas, que se dividió en unidades basándose en sus características texturales.

La mayoría de estas unidades son del tipo brecha oligomíctica y tobas brechosas con clastos y matriz de igual composición.

La unidad inferior consiste en una andesita con piroxeno y finos cristales de plagioclasa. Tiene 180 m aflorantes y se detectó por perforaciones un espesor de al menos 465 metros.

Se continúa con un paquete de 160 m de andesita con hornblenda-plagioclasa de tipo brecha soldada.

Le siguen 150 m de brechas tobáceas con abundantes cristales finos de plagioclasa y piroxeno, que aumentan su tamaño y abundancia hacia la parte superior de la unidad.

Continúa con 70 m de brechas con hornblenda y piroxeno y plagioclasa de grano fino a medio.

La secuencia termina con 40 m de brechas con abundante plagioclasa fina y piroxeno, con menor hornblenda.

Varios tipos de diques andesíticos cortan a las andesitas extrusivas e inclusive a los intrusivos.

En Bajo de La Alumbrera, diques de diferentes tipos y orientación cortan a algunos pórfiros dacíticos.

Los diques encontrados en el bajo, parecen no tener un arreglo preferencial, mientras que en el resto del complejo y en especial en las cercanías de Farallón Negro, son comunes las orientaciones este-oeste y oeste-noroeste, o también un arreglo radial con centro en el intrusivo de Alto de La Blenda.

El intrusivo monzonítico de Alto de La Blenda tiene un diámetro aflorante de 4 km, intruyendo a las andesitas

del Complejo entre Farallón Negro y El Bajo de La Alumbrera. Es una roca de grano fino con biotita, plagioclasa, hornblenda, magnetita y escaso cuarzo.

Se encontraron xenolitos de igual composición en algunos pórfiros del bajo, indicando esto, su posible extensión en profundidad.

Otros cuerpos de pórfiros dacíticos, además de los del bajo, afloran en Agua Tapada, Las Pampitas, San Lucas y El Espanto.

Pequeños cuerpos de riodacita se encuentran en el sector noroeste del distrito (Macho Muerto y Loma Morada) representando la actividad ígnea más joven.

GEOLOGÍA DE DEPÓSITO

Litología

Las litologías y alteraciones que a continuación se detallan, fueron descriptas y ordenadas durante la campaña de exploración de 1994-1995, por John Proffett (figura 1).

Los cuerpos intrusivos relacionados con la mineralización, consisten en una serie de pórfiros dacíticos, intruidos en el Complejo volcánico Farallón Negro. La mineralización también se extiende a las andesitas que fue-ronintruidas por estos pórfiros.

Los pórfiros en el Bajo de La Alumbrera, ocurren como cuerpos tipo stocks en su parte central y diques en su parte central y bordes.

Se puede distinguir una serie de intrusiones de pórfiro dacítico, formando un stock principal. Intrusiones tardías en forma de diques, cortan a este stock principal y se extienden en las andesitas adyacentes.

Los distintos pórfiros pueden ser distinguidos por sus variedades texturales y contenido de fenocristales, pero son clasificados como intrusiones individuales por reconocimiento de contactos y relaciones de yacencia.

Las texturas porfíricas consisten en fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíboles de hasta unos pocos milímetros en su máxima dimensión, en una matriz fina, cristalina de cuarzo y feldespato. Prominentes ojos de cuarzo redondeados pueden aparecer en algunas variedades de pórfiro. Xenolitos de roca de campo, andesíticos, monzoníticos o de pórfiros tempranos, pueden aparecer en pórfiros más tardíos. También pueden contener localmente, abundantes fragmentos angulosos de venas de cuarzo.

Las unidades de pórfiro, de más antiguas a más jóvenes son:

Pórfiro los Amarillos (antiguo pórfiro 1): Es un stock en la parte norte, noroeste del depósito con variedades texturales de pórfiro fino a equigranular fino. Localmente puede presentar venas de cuarzo esparcidas. Está intensamente alterado por alteración destructiva de feldespato. Gran parte de su textura original y composición son dificiles de determinar. Es un pórfiro premineral.

Se encuentra cortado por una serie de diques que fueron denominados Diques de Pórfiro del Noroeste y pequeños cuerpos de pórfiros con abundantes venas de cuarzo.

En su borde noroeste, está muy bien expuesto su contacto con andesitas, con suave a moderada inclinación al este-sureste.

Su contacto este y sureste es con pórfiro tipo P3.

Contiene del 15 al 20% de fenocristales de plagioclasa, subhedrales a anhedrales, alteradas, de 0,5 a 3 milímetros. De 0,5 hasta 3% de fenocristales de cuarzo de 0,5 a 5 mm y de 1 a 10% de relictos de fenocristales de máficos, incluyendo biotita hexagonal, de 1 a 2 milímetros. Los fenocristales de cuarzo son irregulares en tamaño, forma y abundancia, desde muy redondeados hasta cuadrados, casi euhedrales.

Su matriz es gris clara, de afanítica a grano muy fino. En sectores, es de grano más grueso, con cuarzo y relictos de feldespato de hasta 0,4 milímetros.

Stock Principal: En las adyacencias de los originales cerros Colorado Norte y Colorado Sur, en la parte central de la mina, y hacia el oeste y suroeste de ellos, afloraba el stock principal con alteración potásica desde suave a intensa, venas de cuarzo y mineralización de cobre.

Los mapeos de años anteriores lo subdividían en dos pórfiros (P2 y P3) en base a su abundancia de magnetita, pero mapeos posteriores lo hacen básandose en sus relaciones de campo.

La fase más antigua, que en parte coincide con el previo P2, se designó como pórfiro Colorado Norte, generalmente con abundante mineralización.

Hay otros pórfiros más jóvenes, también mineralizados, que en parte coinciden con el previo P3, y han sido agrupados como P3 Temprano y pórfiro Ojos de Cuarzo, que a su vez se encuentran intruidos por fases más tardías, como las que se incluyen bajo la denominación de pórfiro Campamento, pórfiro Norte y otros pórfiros tardíos.

Pórfiro Colorado Norte: (P2). El cuerpo principal de pórfiro Colorado Norte, se ubicaba en su afloramiento original ocupando los cerros Colorado Norte y oeste del Colorado Sur.

Durante los trabajos de exploración por sondeos, se comprobó su continuidad en profundidad, como una masa cilíndrica por debajo de aquellos cerros, aunque retirándose su contacto oeste hacia el este.

Intruye a las andesitas y es intruído por P3 temprano, pórfiro Ojos de Cuarzo y todos los demás pórfiros jóvenes.

Su mineralogía y textura original, están por lo común destruidas por intensa alteración potásica. Cuando se encuentra preservada su textura, presenta libros de biotita entre 1 y 4% de 2 a 3 mm, 1 a 3% de hornblenda reemplazada por biotita secundaria y algunos fenocristales de cuarzo de 2 a 6 milímetros.

Al disminuir la intensidad de alteración, presenta 10 a 25% de fenocristales de plagioclasa anhedrales a

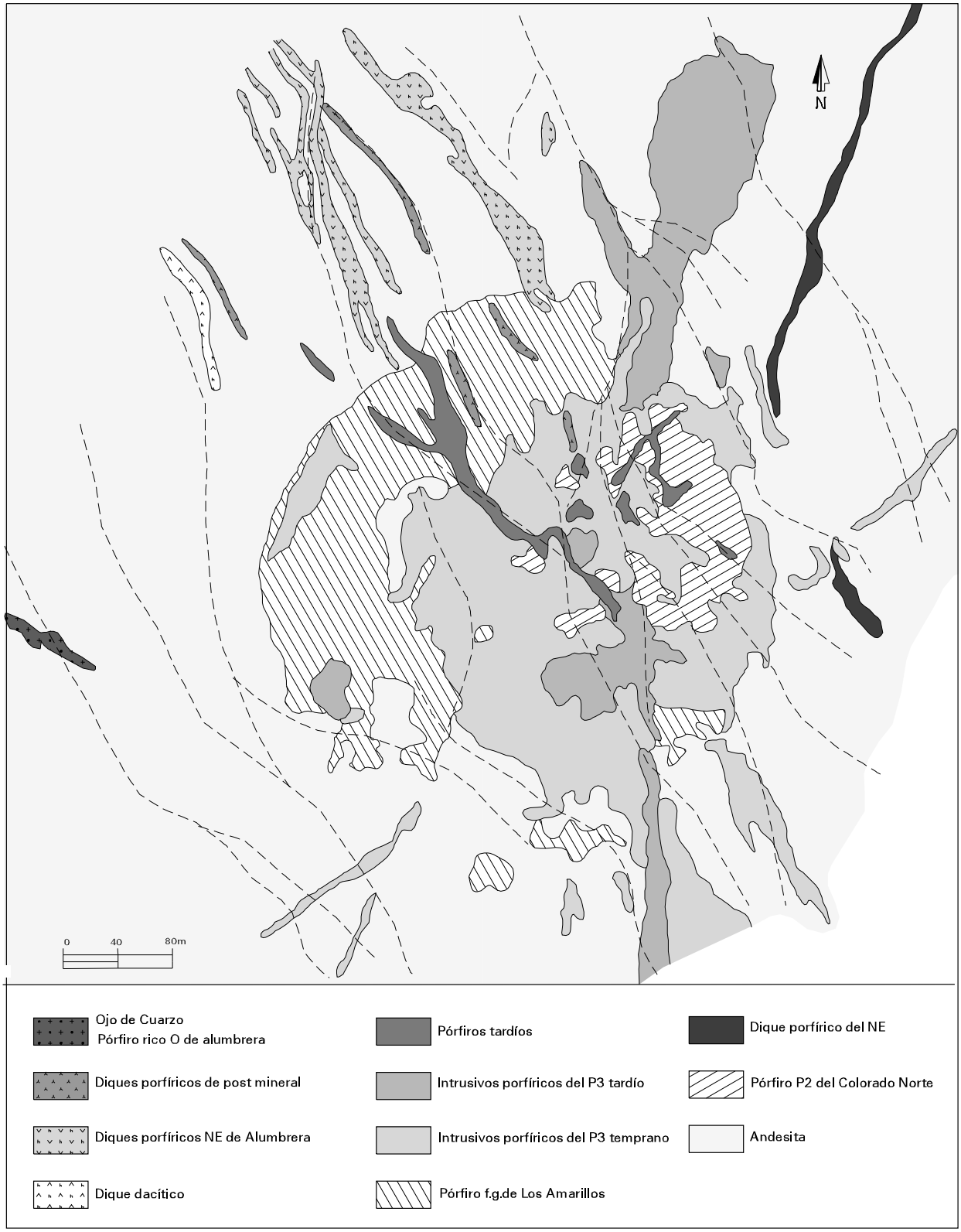


Figura 1. Geología de la mina Bajo de La Alumbrera.

subhedrales de 0,5 a 5 mm pero en su mayor parte, estos se han reducido en tamaño y abundancia por reemplazo de feldespato potásico secundario, producto de la alteración.

Su matriz es rosada, consistente en cuarzo y feldespato potásico (el segundo más abundante), biotita y magnetita.

Generalmente, es portador de las mayores leyes de cobre y oro.

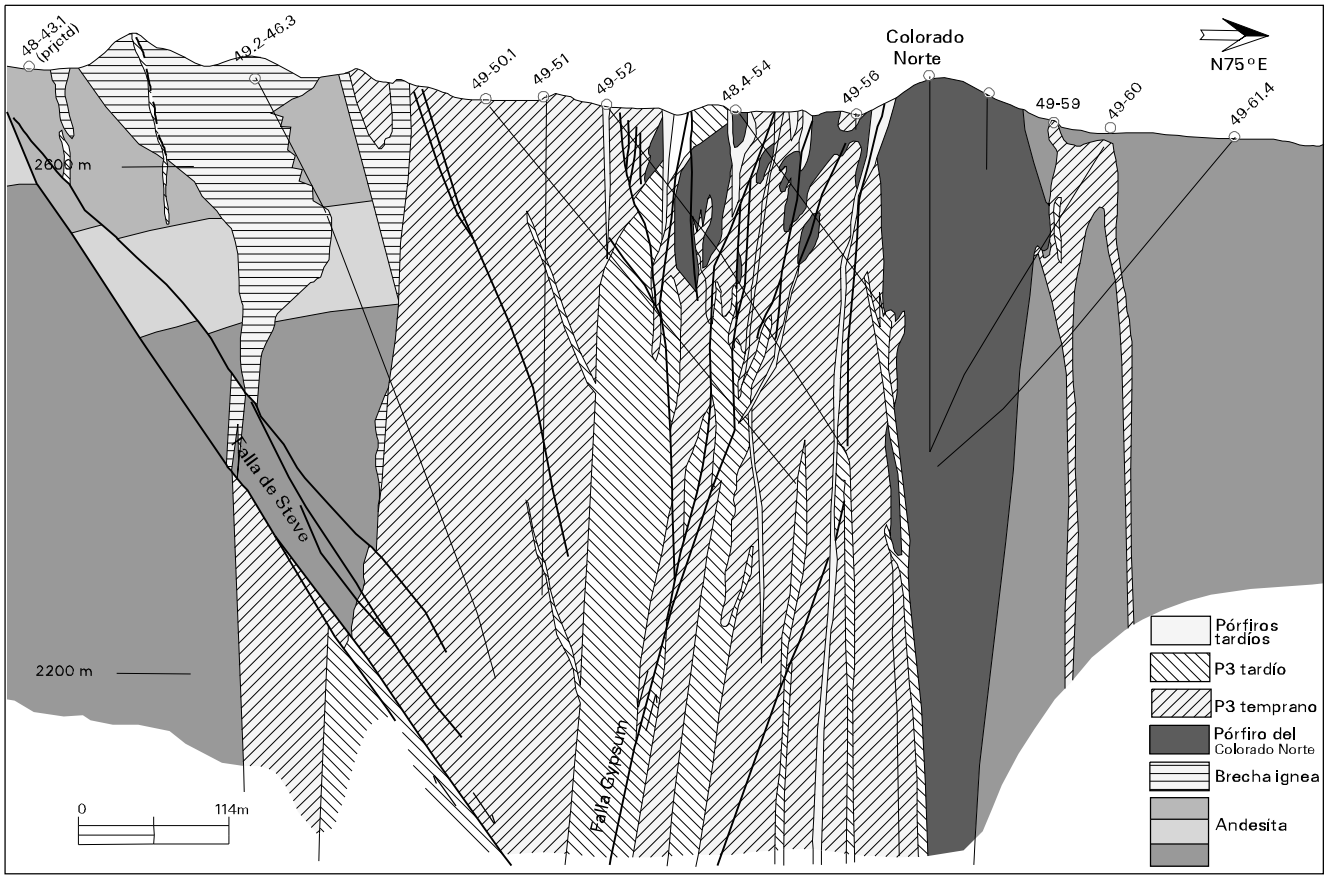


Figura 2. Perfil de la mina Bajo de La Alumbrera.

Pórfiro P3 temprano: Constituye la mayor parte del stock principal. Corta venas de cuarzo y cuarzo-magnetita del P2 y a las andesitas. Es cortado por P3 tardíos, pórfiro Norte, pórfiro Campamento y demás pórfiros tardíos.

Ocasionalmente, presenta inclusiones de pórfiros más viejos, con fuerte mineralización, elementos que se utilizaron para diferenciarlo del P2.

Su composición y textura son bastante uniformes, generalmente contiene del 15 al 40% de fenocristales de plagioclasa, subhedrales a anhedrales de 0,5 a 6 mm, 1 a 5% de biotita de 0,5 a 3 mm, 1 a 2% de fenocristales de cuarzo de 1 a 7 mm, redondeados, biotita secundaria reemplazando a hornblenda, en agregados irregulares o diseminada en matriz en 2 a 4%.

Su matriz es feldespato potásico-cuarzo en cantidades equivalentes y magnetita fina.

Con alteración potásica, las plagioclasas son reemplazadas por feldespato potásico secundario.

Las venas de cuarzo y su alteración potásica, varían en intensidad desde débil a fuerte, pero generalmente son menos intensas que en el pófiro P2.

Contiene moderada mineralización de cobre y oro.

Pórfiro Ojos de Cuarzo: Afloraba en los bordes sur y este del cerro Colorado Sur, y hacia el suroeste.

Corta al P2, contiene fragmentos con venas de cuarzo del P2 y también aislados fragmentos de venas de cuarzo. Intruye a andesitas al sur.

Es intruido, al suroeste del Colorado Sur, por el pórfiro Campamento, con venillas de cuarzo.

Es similar al P3 Temprano, pero se lo diferencia por su contenido del 2 al 5% de prominentes, irregulares a redondeados fenocristales de cuarzo.

En superficie es de tonos claros debido a una suave alteración destructiva de feldespatos, con matriz rosado claro y de grano medio. En profundidad, cambia su tonalidad a más oscura, por presencia de biotita fina.

Contiene venas de cuarzo de moderada a fuerte intensidad, variando también su alteración potásica de suave a moderada, con iguales intensidades de mineralización de cobre y oro.

Pórfiro P3 Tardío: Estos pórfiros, exhiben relaciones de campo que los sitúan a posteriori de los P3 tempranos, pero parecen anteriores a los pórfiros tardíos y diques de pórfiro del noroeste. Afloraban como pequeños cuerpos al oeste del Colorado Norte, formando parte del stock principal.

Llevan del 25 al 35% de fenocristales de plagioclasa, subhedrales a euhedrales de 0,5 a 5 mm, 2 a 4% de libros de

biotita de 1 a 3 mm, 0,5 a 1% de de fenocristales de cuarzo subhedrales a euhedrales, de 1 a 5 mm y 0,5 a 2% de magnetita, en matriz muy fina a afanítica, gris claro, con abundante plagioclasa y biotita.

Su mineralización de cobre y oro es débil a muy débil.

Pórfiro Norte: Es un cuerpo de rumbo nornoreste en la parte norte del depósito, con un ancho variable entre 40 m al sur y 160 m al norte, con contactos inclinando al oeste.

Corta a andesitas y a un contacto entre andesitas y P3 temprano.

Es de composición variable. En su sección sur, contiene del 20 al 30% de fenocristales de plagioclasa, subhedrales a euhedrales de 0,5 a 5 mm, 2 a 5% de libros de biotita hexagonales de 1 a 3 mm, 3 a 5% de hornblenda biotitizada y menos de 1% de fenocristales de cuarzo de 1 a 5 mm, en matriz afanítica gris claro.

En este sector, se observa una alteración potásica suave.

En su parte norte, está afectado por alteración destructiva de feldespato, fuerte, pero en zonas donde esta disminuye en intensidad, se reconoce 20 a 40% de fenocristales de plagioclasa subhedrales de 1 a 5 mm, 3 a 10% de libros de biotita de 1 a 3 mm, 2 a 10% de hornblenda de 1 a 5 mm y 1% o menos de fenocristales de cuarzo de 0,5 a 3 mm, redondeados, algunos llegando a alcanzar hasta 6 mm, en una matriz gris clara a blanquecina de grano muy fino.

Tiene una mineralización moderada de calcopirita, acompañada de moderadas venillas de cuarzo y hornblenda biotitizada.

Pórfiro Campamento: Es un cuerpo irregular en el suroeste del bajo, al sur y en las cercanías del antiguo campamento de exploración.

Contiene del 25 al 35% de fenocristales de plagioclasa, alterados, de 2 a 5 mm, 2 a 5% de biotita de 1 a 3 mm, 0,5% de fenocristales de cuarzo de 1 a 4 mm, en una matriz de grano muy fino a afanítica gris claro.

Su mineralización es muy débil y tiene escasas venas de cuarzo.

Diques de pórfiro del Noroeste: En el sector noroeste del bajo, aparece un grupo de diques de rumbo nornoroeste y variable inclinación, que se continúan fuera de los límites del depósito.

Cortan a las andesitas extrusivas y diques de andesita.

Los ubicados más hacia el oeste, cortan al pórfiro Los Amarillos. Están afectados por alteración epidoto-clorítica.

Contienen del 10 al 20% de fenocristales de plagioclasa, subhedrales de 1 a 5 mm, menos de 0,5% de fenocristales de cuarzo de 2 a 5 mm, 5 a 7% de biotita de 1 a 3 mm y 2 a 5% de hornblenda no biotitizada de 1 a 3 mm, en matriz afanítica gris claro.

Pórfiros Tardíos: Algunos pequeños cuerpos y diques irregulares de estos pórfiros, cortan al stock principal. Podrían correlacionarse con los diques de pórfiro del noroeste. Tienen del 20 al 30% de fenocristales de plagioclasa, subhedrales a anhedrales de 0,5 a 5 mm, 2 a 5% de biotita de 0,5 a 2 mm, 2 5% de hornblenda biotitizada de hasta 3 mm de longitud y escasos fenocristales de cuarzo redondeados de 1 a 2 mm en matriz afanítica gris claro.

Algunos de estos pórfiros tardíos, se presentan con matriz más oscura, menor porcentaje de plagioclasa y mayor cantidad de hornblenda (hasta 7%) parcialmente biotitizada.

Pórfiros Postminerales: (antiguo P4) Son diques angostos y discontínuos de rumbo general nor-noroeste. Representan a los intrusivos más jóvenes de Bajo de La Alumbrera.

Cortan a todos los demás pórfiros y a las alteraciones potásica y epidoto-clorítica y no a la alteración destructiva de feldespato, que en ocasiones los afectan, pero siempre con menor intensidad que en la roca de caja donde se encuentran encajados.

Contienen del 10 al 20% de fenocristales de plagioclasa de hasta 8 mm, 2 al 3% de biotita de 1 a 2 mm, 10 a 15% de hornblenda no biotitizada de 1 a 3 mm, de 0,5 a 2% de fenocristales de cuarzo de hasta 5 mm y magnetita diseminada, en matriz de grano muy fino, gris.

No son portadores de minerales de cobre y oro.

Estructura

El depósito ha estado sujeto a un importante fallamiento.

En la parte central y este, predominan fallas normales de rumdo nornoroeste, fuerte inclinación y bloques oeste hundidos, con desplazamientos verticales del orden de decenas de metros.

En el sudoeste, aparecen fallas de rumbo noroeste y moderada inclinación al noreste, bloque este hundido, y desplazamientos verticales de hasta 200 metros.

Todas estas fallas son post-minerales, desplazando a todos los pórfiros, alteraciones y mineralizaciones de cobre y oro.

En algunos casos, desplazan alteración destructiva, pero en otros actuaron como conductos de soluciones, con la consecuente alteración.

Las cuatro fallas más importantes que cortan al depósito son:

Falla de yeso: Se extiende de sur a norte del depósito, con rumbo nornoroeste cortando al depósito en su parte central.

Falla 56-50: Mapeada desde el noroeste del depósito, tiene rumbo noroeste y se adosa a la falla de yeso en la zona central.

Falla Colorado Sur: Mapeada desde la zona central, continúa hacia el Sudeste.

Estas fallas corresponden a las de la primera descripción, fallas directas con bloque oeste hundido.

Falla Steve: ubicada al sudoeste de la mina, corresponde a las fallas directas de buzamiento al nornoreste.

Morfología

El Bajo de La Alumbrera , como su nombre lo indica, es una depresión de forma ligeramente elíptica con su eje mayor en dirección nornoreste, topografía suave y con una importante decoloración producto de las alteraciones, circundada por una continua cadena de cerros, de topografía áspera y de litología fresca.

En su topografía original, se destacaban en su zona central, dos elevaciones denominadas Colorado Norte y Colorado Sur, coincidentes con la zona de mayor intensidad de alteración potásica (cuarzo-magnetita).

Alteración hidrotermal

Se distinguen tres tipos de alteración en un arreglo concéntrico. Una zona central de alteración potásica, rodeada por un halo externo de alteración epidoto-clorítica y sobreimpuesta a las anteriores, una zona de alteración destructiva de feldespatos (figuras 3 y 4).

Alteración potásica: varía desde una suave alteración caracterizada por hornblenda biotitizada, hasta alteraciones fuertes, donde en adición a la biotitización de los máficos, el feldespato potásico reemplaza a las plagioclasas. Venas de cuarzo también son características, variando su cantidad con la intensidad de alteración.

Zona de hornblenda biotitizada: en los pórfiros, los fenocristales de biotita son generalmente preservados. En andesitas aparece fina biotita en mátrix o reemplazando a piroxenos. Los feldespatos permanecen generalmente frescos y están presentes pequeñas cantidades de venas de cuarzo.

A esta asociación generalmente se le sobreimpone una alteración destructiva de feldespato, alterando la biotita a clorita o sericita y las plagioclasas (y también feldespato potásico) a sericita o arcillas.

El margen externo de hornblenda biotitizada circunda casi toda la mineralización de cobre.

Zona de feldespato potásico secundario: Las plagioclasas son reemplazadas total o parcialmente por feldespato potásico. En los estadíos suaves, ocurre recristalización de la mátrix, desde afanítico o muy fino, a una asociación cuarzo-feldespato en donde los cristales individuales pueden ser observados con lupa. Con fuerte alteración, los fenocristales de plagioclasa pueden ser atacados por esa recristalización, rompiéndose y perdiendo sus formas subhedrales y euehdrales.

Venas de cuarzo, cuarzo-feldespato potásico, cuarzo-feldespato potásico-magnetita, son comunes en esta asociación.

Con la más intensa alteración, solamente unos pocos y pequeños relictos de fenocristales de plagioclasa quedan como remanentes o localmente ninguno.

Pueden aparecer venillas de biotita secundaria.

También es común magnetita secundaria en venillas o en mátrix.

Las andesitas en contacto con este tipo de alteración, son fuertemente biotitizadas, y en aquellas zonas de mayor intensidad, incluso pueden contener feldespato potásico secundario, (áreas de fuerte mineralización).

Alteración epidoto-clorítica: es un amplio anillo que rodea a la zona de alteración potásica. El margen externo está en los cerros de andesita que rodean al depósito. La transición a andesitas con hornblenda fresca es de unos pocos metros. El límite interno aparece en coincidencia con el límite externo de hornblenda parcialmente biotitizada.

Los minerales máficos son alterados a clorita, cloritamagnetita, epidoto-magnetita, epidoto-clorita y las plagioclasas son alteradas a albita, albita-epidoto.y posible sericita.

La mátrix de la roca es generalmente verde claro pálido debido a la presencia de fina clorita y puede contener magnetita fina y epidoto y posiblemente albita y sericita.

En algunas áreas, magnetita secundaria aparece como parte integrante de la asociación, pero en otras está ausente, debido a alteración tardía.

Alteración destructiva de feldespatos: varía en intensidad desde suave a fuerte y penetrativa.

Penetrativa ocurre en una arqueada zona que circunda parcialmente y se sobreimpone a la zona de alteración postásica y mineralización de cobre. Tiene de 350 a 400 m de ancho al oeste de la falla de yeso y de 250 a 350 m de ancho al este de la misma.

Circundando la zona de alteración penetrativa intensa se encuentra una zona donde la destrucción de feldespatos se restringe a halos alrededor de venas de pirita. También ocurre a lo largo de fallas fuera del depósito pero es tal vez un estadío muy tardío.

El término de alteración destructiva de feldespatos es un término de campo que puede incluir alteraciones tipo argílica, sericítica y argílica avanzada.

Cuando esta alteración es intensa, la roca es decolorada a un gris pálido o blanco, mezcla de grano fino de cuarzo y silicatos laminares. La textura original de la roca es parcialmente destruída. La pirita es parte integral de la alteración. Donde no fue removida cerca de la superficie por oxidación o lixiviación, hasta el 10% del volumen de la roca puede ser pirita.

En la capa lixiviada, quedan cavidades vacías, jarosita a lo largo de fracturas y rellenando en parte cavidades como remanentes de pirita.

Las plagioclasas son reemplazadas por un fino y suave material blanco y los máficos son reemplazados por rutilo fino, sericita, cuarzo y pirita y la mátrix es generalmente alterada a una mezcla fina-media, suave, de cuarzo y sericita.

El cuarzo es más abundante que en la roca original, y este cuarzo adicional puede ser el responsable de la destrucción parcial de la textura de la roca.

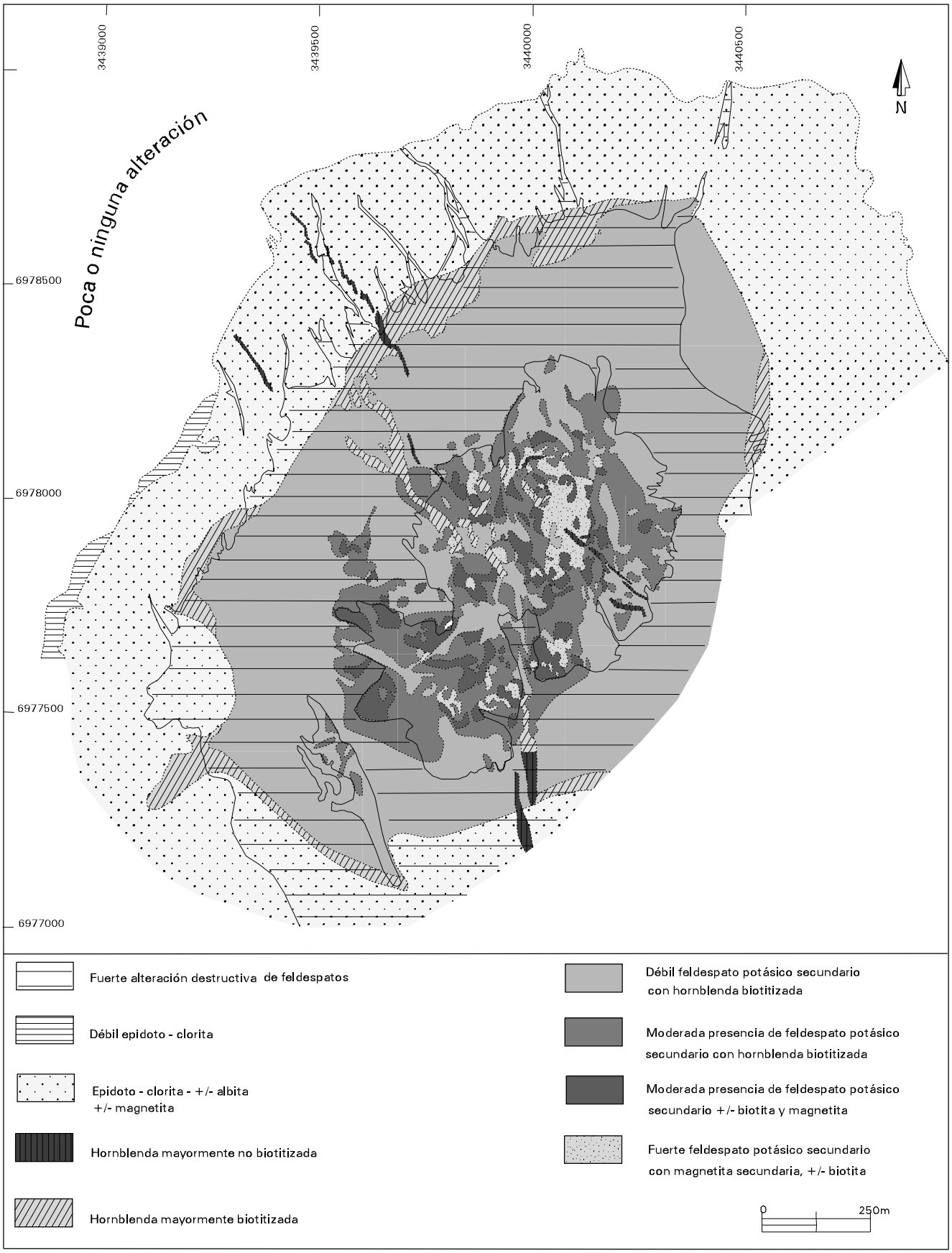


Figura 3. Alteración hidrotermal de la mina Bajo de La Alumbrera.

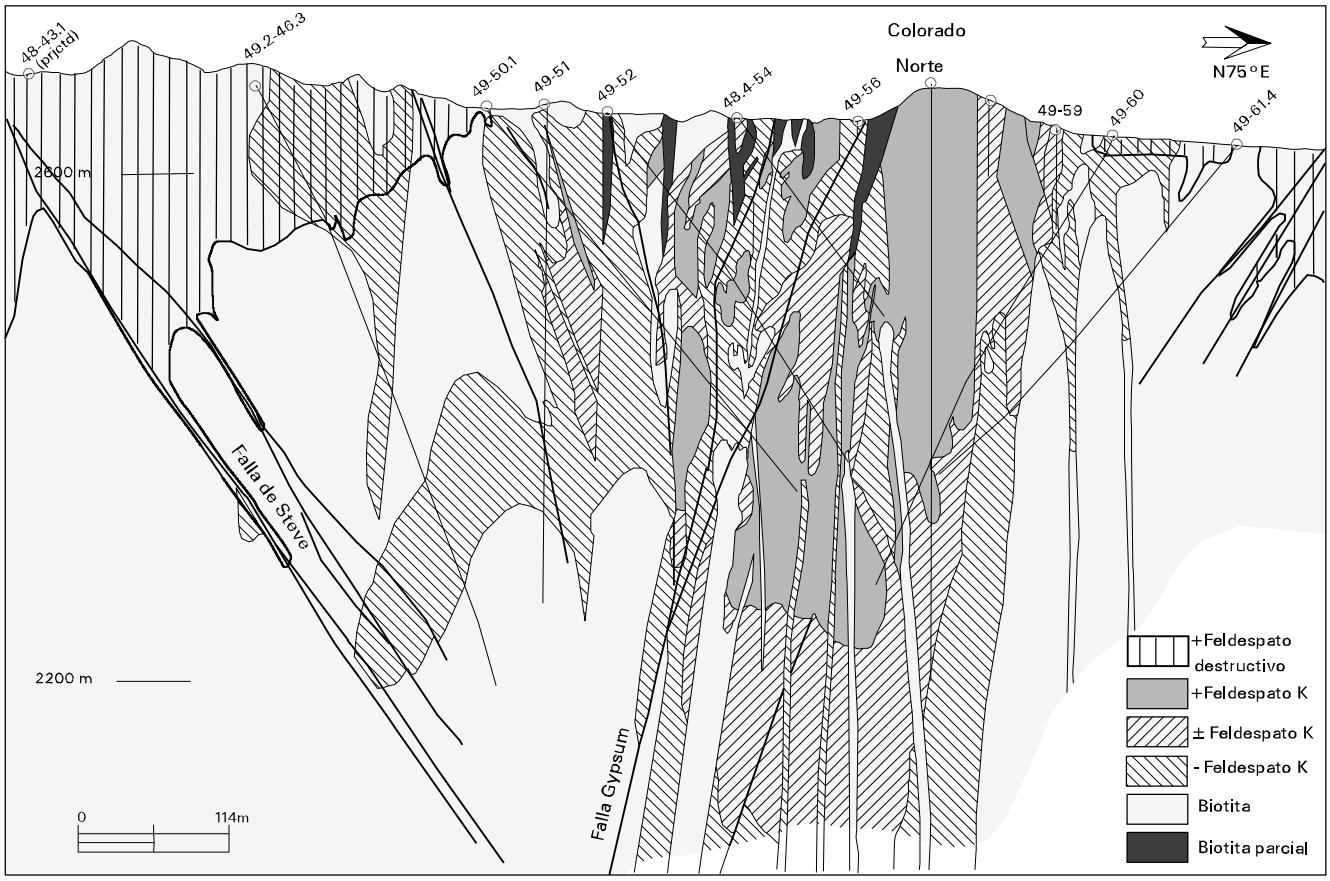


Figura 4. Distribución de la alteración hidrotermal en un perfil oestesuroeste-estenoreste en la mina Bajo de la Alumbrera.

Fuera de la zona penetrativa la alteración intensa se confina a halos alrededor de venas de pirita, con alteración destructiva de menor intensidad entre ellos.

Cuando la alteración es parcial la textura de la roca es generalmente bien preservada. Las plagioclasas están completa o parcialmente alteradas a un material suave y blanco, probablemente arcilla y/o sericita.

Los máficos son alterados a minerales verdes, probablemente clorita, arcillas o sericitas.

Mineralogía

La mineralización en La Alumbrera, está asociada a la alteración hidrotermal que afecta a las dacitas intrusivas y a las andesitas que están en contacto con estas.

La mineralización de cobre y oro, ocurre en zona de alteración potásica, en sus diferentes intensidades (figura 5). Los altos tenores de cobre y oro están asociados a las dos intrusiones tempranas y andesitas adyacentes, disminuyendo su intensidad en las intrusiones más jóvenes, siendo las más tardías casi estériles.

Calcopirita: es el principal mineral de cobre del bajo. Se encuentra diseminada y en venillas. Asociada a venas de cuarzo, feldespato potásico, magnetita y biotita.

Calcosina-Covelina: se presentan en una difusa zona de enriquecimiento secundario, en la parte superior del depósito, reemplazando a la calcopirita o recubriendo cristales de pirita.

Oro: se encuentra asociado a calcopirita, pirita y minerales silicatados de ganga.

Gran parte del oro aparece como granos de oro libre de un tamaño aproximado y predominante de 10 a 50 μ, pero se han observado granos de hasta 1 mm en su máxima dimensión.

Molibdenita: es un mineral común pero no abundante en la zona externa de mineralización de cobre-oro, asociada a venas de cuarzo y a venas de anhidrita y en fracturas.

Magnetita: diseminada o en venillas, es común encontrarla con hábito equigranular y en ocasiones, en cristales octahédricos.

Hematita: (primaria, especular) se presenta cerca de la superficie en zona de alteración destructiva o en algunas venas tardías, asociada a calcopirita en finas venas de cuarzo-feldespato en pórfiros tardíos.

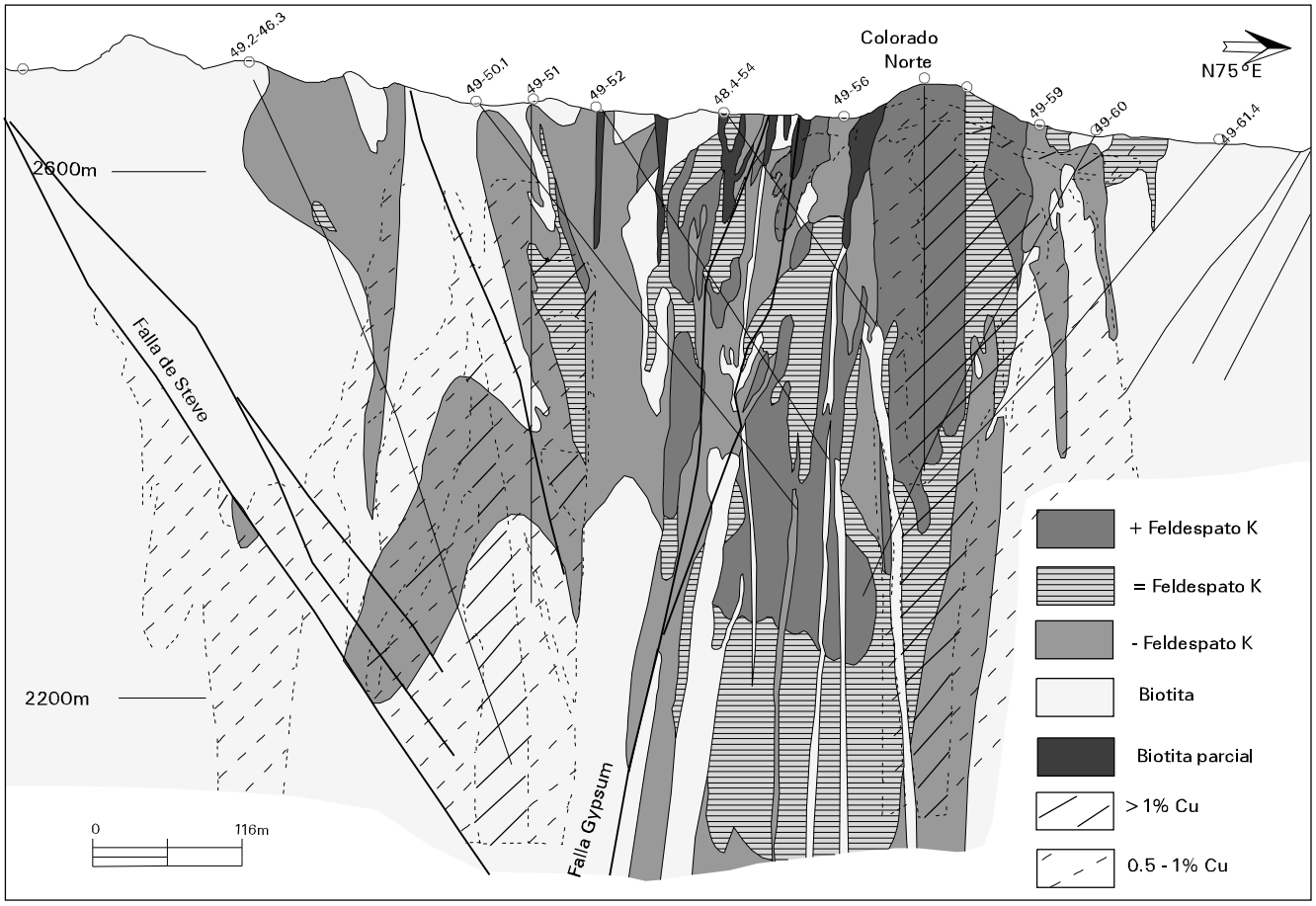


Figura 5. Distribución de la mineralización de Cu en la mina Bajo de la Alumbrera.

Galena-esfalerita: algunas pequeñas venas de estos minerales han sido observadas hacia el lado externo de la zona de alteración destructiva fuerte.

Yeso: es abundante en la Alumbrera, apareciéndo en venas blancas, con hábito fibroso a laminar. Estas venas fueron disueltas en la capa lixiviada, pero están presentes en la superficie donde la erosión trabajó por debajo de la delgada capa lixiviada, hasta la zona de sulfuros.

En zonas profundas es común la anhidrita. Grandes venas de yeso se presentan a lo largo de fallas tardías, especialmente donde la roca de caja es andesita.

Existe una obvia relación entre alteración potásica-alteración cuarzo-magnetítica y mineralización de cobre-oro, aunque esto no es general para todo el depósito.

Ocurre mineralizacion económica en rocas suavemente afectadas por alteración potásica, mientras que hay zonas con muy intensa alteración potásica, desprovistas de cobre-oro.

El control litológico es más importante que el grado de alteración en los contenidos de cobre y oro.

Inclusiones fluidas

Se realizaron estudios de inclusiones fluidas en unos pocos cortes de la zona de alteración destructiva de feldespato, observándose líquido rico en burbujas de vapor sin fase sólida, siendo el líquido de baja salinidad y diluído.

Las inclusiones fluidas sugieren que la alteración destructiva de feldespato resulta de soluciones diluídas y que por la abundante pirita que lleva asociada, estas soluciones aportaron abundantes sulfuros.

Poco cobre está asociado a esta alteración, excepto donde removilizó. Las soluciones aparentemente captaron, removilizaron y redepositaron poco cobre en el sistema.

BIBLIOGRAFÍA

Bassi, H., 1974. Estudio complementario del yacimiento diseminado de La Alumbrera. *Secretaría de Minería,* inédito. Buenos Aires.

Bassi, H. y G. Rochefort, 1980. Estudio geológico del yacimiento cuproaurífero de La Alumbrera, provincia de Catamarca. *Secretaría de Minería, Anales,* 18. Buenos Aires.

Caelles, J. C., *et al.*, 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro-Capillitas district, Catamarca, Argentina. *Economic Geology,* 66: 961-964.

Cecioni, G., 1949. Notas informativas sobre el yacimiento La Alumbrera. *Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Mineralogía y Geología*, inédito.

Cole, G. I., 1982. Petrography and vein sequence, Bajo La Alumbrera Deposit, Argentina. *Universidad de Arizona,* informe inédito.

Dirección General de Fabricaciones Militares, 1974. Programa de perforaciones en el depósito Bajo La Lumbrera. Primera etapa. Provincia de Catamarca. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, informe inédito. Salta.

Dirección General de Fabricaciones Militares, 1978. Programa de perforaciones profundas en el depósito Bajo La Lumbrera. Segunda etapa. Provincia de Catamarca. *Informe inédito.* Salta.

Dirección General de Fabricaciones Militares, 1983. Programa de perforaciones en el prospecto Agua Tapada. Provincia de Catamarca. *Informe inédito.* Salta.

Figueroa, L. A., 1971. Fotolineamientos y mineralización en el Noroeste Argentino. *1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 1: 107-124. Buenos Aires.

Godeas, M. C. y S. S. Svetliza, 1980. Alteración y mineralización en el Bajo La Alumbrera, Provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (2): 318-331. Buenos Aires.

González Bonorino, F., 1949. Diferenciación magmática y alteración hidrotermal en Agua Tapada (Provincia de Catamarca). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 4: 181-217. Buenos Aires.

González, O., 1975. Geología y alteración en el cobre porfídico «Bajo La Alumbrera». *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica,* 2: 247-270. Buenos Aires.

Llambías, E. J., 1972. Estructura del Grupo Volcánico Farallón Negro, Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27: 161-169. Buenos Aires.

Méndez, V. *et al*., 1983. El oro del yacimiento bajo La Alumbrera, provincia de Catamarca. Simposio Oro y Plata en Argentina. *Centro de Información Empresaria,* 1: 125-139. Buenos Aires.

Méndez, V., 1984. Análisis de estabilidad de talud del yacimiento cuproaurífero Bajo La Alumbrera. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe 908. Buenos Aires.

Mazzetti, A. M., 1973. Informe sobre las áreas de alteración hidrotermal Agua de Dionisio. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, inédito. Buenos Aires.

Peirano, A., 1944. Agua de Dionisio, un centro volcánico moderno en el distrito Hualfín, provincia de Catamarca. *Cuadernos de Mineralogía y Geología,* 3 (12): 272-281 y (13): 28-60. San Miguel de Tucumán.

Romani, R. R., 1969. Estudio de la alteración hidrotermal del Bajo de La Alumbrera. *YMAD,* informe inédito. Catamarca.

Seltrust Engineering Limited, 1981. Validation of a preliminary feasibility study of the Bajo La Alumbrera copper deposit. *PNUD*, unpublished report.

Sillitoe, R. Geology of the Farallón Negro porphyry copper deposit. *Plan NOA* 1, Tucumán, inédito.

Sister, R. G., 1979. Actualización de la información existente sobre la zona de Agua de Dionisio. *YMAD*, informe geológico inédito. Catamarca.

Suchomel, B., 1983. An economic geologic evaluation of the Bajo de Agua Tapada base and metal precious metal prospect. Provincia de Catamarca, Argentina. *PNUD*, inédito.

Stults, A. y J. Guilbert, 1981. Geología del yacimiento de Cobre y Oro Porfídico Bajo La Alumbrera, Provincia de Catamarca, Argentina. *PNUD,* informe inédito.

Alderete, M. C., 1999. Bajo El Durazno, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1463-1466, Buenos Aires.



BAJO EL DURAZNO, CATAMARCA

Mario C. Alderete[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación geográfica y acceso

El depósito Bajo El Durazno se localiza en el complejo volcánico Farallón Negro, en el departamento Belén. Se encuentra ubicado, en línea recta, a 10 km al este-noreste de la mina Farallón Negro y a 6 km al norte de la mina Bajo de la Alumbrera.

Se accede al lugar desde la Ruta Nacional 40, a Los Nacimientos por la Ruta Provincial 135 que conduce hasta Agua Tapada, desde allí por el acceso norte de La Alumbrera hasta el campamento provisorio y continuando por la antigua huella que conduce al norte de las instalaciones de Alumbrera por la quebrada del Durazno, se llega al prospecto.

Leyes y reservas

En la actualidad el volumen mineralizado reconocidos por sondaje y los promedios de los valores de cobre y oro, son según el informe de Minera El Durazno SA, (1994), 0,32 g/t Au y 0,12% Cu, con 200.000.000 t de potencial de recursos. En estos valores se incluye una zona de contacto de los intrusivos que posee mayor concentración de mineralización auro-cuprífera en la que se estimaron reservas de 150.000 t, con 0,9 g/t Au y 0,3% Cu.

La empresa YMAD estima a estos resultados como parciales e incompletos.

YMAD-Minera Bajo El Durazno en 1994, a fin de comprobar las anomalías obtenidas a partir del reconocimiento realizado por Fabricaciones Militares, recolectó y analizó por Cu, Au, Pb, Mo y Zn, 39 muestras de rocas provenientes de la zona central del depósito. Del análisis estadístico de los resultados se obtuvieron los valores que figuran en la tabla 1.

Los contenidos de Au y Cu son anómalos a pesar de los porcentajes relativamente bajos de muestras anómalas respecto al umbral.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Hasta 1976 el estudio de esta área fue realizada por Romani (1968), Maisonave y Guillou (1969), Sillitoe (1973) y Bassi (1975).

Sondajes

En El Durazno se efectuaron tres generaciones de sondeos, con un total de 5.938,25 m perforados de los que se hicieron secciones, resumidas (log) donde se indica: litología, tipo e intensidad de alteración y leyes.

1- YMAD (1977): 8 pozos denominados DDH1, DDH2/4, DDH3, DDH5, DDH6, DDH7, DDH8, DDH9, que suman 833,25 metros.

2- AR (1994): 37 pozos denominados AR, 1 al 37, que suman 3.932 m perforados.

3- PAR (1994): 5 pozos denominados PAR, 1 al 5, que suman 1.173 m perforados.

Topografía y geología

Se realizó relevamiento geológico de detalle escala 1:1.000, superficie 4,5 km^2 y muestreo superficial.

[1] *Yacimientos Mineros Agua de Dionisio.*

Propietarios

La zona se encuentra comprendida en la concesión minera que YMAD tiene con una superficie de 344 km^2, ubicada en los departamentos Belén y Andalgalá, a una altura promedio de 2.600 m sobre nivel del mar.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito es parte del Complejo Volcánico Farallón Negro de edad miocena, ubicado en la Sierras Pampeanas noroccidentales en la provincia de Catamarca. Es la expresión más oriental del magmatismo asociado con la subducción terciaria de la placa pacífica sobre la placa sudamericana.

Las rocas más antiguas son esquistos y gneises de edad cámbrica, intruidas por granitoides. Los sedimentos continentales del Terciario se se apoyan discordantemente sobre el basamento. Son areniscas calcáreas, limolitas y conglomerados rojos a grises. El complejo volcánico de edad entre 10,6 y 6 Ma sobreyace en discordancia angular y está constituido por brechas andesíticas, lavas basálticas y andesíticas, aglomerados e intrusiones subvolcánicas de monzonitas, pórfiros dacíticos y andesíticos.

La mineralización de cobre-oro diseminada está asociada a la intrusión de un pórfiro andesítico.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El Durazno está emplazado en un stock porfírico de composición andesítica alojado en brechas andesíticas y coladas del Complejo Volcánico Farallón Negro. El stock principal de composición andesítica está intruido por un dique porfírico andesítico. Las intrusiones andesíticas se emplazaron hacia el este, oeste y sur del stock central, y exhiben una débil alteración propilítica (figura 1).

Estructura

El depósito, está situado al noreste, y en la parte externa del principal corredor estructural noroeste-sureste que transecta el Complejo Volcánico Farallón Negro. Hay diques de rumbo noroeste-sureste, pero no es la orientación estructural dominante, por eso, el principal stock porfídico andesítico y el halo de alteración asociado están elongados en dirección noreste-suroeste, coincidiendo con la dirección de elongación de Bajo de La Alumbrera. Ambos depósitos se emplazan a lo largo de una línea de rumbo N30ºE.

Alteración hidrotermal

El depósito consiste en un núcleo central de intensa silicificación con magnetita, rodeado por una zona de alteración potásica moderada que está dominada por biotita y feldespato potásico secundario Sillitoe (1973) (figura 2). Allison (1986) menciona que hay menos del 10% de feldespato potásico secundario. Un halo de alteración fílica se desarrolló en el stock andesítico central, y se encuentra rodeado por una zona propilítica periférica.

Mineralización

La mineralización es de Cu y Au con menor cantidad de Ag y Mo. Los sulfuros no son abundantes en superficie y están extensamente diseminados; aunque ausentes en algunas partes marginales de la alteración potásica. El mayor volumen mineralizado está en las venas entre el stock y sus paredes con cuarzo, calcita, magnetita, pirita y calcopirita, con menor proporción de sericita, clorita, ortoclasa, biotita, siderita, molibdenita, bornita, esfalerita, galena, tetraedrita-tenantita y oro nativo (Allison, 1986). Parte del oro y la plata aparecen en solución sólida en los sulfuros. Una estrecha zona de brecha hidrotermal silicificada, con calcopirita y bornita intersticial se encuentra en el borde oeste del núcleo potásico. El enriquecimiento supergénico esta ausente y las limonitas están dispersas, la oxidación se extiende hasta los 26 m de profundidad Sillitoe (1973). La malaquita y delafosita son comunes en superficie.

La mineralización está confinada a la zona de alteración potásica y cuarzo-magnetita. El más alto nivel geoquímico en superficie está asociado a la intensa alteración cuarzo-magnetita.

	Nº Mu.	Media	DesStan				
	n	X	s	X+s	Nº	X+2s	Nº
Cu	39	1.539	2.801	4.340	4	7.141	2
Au	37	0,35	0,42	0,77	6	1,19	2
Mo	39	33	30	63	5	93	1
Pb	39	138	573	711	1	1.284	1
Zn	39	153.153	218	371	3	589	2

Tabla 1. Análisis de muestras de la zona central del depósito.

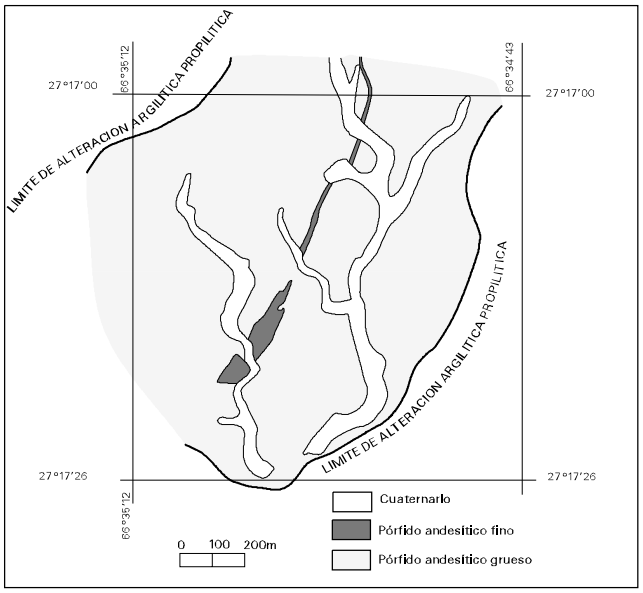


Figura 1. Geología del depósito Bajo El Durazno.

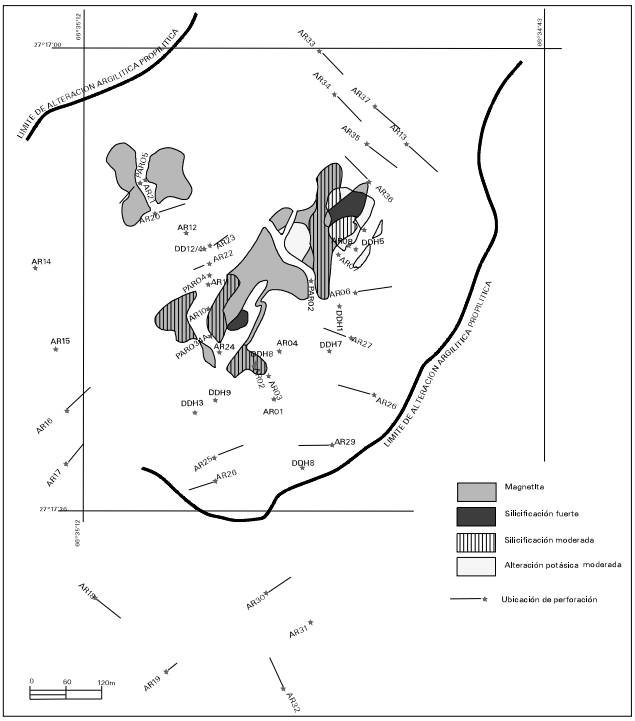


Figura 2. Distribución de la alteración hidrotermal.

ESTUDIOS ISOTÓPICOS, GEOCRONOLOGÍA

Las dataciones (Caelles *et al.*, 1971) han mostrado que el intrusivo El Durazno tiene 7,9 millones de años.

Sasso (1997) hace determinaciones de cuatro muestras de rocas intrusivas andesíticas del stock principal y de los intrusivos del este y oeste, que indicaron una edad de 8,15 y 8,46 millones de años

GEOQUÍMICA

En el año 1977, los técnicos de Fabricaciones Militares realizaron un muestreo geoquímico en reticulado ortogonal, de 653 muestras de esquirlas de roca. Estas fueron analizadas en su totalidad por cobre y oro, arrojando valores anómalos y chequeadas por molibdeno.

Con los resultados obtenidos se confeccionaron planos de dispersión geoquímica.

GEOFÍSICA

Magnetometría. En el área se realizó en 1994 un levantamiento magnetométrico con magnetómetro portable cubriendo un área de 100 ha sobre una malla regular de 100-200 metros.

Este método se utilizó como herramienta de prospección dada la estrecha relación entre el contenido de magnetita y los de mineral aurífero en La Alumbrera y las relaciones de campo que confirman tal relación. Las variaciones espaciales de las anomalías magnéticas se deben principalmente al contenido de mineral magnético de ciertos tipos de roca o concentraciones anormales como los depósitos auro-cupríferos del distrito Farallón Negro.

Como resultado se detectaron dos áreas anómalas, una coincidente con los sectores de superficie en los que se reconoce incremento de magnetita, y otra en el contacto entre un pórfiro andesítico de grano fino y el pórfiro andesítico de grano grueso.

Método de polarización inducida. La aplicación de este método se llevó a cabo por Servicio Nacional Geológico Minero ex - Plan NOA Geológico Minero en 1973.

En la configuración electródica se empleó distancia de dipolo de 100 m y frecuencias de 0,3 a 2,5 hertz.

Se realizaron 8 perfiles con un total de 9.300 km de líneas.

Los niveles investigados son: N1 (100 m de profundidad), N2 (150 m de profundidad), N3 (200 m de profundidad) y N4 (250 m de profundidad).

MODELO GENÉTICO

El depósito El Durazno, aunque aparentemente está emplazado a unos 3 km del cono volcánico y atraviesa la estructura de un estratovolcán andesítico relacionado temporalmente, fue emplazado en la estructura volcánica. Este inusual lugar geométrico permite determinar que el emplazamiento del cobre porfírico fue un evento tardío, durante las etapas terminales de actividad del estratovolcán (Sillitoe, 1973).

BIBLIOGRAFÍA

Allison, A. E., 1986. The Geology of the Bajo el Durazno Porphyry Copper-Gold Prospect, Catamarca Province Argentina. *University of Arizona, Tucson, Unpublished Masters Thesis,* 167 p.

Caelles, J. C., A. H. Clark, E. Farrar, S. L. McBride y S. Quirt, 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro-Capillitas distric, Catamarca, Argentina. *Economic Geology,* 66: 961-964.

Dirección General de Fabricaciones Militares, 1977. Informe Geológico de Bajo El Durazno, Provincia de Catamarca, República Argentina. *Subdirección de Desarrollo Minero, Departamento de Geología y Minería, Centro de Exploración Geológico Minera II.*

Japan International Cooperation Agency, 1987. Informe sobre Exploración de Minerales del Área de Alto de la Blenda, República Argentina- Fase Y- *Metal Mining Agency of Japan.*

Minera El Durazno S.A., 1994. Informe de Prefactibilidad- Fase A- Etapa Y- Proyecto Bajo El Durazno, Provincia de Catamarca, República Argentina.

Romani, R. R., 1968. Región Arroyo Alumbrera y Agua del Durazno, evaluación minera preliminar. *YMAD,* informe inédito.

Sasso, A. M., 1997. Geological Evolution and Metallogenetic Relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. *Queen's University,* Thesis.

Sillitoe, R. H., 1973. Geología de los depósitos de porfido de cobre de Farallón Negro. *NOA, PNUD,* informe inédito, 25 p.

Servicio Nacional Minero Geológico NOA, 1973. Bajo El Durazno, Geológico Minero. *YMAD,* inédito.

Vergara, M., 1994. Evaluación Geológica Proyecto Bajo El Durazno. *Placer International Exploration-YMAD.*

Alderete, M. C., 1999. Prospecto minero Las Pampitas, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1467-1470 , Buenos Aires.



PROSPECTO MINERO LAS PAMPITAS, CATAMARCA

Mario C. Alderete[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El Bajo de Las Pampitas esta ubicado en el departamento Belén, a unos 40 km al noroeste de Andalgalá y dentro de la propiedad minera de Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio, a 4 km al este de Farallón Negro.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El área fue reconocida conjuntamente con las restante del distrito desde el siglo pasado, pero en los años 60 YMAD remarcó el valor del prospecto para su exploración.

Varios autores han trabajado en el prospecto: Maisonave y Guillou (1969), García (1970), Sillitoe (1973) y Bassi (1987.

Maisonave y Guillou (1969) llevaron a cabo un muestreo de rocas en cuadrícula de 100 m, habiéndose extraído 96 muestras. La cubierta de sedimentos modernos que cubre el bajo también fue muestreada. De los pequeños cerros que rodean a la chimenea de brecha se tomaron 9 muestras, las que arrojaron todas ellas altos valores en cobre (entre 1.100 ppm y 2.150 ppm) y muy bajos en Mo (entre 0 y 2 ppm).

La Agencia de Cooperación Internacional de Japón en 1987 realizó un muestreo de sedimentos y rocas para estudios geoquímicos.

Perforaciones

En 1969, se realizaron dos sondeos exploratorios, el X1 y el X2.

Sondeo X1: Vertical en andesita, alcanzó 37,21 m de profundidad. La zona lixiviada terminó a los 12 m (limonitas varias) y la oxidada a los 28 m (limonitas, magnetita y hematita) donde comenzó mineral supergénico y primario (limonitas transportadas, pirita, calcopirita, covelina, magnetita y hematita).

Sondeo X2: Se ubicó en riodacita y fue perforado verticalmente hasta los 55,20 metros.

Se apreció una oxidación incipiente (limonitas varias, azurita, malaquita y bornita) que llega a los 30 metros. Está mezclada con minerales primarios (calcopirita, oro, magnetita y pirita).

GEOLOGÍA REGIONAL

El prospecto Las Pampitas es parte del Complejo Volcánico Farallón Negro de edad miocena. Regionalmente se encuentra ubicado en las Sierras Pampeanas noroccidentales en la provincia de Catamarca. El Complejo es una unidad volcánica que cubre aproximadamente 700 kilómetros cuadrados. Es la expresión más oriental del magmatismo asociado con la subducción terciaria de la placa pacífica sobre la placa sudamericana.

Las rocas más antiguas del área corresponden a esquistos y gneises, de edad cámbrica, intruidas por granitoides. Los sedimentos continentales del Terciario se apoyan discordantemente sobre el basamento. Estos sedimentos son areniscas calcáreas, limolitas y conglomerados rojos a grises. El Complejo Volcánico sobreyace en discordancia angular y está formado por brechas andesíticas, lavas basálticas y andesíticas, aglomerados e intrusiones subvolcánicas.

[1] *Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD).*

Las intrusiones subvolcánicas consisten en monzonitas, pórfiros dacíticos y pórfiros andesíticos.

La edad del Complejo es entre 10,6 y 6 millones de años. El patrón estructural del mismo muestra tendencias regionales mayores de dirección noroeste a sureste y menores de noreste a suroeste. El distrito contiene numerosas manifestaciones de metales de base y preciosos. La mineralización es de tipo vetiforme y diseminada.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En el prospecto Las Pampitas los fenómenos magmaticos están representados por algunas de las rocas volcánicas, subvolcánicas, hipabisales y piroclásticas que forman el Complejo Volcánico Farallón Negro (Llambías, 1969).

Las rocas que aparecen en Las Pampitas y en orden decreciente de edad, son:

a) Brechas Volcánicas: Son las rocas más antiguas del Complejo Volcánico y constituyen las cajas donde se ha intruido el resto de las rocas que aquí se describen. La composición de los clastos y de la matrix es dominantemente andesítica, variando el tamaño de aquéllos desde unos pocos milímetros hasta 2 centímetros. La estratificación es grosera.

b) Andesitas de La Chilca: Es un pequeño cuerpo ubicado centralmente dentro del Complejo Volcánico, aunque hay muchos emplazados en la periferia. En general son rocas porfíricas de pasta afanítica y pequeños fenocristales de plagioclasa y anfibol. La integración de los pequeños afloramientos aislados y alterados dentro del Bajo Las Pampitas indica que muy probablemente esté formado por rocas andesíticas y monzoníticas en porcentajes semejantes (figura 1).

c) Monzonita de Alto de La Blenda: El pórfiro que se estudia está ubicado en la extremidad sudeste de este gran stock que aflora en más de 6 kilómetros cuadrados. Es el mayor de todos los cuerpos intrusivos del distrito.

d) Rocas Hipabisales: afloran los restos fracturados y desplazados de un dique dacítico cuya potencia disminuye marcadamente de noroeste a sudeste y también otros andesíticos, traquiandesíticos y monzoníticos variablemente tectonizados, desapareciendo casi todos ellos en el contacto con la fosa tectonica.

e) Riodacitas de Macho Muerto: Están emplazadas prácticamente en el centro del Bajo Las Pampitas en monzonita, aunque muy cerca del contacto de ésta con andesita. Presentan una alteración hidrotermal biotítica-silícea y registran una fracturación en pequeña escala que dió lugar a la depositación de numerosas vetillas de cuarzo y magnetita con especularita y hematita.

Chimenea de brecha: Es una estructura tubular ovalada posiblemente subvertical, que aflora en unos 3.000 m^2 y está ubicada centralmente dentro del Bajo Las Pampitas, destacándose muy bien por su relieve positivo originado por una compacta mineralización de cuarzo y óxidos de hierro, de textura bandeada (lentes de milímetros a centímetros) . La textura bandeada tiene un rumbo N70ºO que se va curvando gradualmente hasta llegar a N105º-120ºE. Entre estas lentes se disponen también, por lo general con forma alargada, clastos de la caja de riodacita de tamaño muy variable, angulosos a subredondeados, que presentan un enrejado irregular de vetillas de cuarzo y magnetita. En unos pocos sectores pueden observarse escasos minerales secundarios de cobre, mucho más abundantes en la caja riodacitica.

Estructura

Las Pampitas debe su nombre a suaves lomadas de material sedimentario de eluvio y aluvio depositado en una fosa tectónica de unos 0,6 km^2 de superficie. Esta estructura está limitada por 4 fallas regionales, dos subparalelas de orientación norte-sur y las dos restantes este-oeste que originalmente formaban prácticamente un rectángulo pero debido a fallamientos laterales que afectaron su lado oriental; hoy poseen una forma trapezoidal rectangular con su base mayor orientada al norte.

En el Bajo se observan escasos afloramientos de las rocas que constituyen sus cajas (monzonita y andesita), otras no identificables por su intensa alteración hidrotermal y meteórica y también dacitas filonianas, éstas en asomos pequeños y aislados debido al intenso tectonismo que las afectó.

Las fracturas mapeadas sólo tienen la finalidad de indicar las principales y los desplazamientos observados. En la región predominan las fracturas subverticales dominando las de rumbo noroeste y aquellas con desplazamientos laterales, fenómeno que también tiene lugar en otros sectores del distrito minero, salvo las fracturas que originaron la fosa tectónica de Las Pampitas, que aquí se suponen relacionadas con los fenómenos magmáticos e hidrotermales. Dichos fenómenos originaron la aparición de la chimenea de brecha y las riodacitas.

Los fenómenos geológicos que originaron la chimenea de brecha, las riodacitas y la alteración hidrotermal de los alrededores, se interpretan como originados por la gran complejidad estructural e intensidad de la fracturación en este sector, muy especialmente por la intersección de las dos grandes fracturas marcadas en el plano. La estructura en bandas delgadas orientadas al nordeste de la chimenea de brecha, está dada por franjas delgadas a gruesas de cuarzo, magnetita y clastos alargados de la roca riodacítica y otros no identificables pero diferentes por su intensa alteración, que evidentemente tienen origen en movimientos de la fractura nordeste simultáneos con la mineralización.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal coincide estrechamente con los límites de la fosa tectónica de Las Pampitas.

Los faldeos relativamente empinados que limitan exteriormente al Bajo están formados generalmente por rocas relativamente frescas.

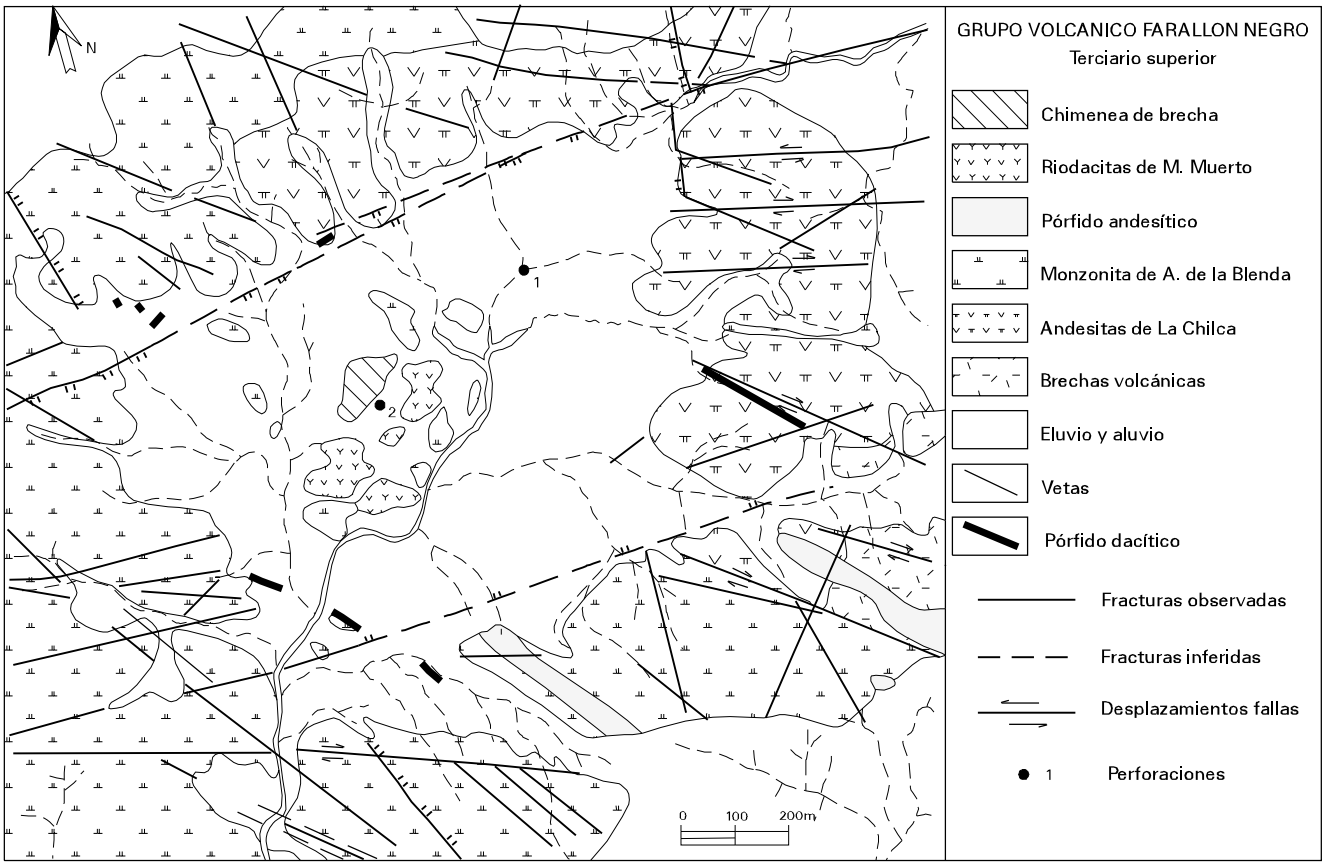


Figura 1. Geología del prospecto minero Las Pampaitas.

La observación parece sugerir un zonamiento anular en los tipos de alteración hidrotermal, alrededor de la chimenea de brecha. Es así que expeditivamente se ha diferenciado una alteración silícea-biotítica próxima a dicho cuerpo (la de mayores anomalías geoquímicas) y a medida que nos alejamos de él, encontramos alteración sericítica, arcillosa y propilítica, esta última ya por fuera de los límites de la depresión de Las Pampitas.

La zona de alteración fílica presenta las anomalías evidentes que indicarían la presencia de oro y plata, y en particular, la mineralización de oro será de interés en el futuro.

Mineralogía

En la zona de alteración se observa una escasa diseminación de pirita y venillas de galena dentro de la zona argilizada por el extremo sur. En el extremo oeste sólo aparece una vetilla de cuarzo de unos centrímetros de ancho, con óxidos de manganeso y mineral de cobre verde. Las vetas son pequeñas estructuras de pocos decímetros de potencia dominantemente cuarzosas, muy fracturadas y ubicadas en una arcilla de falla de color amarillento, que no sólo rodea a clastos de las vetas y de sus cajas, sino que también las separan de sus cajas. Se presentan pátinas oscuras de minerales de manganeso.

Se diferencian unas pequeñas vetillas de galena superficialmente alteradas a anglesita y de muy irregular desarrollo ubicadas muy próximas a la monzonita limitante.

Geofísica

En 1973 Curcio y Roqué del Servicio Nacional Minero Geológico Plan NOA Minero realizaron polarización inducida de acuerdo a líneas que ubicaron, según la morfología de la zona.

En 1986 la JICA exploró el sector utilizando un trabajo geofísico con el método Teluromagnético o CSMT que abarcó 90 km^2 del área central de la propiedad minera de Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio. Ambos estudios confirmaron que el área tiene una fuerte anomalía asociada al mismo bajo alterado que nos ocupa.

Musto (1993) ejecutó un trabajo regional de magnetometría.

BIBLIOGRAFÍA

Bassi, H., 1987. Evaluación geológico minera del prospecto Bajo de las Pampitas, Catamarca, Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2:156.

Curcio, R. y C. E. Roqué, 1973. Estudio geofísico por Polarización Inducida. Sector Las Pampitas. Servicio Nacional Minero Geológico. *NOA Geológico Minero -YMAD,* informe inédito.

García, H.,1970. Geología del yacimiento tipo pórfido cuprífero: Bajo Las Pampitas, departamento Belén, provincia de Catamarca, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25: 319-328.

Japan International Cooperation Agency, 1987. Informe sobre exploración de minerales del área del Alto de La Blenda, República Argentina, Fase I.

Llambías, E. J., 1969. Geología de los yacimientos de YMAD. Informe inédito

Maisonave, H. M. y J. Guillou, 1969. Los yacimientos de cobre porfídico en área de reserva minera YMAD: Bajo El Durazno, Bajo de Agua Tapada, Las Pampitas, San Lucas. *Dirección de Geología y Minería, Plan Cordillera Norte,* informe inédito.

Musto, 1993. Informe de Prefactibilidad La Alumbrera, Capitulo Comdenation. *YMAD* Informe inédito

Sillitoe, R. H., 1973.Geología de los depósitos de pórfido de cobre de Farallón Negro. *Plan NOA-PNUD.* Informe inédito 25 p.

Alderete, M. C., 1999. Bajo de San Lucas, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1471-1473, Buenos Aires.



BAJO DE SAN LUCAS, CATAMARCA

Mario C. Alderete[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación y acceso

El Bajo de San Lucas forma parte del Complejo Farallón Negro en el departamento Belén, provincia de Catamarca, entre los paralelos 27º15´ y 27º25' de latitud sur y los meridianos 66º31' y 66º45' de longitud oeste, a 13 km en línea recta al sur del campamento central de YMAD. Se accede por el camino que vincula la población de Los Nacimientos, sobre la Ruta Nacional 40 con el campamento Alumbrera, continuando luego hasta Vis-Vis desde donde se hace la aproximación final por caminos de herradura.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Tareas de exploración

En 1975 se realizó prospección geofísica por el método de polarización inducida, a los efectos de investigar la presencia de sulfuros en profundidad, observados ya en superficie.

Se efectuó un estaqueo cada 100 m con una línea base sobre el curso del drenaje principal y 6 líneas perpendiculares separadas entre sí 200 m y con una longitud de 1.400 m cada una. Se realizaron estudios de hasta 250 metros. De la interpretación correspondiente se arriba a la conclusión que la mayor concentración de sulfuros está por debajo de los 200-250 metros.

Durante el año 1970 YMAD realizó 8 sondeos con un total perforado de 305,31 metros. Se indican en la tabla 1.

Leyes

Leyes en zona de alteración potásica: 0,26 % Cu; 0,35 g/t Au; 0,009 % Mo; 1,9 g/t Ag.

Leyes en la zona del núcleo de sílice-magnetita: 0,05 % Cu; 0,14 g/t Au; 0,0003 % Mo; 2,5 g/t Ag.

Leyes en zona de alteración sericítica-argílica: 0,06 % Cu; 0,00 g/t Au; 0,008 % Mo; 1,65 g/t Ag.

Propietario

El actual concesionario es Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Bajo de San Lucas se encuentra emplazado en el ámbito de Sierras Pampeanas. Está ubicado en la sierra de la Ovejería, constituida por un bloque de basamento limitado al norte por una falla inversa de alto ángulo.

La geología del área comprende rocas graníticas de alta difusión en la zona, intruidas por rocas ígneas, de composición diorítica y dacítica-andesítica correspondientes al Complejo Volcánico Farallón Negro, y sedimentitas continentales de edad terciaria.

Por la falla mencionada anteriormente se produjo el ascenso del bloque sobre la depresión que ocupa el complejo volcánico. De este modo el prospecto San Lucas presenta una geología particular que difiere de los otros prospectos similares. Los procesos hidrotermales de alteración-mine-

[1] *Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD).*

Pozo Nº	prof	Alteración	Roca	Mineralización
1	23,45	potásica silice magnetita	pórfiro dacítico	Magnetita, Pirita Calcopirita
2	53,90	potásica	pórfiro tonalítico dacítico	Magnetita, Pirita, Calcopirita
3	35,90	potásica	pórfiro tonalítico dacítico	Magnetita, Pirita, Calcopirita
4	53,27	potásica	pórfiro tonalítico dacítico	Magnetita, Pirita, Calcopirita
5	41,72	potásica	pórfiro diorítico	Pirita, Calcopirita, Molibdenita
6	50,49	potásica	pórfiro dacítico	Magnetita, Pirita, Especularita
7	16,55	sericítica-argílica	granito	-
8	25,03	sericítica-argilica	granito	-

Tabla 1. Resumen de los pozos, San Lucas.

ralización se encuentran estrechamente vinculados con un stock dacítico central que constituye el sector más importante desde el punto de vista económico.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Stock principal de pórfiro dacítico: considerado como la fuente de los fluidos mineralizantes, tiene alteración potásica. Ocupa una superficie de 0,60 kilómetros cuadrados. Se clasifica como una roca compacta con textura porfídica con pasta cristalina gris blanquecina cuarzo feldespática y fenocristales de plagioclasa ácida, biotita y cuarzo. Hay biotita secundaria a veces silicificada con magnetita y mineralización en venillas y diseminada.

Diorita: se encuentra fuera del stock siendo intruida por éste y a su vez intruye a las filitas de la Formación Suncho y a las areniscas de la Formación El Morterito. Es de estructura compacta granular fina, de color gris oscuro y con pátina limonítica. Presenta textura hipidiomórfica con plagioclasa ácida, ortosa intersticial, hornblenda y biotita. Hay opacos diseminados y en venillas asociados a clorita. En el sector norte presenta alteración potásica.

Granitos: rodean a las otras unidades. Son compactos de color gris, textura alotriomórfica con ortosa en general pertítica, cuarzo, biotita desferrizada y turmalina. Presentan argilización, sericitización y cierto grado de cataclasis.

Andesitas: Afloran en el sector noroeste del prospecto y forman parte del complejo volcánico terciario.

Metamorfitas: de edad precámbrica-cámbrica (Formación Suncho), se encuentran al norte del área. Son compactas de grano fino y color gris verdoso, de textura clástica con cristaloblastos de cuarzo y feldespato, y matriz cuarzosa rica en clorita atravesada por venillas de epidoto. Presenta alteración sericítica y propilítica con pirita diseminada.

Estructura

El prospecto de San Lucas presenta rasgos estructurales que le son propios, el fallamiento está desvinculado de la tectónica regional y obedece a los distintos eventos intrusivos modernos. Dentro de la depresión del Bajo de San Lucas se pudo determinar la existencia de tres fallas importantes (Oriental, Occidental y Austral) que controlan el emplazamiento de los intrusivos modernos y la alteración hidrotermal. Se observan fallas menores que no afectan el relieve y sólo son detectadas en las quebradas.

Morfología

El Bajo se ubica en una depresión cortada por profundas quebradas que desembocan en una quebrada central (Quebrada de San Lucas) de rumbo aproximado norte-sur.

La comarca tiene una altura media de 2.600 m s.n.m. con sus máximas elevaciones en 2.870 m sobre el nivel del mar. Los accidentes más pronunciados corresponden a bloques de basamento elevados y girados hacia el sur.

El drenaje es dendrítico pero en los sectores con rocas graníticas o donde aparece la penillanura terciaria hay un control estructural por diaclasas y fallas pequeñas. Vertientes de aguas salitrosas y semipotables forman luego el río San Lucas que corre hacia el sureste.

Alteración hidrotermal

Existe una evidente distribución zonal de los distintos tipos de alteración (figura 1).

Un núcleo con alteración potásica afecta al pórfiro dacítico y a la diorita, está rodeado por un área a grandes rasgos anular con la alteración sericítica argílica. Esta última se la observa en el granito en contacto con el pórfiro dacítico, con un ancho aproximado de 250 metros. La alteración propilítica bordea a la sericítica argílica.

Dentro de la zona de alteración potásica se encuentra un núcleo de sílice-magnetita constituyendo la parte morfológica positiva de la zona central del cuerpo dacítico. Puede verse claramente que la alteración potásica afecta totalmente al pórfido dacítico y en menor proporción a la diorita.

La alteración propilítica está esencialmente vinculada a los esquistos, filitas, hornfels y rocas graníticas.

La alteración supergénica es poco pronunciada.

Mineralogía

La mineralización está genética y espacialmente vinculada al pórfiro dacítico.

La zona de la alteración potásica está asociada a la mineralización más significativa de Cu y Au. Una característica es la presencia de biotita secundaria predominando sobre el feldespato potásico. La mineralización hipogénica se encuentra diseminada y en venillas. Se observa cuarzo, pirita, calcopirita, biotita, magnetita y yeso.

Rodeando la anterior, la zona sericítica-argílica se caracteriza por la presencia de minerales caoliníticos, clorita y sericita reemplazando a plagioclasa y minerales máficos. La mineralización está representada por pirita.

La alteración propilítica muestra un amplio halo de coloración verdosa, con clorita y epidoto asociados con pirita y especularita.

Los minerales de la alteración supergénica son principalmente malaquita, delafosita y cobres grises.

Geoquímica

Los valores anómalos del catión Cu representan un 49,4% de la totalidad de las muestras recolectadas, y para el Au un 57%. Los valores de Mo oscilan en general en torno al fondo y umbral, con muestras de anomalías erráticas que se encuentran en el pórfiro dacítico y en menor grado en la diorita. Las rocas graníticas y los sedimentos precámbricos presentan bajo contenido metálico, lo que marca un definido contraste geoquímico.

Maisonave y Guillou (1969), revelan en la proyección de los rangos geoquímicos que la mayor concentración de metales es centralizada mientras la degradación de tenores se registra hacia los márgenes del prospecto. La mayor concentración ocurriría en un sector donde las determinaciones por Cu sobrepasan los 500 ppm, con una franja circundante con 100 a 500 ppm de Cu y por último un sector envolvente con valores de hasta 100 partes por millón. El valor más alto (9.000 ppm) fue en la estaca Nº 190, y en la muestra Nº 15 de las quebradas con 1.600 ppm de Cu.

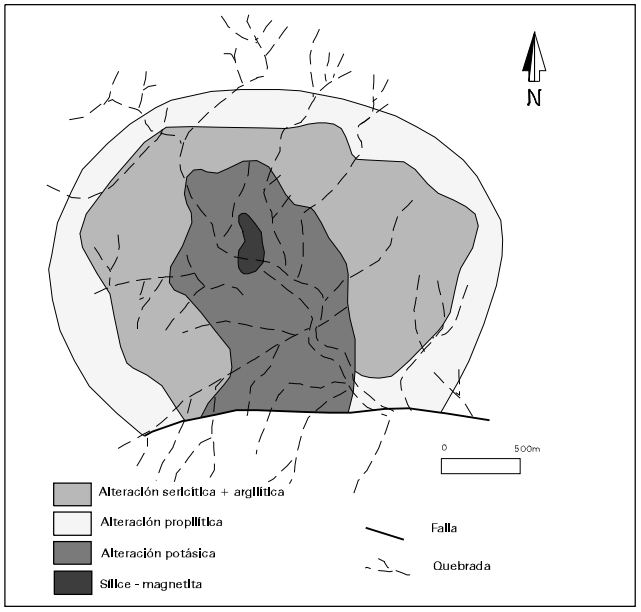


Figura 1. Distribución zonal de la alteración hidrotermal de Bajo San Lucas.

MODELO GENÉTICO

El modelo genético responde al de Pórfiros de Cu (±Au) relacionado a un magmatismo de arco terciario.

BIBLIOGRAFÍA

Dirección General de Fabricaciones Militares, 1977. Informe Geológico del Bajo de San Lucas, Provincia de Catamarca, República Argentina.

García, H. H., 1971.Geología del Pórfido Cuprífero Bajo de San Lucas, departamento Andalgalá, provincia de Catamarca, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26: 327-342.

Maisonave, H. M. y J. Guillou, 1969. Los Yacimientos de Cobre Porfídico en el área de la Reserva Minera YMAD: Bajo El Durazno, Bajo de Agua Tapada, Las Pampitas, Bajo de San Lucas. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan Cord.Norte*.

Alderete, M. C., 1999. Bajo de Agua Tapada, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1475-1478, Buenos Aires.



BAJO DE AGUA TAPADA, CATAMARCA

Mario C. Alderete[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación geográfica y accesos

Bajo de Agua Tapada se localiza en el sector noroeste de la mina Abel Peirano perteneciente a empresa YMAD, en el departamento Belén, a 2.300 m s.n.m. y con una superficie de 344 km^2. Sus coordenadas son: 27º17' de latitud sur y los 66º53' de longitud oeste. Está a 9 km al oeste de Bajo de la Alumbrera y 7 km al norte del campamento de Farallón Negro-La Blenda.

Se accede desde la Ruta Nacional 40 (Los Nacimientos) por la Ruta Provincial 35 con un recorrido de 13 kilómetros.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

En el siglo pasado existían referencias sobre pequeñas explotaciones mineras en el área; se mencionan Mina Choique, La Felicidad, La Josefa, Santo Domingo y otras que tuvieron campamentos al este de la actual Agua Tapada. Los antiguos mineros tuvieron derechos mineros que por razones que se desconocen fueron abandonados en las primeras décadas del siglo XX. Es así que en los años '30 no existián derechos vigentes en el área en cuestión.

Antecedentes

El Dr. Abel Peirano de la Universidad Nacional de Tucumán comenzó las investigaciones geológico-mineras en la zona en los años '40, incluyendo piques exploratorios que se desarrollaron durante el año 1948 y siguientes. González Bonorino (1949) publicó el primer trabajo de descripción de las alteraciones en este prospecto. Posteriormente Mezzetti (1963) hizo un mapeo geológico y muestreo geoquímico del área incluyendo La Josefa. En 1973 Sillitoe, experto de Naciones Unidas para el Plan NOA Minero, ejecutó un croquis geológico y de alteración. En 1983 Suchomel realizó aquí un estudio geológico detallado y evaluación económica , como tesis bajo la supervisión del Dr. John M. Guilbert de la Universidad de Arizona. En 1987 la Agencia de Cooperación Internacional de Japón efectuó estudios regionales para YMAD e incluía este prospecto. Gianfrancisco en 1991, resume el área en un trabajo inédito de la UNT Sasso (1997) trabajó en el prospecto. YMAD y Fabricaciones Militares realizaron estudios en los años 1982-1983.

Tareas de exploración

Perforaciones. En 1982 se hicieron sondajes dirigidos por Yacimientos Mineros Agua de Dionisio. y ejecutados por la Dirección General de Fabricaciones Militares y la cooperación del Instituto de Investigaciones Mineras de la Universidad Nacional de San Juan. Estas perforaciones no fueron lo suficientemente representativas de las expectativas del área.

Se ejecutaron muestreos geoquímicos en diferentes oportunidades. Mezzetti (1963), Suchomel (1983) y JICA (1987) realizaron estudios geoquímicos del área alterada. Rochefort *et al.* (1992) realizaron el último muestreo e interpretación.

Los contenidos de Cu, Au y Mo, sumados al patrón de zonación de alteración, sugieren una ubicación en la parte más externa o más alta del sistema de alteración- mineralización.

[1] *Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD).*

Un estudio geofísico por polarización inducida fue realizado por el Servicio Nacional Geológico Minero Plan NOA Minero para YMAD en 1974. Se midieron 11 perfiles que representaban 14.600 metros.

Se realizaron muestreo y análisis de aproximadamente 500 muestras con determinaciones por Cu, Mo, Zn, Pb, Au, Ag. Los estudios fueron sobre sedimentos, rocas y testigos de sondajes.

Laboreos mineros. En los primeros años de exploración (1948-1949) se ejecutó un chiflón de 28 m de profundidad. En 1949 se inició un pique vertical de 68 m con una sección de 2,2 x 1,8 metros.

Propietarios

El prospecto se encuentra dentro de la concesión minera de la empresa Yacimientos Mineros Agua de Dionisio.

GEOLOGÍA REGIONAL

Bajo de Agua Tapada es parte del Complejo Volcánico Farallón Negro de edad miocena. Regionalmente se encuentra ubicado en las Sierras Pampeanas noroccidentales en la provincia de Catamarca. El Complejo es una unidad volcánica que cubre aproximadamente 700 kilómetros cuadrados. Es la expresión más oriental del magmatismo asociado con la subducción terciaria de la placa pacífica sobre la placa sudamericana.

Las rocas más antiguas del área corresponden a esquistos y gneises, de edad cámbrica, intruidas por granitoides. Los sedimentos continentales del Terciario se apoyan discordantemente sobre el basamento. Estos sedimentos son areniscas calcáreas, limolitas y conglomerados rojos a grises. El Complejo Volcánico sobreyace con una discordancia angular y está formada por brechas andesíticas, lavas basálticas y andesíticas, aglomerados e intrusiones subvolcánicas. Las intrusiones subvolcánicas consisten en monzonitas, pórfiros dacíticos y pórfiros andesíticos.

La edad del Complejo es entre 10,6 y 6 millones de años. El patrón estructural del mismo muestra tendencias regionales mayores de dirección noroeste a sureste y menores de noreste a suroeste. El distrito contiene numerosas manifestaciones de metales básicos y preciosos. La mineralización está relacionada a las intrusiones subvolcánicas y sus correspondientes estructuras y es vetiforme y diseminada.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Este yacimiento consiste en un stock porfírico dacítico en brechas andesíticas del Complejo Farallón Negro, de edad terciaria , con tres estadios de intrusión (pre, sin y post mineralización) (Sasso, 1997) (figura 1).

Estructura

La zona de Agua Tapada se caracteriza por una pronunciada fábrica estructural noroeste-sureste, con un rumbo aproximado N54ºO. Esta zona de debilidad controló el emplazamiento del principal stock de porfírico dacítico y sus cuerpos y diques asociados (Suchomel,1983). La alteración hidrotermal que acompañó la intrusión fue canalizada con la misma orientación, con una zona en forma de ojo elongada en dirección noroeste-sureste.

Un dique temprano de andesita de grano fino y uno de andesita porfírica, también de orientación noroeste, sugieren una historia prolongada de fractura y/o fallamiento en esa orientación general, que es probablemente una expresión de un patrón estructural regional noroeste-sureste, opuesto a un fenómeno local. Al sureste de Agua Tapada hay pequeños diques, stocks y zonas de alteración con la misma estructura.

Hay abundantes evidencias de fallamiento; muchas de las fallas son pequeños desplazamientos y pueden ser seguidas cortas distancias. Cerca del borde oeste del área se observa una significativa falla normal en una secuencia de flujos andesíticos y tufitas, a lo largo de algunos cientos de metros al sur del área mapeada.

Flujos basálticos a andesíticos y aglomerados andesíticos tienen rumbo noreste y buzan 25º al noroeste, que es probablemente la inclinación resultante del domamiento primario producido por los centros volcánicos.

Alteración hidrotermal y mineralogía

Los minerales de alteración y ganga son pirita, magnetita, cuarzo, calcita, epidoto, clorita, sericita, yeso, feldespato potásico y biotita. Las vetas de oro-plata se ubican mayormente en proximidad de los contactos entre la monzonita intrusiva y la brecha andesítica, incluyendo el sistema Farallón Negro, Alto de la Blenda y otros relacionados.

La mineralización es diseminada y en venillas, asociada con la intrusión dacítica y en la periferia con venas tardías. El enriquecimiento supergénico no es significativo.

Geoquímicamente se revelaron anomalías moderadas de Cu, Pb, Zn y Au presentes en lo que correspondería a la alteración potásica.

Existe también una zonación de la mineralización respecto a la alteración. Hay escasa calcopirita diseminada, pirita-calcopirita en venas asociadas con abundantes venas de cuarzo-magnetita, magnetita y magnetita-pirita. Las de cuarzo-magnetita y magnetita, localmente abundantes, contienen más de 0,26 g/t de oro (Sasso, 1997).

Una perforación de 206 m efectuada al sur de la alteración potásica aportó anomalías de Cu y de Au, los cuales decrecen en profundidad. Otras perforaciones perimetrales a la alteración potásica revelan anomalías de Au (14 ppm) pero no de Cu. Esto indica una fuerte asociación de los valores anómalos de Au con zonas de silicificación.

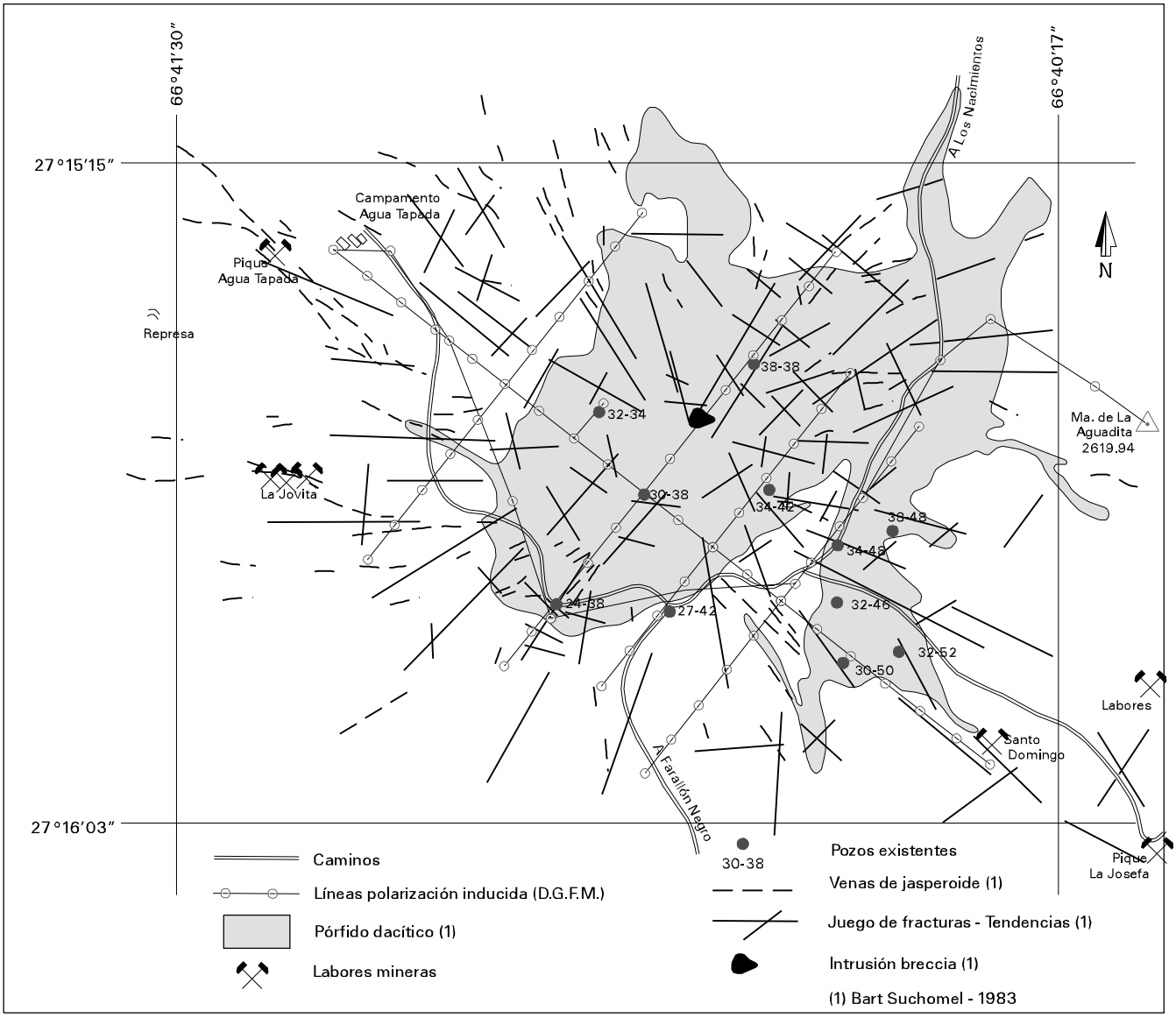


Figura 1. Mapa Geológico del Bajo de Agua Tapada.

En el exterior de la zona fílica un pequeño descenso de Pb y Zn coincide con abundante contenido de calcopirita diseminada.

Se encontró escasa calcopirita con esporádicas galena y esfalerita en superficie y en las perforaciones en la periferia de las zona fílica. Se registraron anomalías de algunos metales preciosos en las venas jasperoides (Suchomel, 1983), mientras que hay altos contenidos de Pb y Zn (mayores que 500 ppm). Los valores de Au alcanzan los 2,2 g/t y de Ag los 174 g/t. Las venas jasperoides no fueron encontradas en las perforaciones.

En el sector La Josefa se encuentran venas de 10 a 50 cm en brechas andesíticas, con metales de base hacia el este, tienen bandeamiento y brechamiento local. La roca huésped es una brecha andesítica. La alteración de la cubierta es de sericita + cuarzo. La mineralogía de las venas comprende de cuarzo, calcita, baritina, pirita, calcopirita, esfalerita y galena.

Venas de carbonato-cuarzo-manganeso con alto contenido de plata se encuentran en el borde oeste del prospecto (sector La Jovita). Son similares a las de Alto de la Blenda, con pirolusita y cuarzo bandeados. Están localmente brechadas y con clastos de jasperoides.

BIBLIOGRAFÍA

Gianfrancisco, M., 1991. Mineralización de oro y plata en Agua Tapada-Santo Domingo-La Josefa Catamarca Argentina. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo.*

González Bonorino, F.,1949. Diferenciación y alteración hidrotermal en Agua Tapada. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 4: 181-217.

Japan International Cooperation Agency, 1987. Informe sobre exploración de minerales del área del Alto de la Blenda. Republica Argentina. Fase I.

Mezzetti, A., 1963. Informe sobre las áreas de alteración hidrotermal en Agua de Dionisio. Distrito Hualfín, Departamento Belén. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* informe inédito.

Rochefort, G. G., M. Vicencio y S. G. Vicencio, 1992. Evaluación Geológica Proyecto Bajo El Durazno y Revisión Zonas Agua Tapada, Las Pampitas y otras- provincia de Catamarca- República Argentina. *EGM Placer International Exploration Inc.*

Sasso, A. M., 1997. Geological Evolution and Metallogenetic relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. *Queen's University, Thesis.*

Sillitoe, R. H., 1973. Geología de los depósitos de pórfiros de cobre de Farallón Negro. Noroeste Argentino. *PNUD*, informe inedito, 25 p.

Suchomel, B. J. 1983. An economic geologic evaluation of the Bajo de Agua Tapada and Presious Metal Prospect, Catamarca Province, Argentina. *PNUD*, informe inédito, 48 p.

Roco, R. y M. Koukharsky, 1999. El pórfiro cupro-molibdenífero Agua Rica y las manifestaciones epitermales asociadas, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1479-1492, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRO-MOLIBDENÍFERO AGUA RICA Y LAS MANIFESTACIONES EPITERMALES ASOCIADAS, CATAMARCA

Raúl Roco[1] y Magdalena Koukharsky[2]

INTRODUCCIÓN

El depósito Agua Rica es un sistema de pórfiro de Cu-Mo-Au al que parcialmente se superpuso un evento de mineralización epitermal de alta sulfuración con una fuerte alteración hidrotermal del tipo argílico avanzado asociada y un episodio final de enriquecimiento supergénico que transformó calcopirita y covelina hipogénicas en calcosina y covelina secundarias.

Un levantamiento rápido y el consecuente ambiente erosivo son propuestos como responsables de esta secuencia telescópica, relacionada con el magmatismo del Terciario superior.

El presente trabajo es el resultado de la compilación de trabajos publicados sobre la geología de Agua Rica, a la que se incorporó información proveniente de las tareas de exploración desarrolladas en el depósito durante los últimos 6 años por BHP-NNO. Si bien se describen la geología, mineralogía, alteración y metalogenia, la actualización completa y exhaustiva de estos temas serán objeto de futuras contribuciones por parte del personal del Proyecto Agua Rica.

UBICACIÓN

El yacimiento mencionado se localiza en el departamento Andalgalá, norte de la provincia de Catamarca, en el extremo sudoccidental de la sierra de Aconquija, 25 km en línea recta al norte del pueblo de Andalgalá. Las coordenadas Gauss Krugger en el campamento son 27°22'15,3"S y 66°16'48,0"O, a una altitud de 3.188 m sobre el nivel del mar.

Actualmente el acceso se realiza desde el pueblo de Andalgalá, pasando por la localidad de Piscoyuyo, por un camino de tierra adecuado para vehículos de doble tracción, construído en los últimos años por la empresa que desarrolla el proyecto minero.

LEYES Y RESERVAS

De acuerdo con el modelo calculado en marzo de 1998 el recurso geológico asciende a 802 Mt con leyes de 0,61% Cu, 0,24 g/t Au, 3,17 g/t Ag y 0,035% Mo basado en una ley de corte de cobre de 0,4 por ciento.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Las vetas con cobre del área de Agua Rica han recibido diferentes denominaciones. Cohen (1995) realizó una investigación bibliográfica sobre los antecedentes de la geología de la zona, encontrando en un trabajo de Stappenbeck (1918) la primera mención de la mina, denominada entonces Montenegro, diciendo que «en ella existe en varias partes, en las tobas riolíticas, una zona oval caracterizada por impregnación con minerales de cobre, especialmente calcosina y malaquita, mas raras veces pirita de hierro». Con el mismo nombre la cita Angelelli (1941, 1950), señalando, en el último trabajo mencionado, la existencia de labores consistentes en un chiflón principal y varias galerías cortas, algunas de las cuales estaban aterradas y de unas 10-12 t de material seleccionado en cancha, con una ley de 16% Cu. González Bonorino (1950), la describió como ya-

[1] *BHP Proyecto Agua Rica.*

[2] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

cimiento de Cerro Negro, mencionando la intercalación en el basamento de un cuerpo constituído por cuarzo y escasa muscovita, con aspecto similar al de una aplita pero de origen hidrotermal, al que se asocia una mineralización de clorita y calcocina. González Amorín (1961) describió las manifestaciones cupríferas del Cerro Negro destacando su semejanza con las de Capillitas (distante 10 km al oeste). Señaló que en la zona hay una serie de cuerpos intrusivos ácidos, asignándoles por correlaciones edad miocena-pliocena y que en el fondo del río de Las Minas, uno de estos cuerpos está intensamente alterado y contiene pirita. Describió una brecha de la zona cuyos bloques, de esquistos filíticos y micáceos, alcanzaban 1 m de lado. Sister y Lobo (1966) realizaron un estudio geológico-económico de las manifestaciones cupríferas denominando a la zona Cerro Rico. En 1967 Avila describió el cuerpo sienodiorítico de la quebrada Melcho y un pórfiro andesítico en la quebrada del río de las Minas, relacionándolo con la mineralización. Mezzetti (1968) llevó a cabo en la zona una prospección geoquímica y Navarro (1968, 1969) fue quien reconoció por primera vez un pórfiro de cobre y molibdeno en la zona, dándole el nombre de Mi Vida.

Propietarios

Los actuales propietarios del Proyecto son BHP Minerals (subsidiaria de Broken Hill Proprietary Minerals International Exploration Inc.): 70% y Northern Orion Explorations Ltda.: 30%.

Según relata Navarro (1985), en 1969 el Grupo Mutio adquirió las 8 pertenecias de la anterior mina del Cerro Negro y otras que la rodeaban.

Posteriormente dicho Grupo se asoció con otros inversionistas formando la Compañía Minera Agua Rica S.A., realizando una investigación preliminar del distrito que incluyó 5 sondeos con profundidades comprendidas entre 16 y 38 m, confirmando la naturaleza diseminada de la mineralización y la presencia de una zona de enriquecimiento secundario en el fondo del río de las Minas.

En 1970-72, con una opción de compra, Cities Service Argentina S.A. continuó con la exploración del distrito. Realizó un mapeo geológico de superficie, muestreo geoquímico con determinaciones de Cu, Mo, Pb, Zn, Ag y Au y estudios de alteración hidrotermal, además de perforaciones con diamanantina, culminando con un estudio e interpretación del yacimiento. Fueron 36 sondeos con diamantina que totalizaron 7.927 m, 4 de los cuales se ubicaron en el extremo de un túnel de 162 metros. Cancelada la mencionada opción de compra la propiedad regresó a la sociedad anónima Agua Rica.

En 1992 Recursos Americanos Argentinos (RAA) logró un acuerdo con Agua Rica S.A. y en 1993 firmó un acuerdo de *joint venture* con BHP Minerals, quien actuó como operador de la JV. El descubrimiento de un horizonte con enriquecimiento secundario importante se produjo en 1994, después de perforar 6 sondajes con resultados atractivos pero sin mineralización económica. En 1995 Northern Orion Exploration adquirió los derechos de Recursos Americanos Argentinos convirtiéndose en el nuevo socio de BHP.

Actualmente en el Proyecto se desarrollan estudios correspondientes a la Prefactibilidad Final, habiéndose completado 67.700 m de sondajes con diamantina y 350 m en dos túneles con fines metalúrgicos y medioambientales. Paralelamente a las actividades de exploración se hicieron estudios medioambientales y de exploración de aguas subterráneas.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Depósito Agua Rica está emplazado en el ambiente morfoestructural de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. En la región aflora un basamento metamórfico-ígneo del Proterozoico superior-Paleozoico inferior, sobre el cual se depositó durante el Terciario superior un complejo sedimentario-volcánico con algunos cuerpos subvolcánicos asociados (figura 1). Al Cuaternario se atribuyen los depósitos aluviales que forman niveles aterrazados y extensos abanicos coalescentes vecinos a las sierras, que convergiendo hacia las depresiones intermonatanas engranan con sedimentos más finos. En las cumbres de la sierra de Aconquija aún se conservan remanentes de depósitos morénicos correspondientes a la última glaciación.

Entre las metamorfitas se diferencian el Complejo Ambato, el Complejo Sierra de Aconquija y la Formación Suncho (Mirré y Aceñolaza, 1972). El Complejo Ambato contiene gneises granatíferos, escasos niveles de calizas, granitos y pegmatitas. El Complejo Sierra de Aconquija incluye esquistos con las asociaciones cuarzo-biotita-muscovita-oligoalbita y cuarzo-biotita-hornblenda-oligoclasa (Esquistos de Buey Muerto, Aceñolaza *et al*, 1982, descriptos por Indri, 1986) y migmatitas biotíticas de texturas gnéisicas. La presencia de una icnofauna (Mirré y Aceñolaza, 1972) permitió asignar edad del Cámbrico inferior a la Formación Suncho integrada por conglomerados y metapelitas. A la sedimentación correspondiente a los complejos Ambato y Sierra de Aconquija se le suele atribuir una edad comprendida entre el Proterozoico superior y el Cámbrico inferior (Aceñolaza *et al*, 1982; Toselli, 1990; Willner, 1990).

Rocas graníticas del Batolito de Aconquija (Gonzalez Bonorino, 1950) intruyeron a las metamorfitas con posterioridad a su plegamiento. Se les asigna edad ordovícica sobre la base de dataciones isotópicas K/Ar (Caelles *et al*, 1971; McBride *et al*, 1976 y Linares, 1977a), que dieron como resultado diferentes valores comprendidos entre 479 ± 15 Ma y 430,7 ± 6,1 Ma (corregidos por el cambio de la constante de desintegración, según Linares, 1977b). En la sierra de Capillitas (figura 1), estas rocas fueron descriptas como Granito Capillitas (Indri, 1986) y estudiadas posteriormente por Toselli *et al* (1996) y Rossi *et al* (1998). En él predominan monzogranitos porfíricos del tipo «S», de dos micas, con cordierita y en algunos casos con andalucita como minerales accesorios.

El complejo sedimentario-volcánico del Terciario aflora extensamente en el área de Farallón Negro (figura 1).

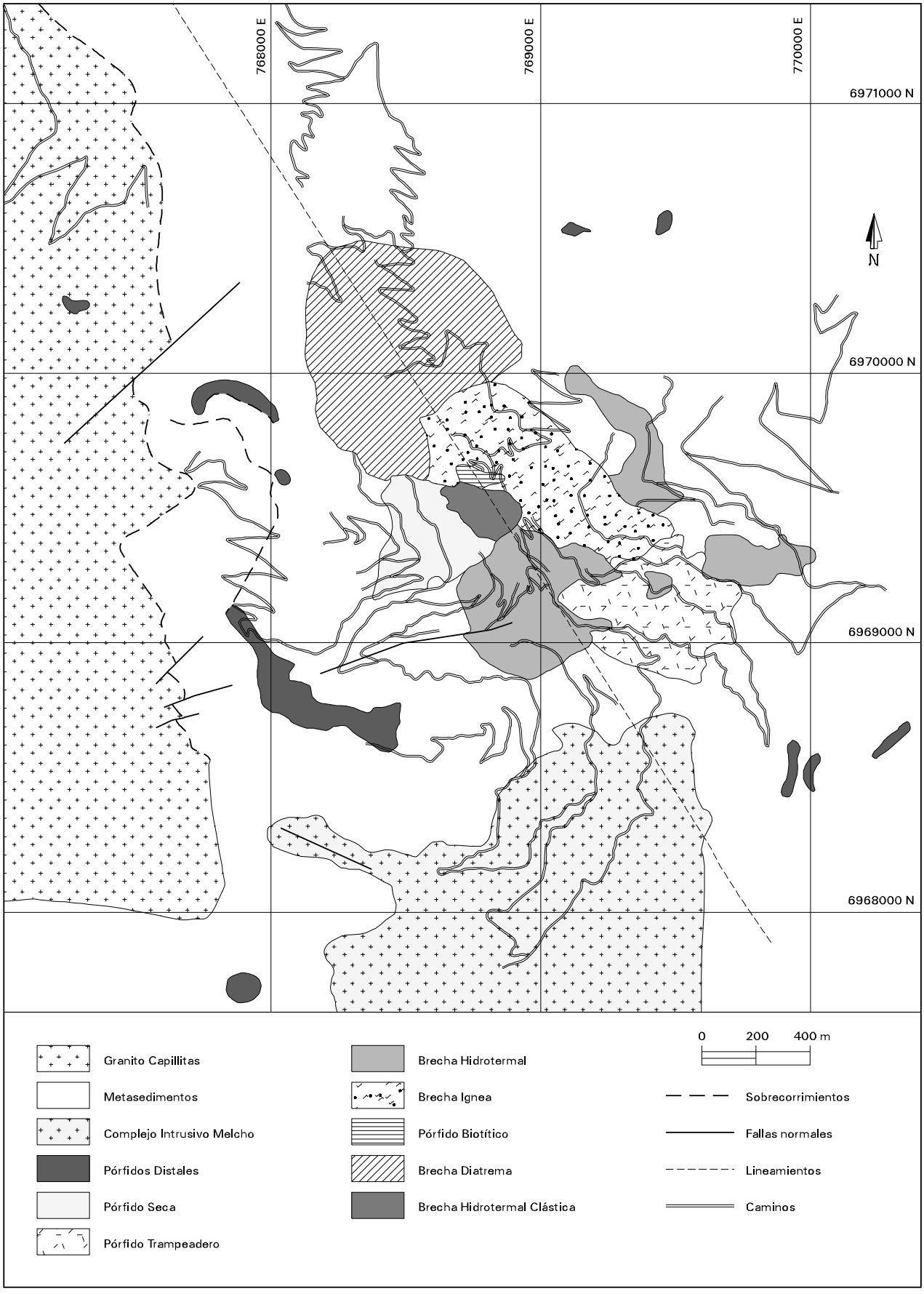


Figura 1. Mapa geología regional Agua Rica.

Las rocas sedimentarias, dominantemente areniscas rojizas con importante aporte volcánico en sus niveles superiores, fueron descriptas por González Bonorino (1950) como Estratos Calchaquenses, que alcanzan los 300 m de espesor. En la sierra de Capillitas, Indri (1986), las correlacionó con la Formación El Morterito (Turner, 1962), que en zonas vecinas aportó restos de vertebrados permitiendo asignarle edad miocena. Las rocas volcánicas y subvolcánicas afloran asociadas a varios centros eruptivos y suelen cubrir a las sedimentitas. Estudiadas en detalle por diversos autores (González Bonorino, 1950; Quartino, 1960; Llambías, 1970, 1972; Godeas, 1971; Sasso, 1997, entre otros), son brechas, tobas, coladas, diques y cuerpos intrusivos que presentan composiciones básicas (escasamente representadas) hasta ácidas, características de las asociaciones calcoalcalinas. En algunos de estos centros eruptivos se dieron las condiciones que permitieron el desarrollo de alteraciones hidrotermales con mineralizaciones asociadas de los tipos pórfiro cuprífero y epitermal de alta sulfuración que, dado su interés minero, han sido motivo de numerosos trabajos publicados e inéditos. Dataciones isotópicas adjudicaron a estas rocas edades comprendidas entre el Mioceno medio y el Plioceno inferior (Caelles *et al*, 1971; Stipanicic y Linares, 1975; Sasso, 1997).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El basamento que aflora en el área de Agua Rica fue dividido en tres unidades por Koukharsky y Mirré (1976). Dos unidades son metamórficas, pertenecen al Complejo Sierra de Aconquija y fueron descriptas como Esquistos Cerro Negro y Migmatitas Yuto Yaco (Proterozoico-Cámbrico inferior). La unidad restante es el Granito Pabellón, que forma parte del Batolito Capillitas (Ordovícico). Aflora también un complejo intrusivo-subvolcánico del Terciario, que fué subdividido en las unidades Monzodiorita Melcho, Pórfiros fenoandesíticos y fenodacíticos (anteponiendo el prefijo feno a la clasificación de las vulcanitas basada en el tipo de fenocristales presentes, según lo recomendado en Teruggi, 1980), Brecha ígnea fenoandesítica (*flow-breccia* occidental), Pórfiros riolíticos y un complejo de brechas originalmente denominado Brecha Carudo por los autores mencionados. Importantes episodios de alteración hidrotermal relacionados con la actividad ígnea del Terciario afectan sectores de las rocas metamórficas y del complejo intrusivo-subvolcánico. Al Cuaternario pertenecen el Conglomerado Mi Vida, la cobertura detrítica y algunos depósitos de remoción en masa que fueron descriptos por Cohen (1995).

ESQUISTOS CERRO NEGRO

Afloran en la margen nordeste del Río de las Minas. Son pizarras y filitas finamente foliadas por alternancia de niveles dominantemente cuarzosos y micáceos, de colores negro hasta gris oscuro. Con la asociación cuarzo-albita-fengita-clorita-biotita, se asignan a la facies Esquistos Verdes, grado biotita. En algunos clastos de zonas no alteradas de las brechas, estas rocas aparecen afectadas por metamorfismo de contacto, que se hace notable por la presencia de biotita en texturas decusadas.

MIGMATITAS YUTO YACO

Afloran en las laderas de la margen oeste del Río de las Minas. De composición granodiorítica biotítica, se caracterizan por presentar foliación gruesa con texturas gnéisicas irregulares. Ocasionalmente entre ellas se intercalan lentes concordantes de leucogranitos con turmalina y granate. En la quebrada Melcho, cerca del contacto con el Granito Pabellón, las migmatitas presentan notables porfiroblastos de feldespato.

GRANITO PABELLÓN

Aflora en las partes altas del sur del río de las Minas. Su facies más típica es el monzogranito porfírico, con una base granosa gruesa de cuarzo-plagioclasa-biotita y fenocristales de microclino que alcanzan 5 cm de largo.

COMPLEJO INTRUSIVO MELCHO

En el sector sur del depósito, emplazadas en el basamento, afloran rocas de textura granosa fina y mediana que fueron descriptas como un plutón heterogéneo (Avila, 1967; Koukharsky y Mirré, 1976; Navarro, 1985; Cohen, 1995) y como una serie de cuerpos intrusivos que integran el Complejo Intrusivo Melcho (Amarante, 1998). Fue denominado Sienodiorita Melcho por Koukharsky y Mirré (1976) considerando la facies predominante y Monzodiorita Melcho por Cohen (1995) atendiendo a la clasificación modal actual. Este último autor estudió la unidad en superficie, reconociendo su textura frecuentemente poiquilítica (monzonítica). Su fracción félsica está compuesta por plagioclasa zonal (An23-29), ortoclasa y cuarzo, en proporciones que lo clasifican dominantemente como monzodiorita cuarzosa, monzonita cuarzosa y monzodiorita y menos comúnmente como diorita, granodiorita y granito, en el triángulo QAP (Teruggi, 1980). Con un índice de color que varía entre el 5 y 30%, los minerales máficos son clinopiroxeno incoloro, hornblenda verde y biotita castaña, cuyos contenidos relativos, volcados en un mapa por Cohen (1993), definieron una zonación de disposición aproximadamente meridiana. Hacia el este los porcentajes de mafitos son los más altos, predominando la augita con cantidades menores de hornblenda y biotita; hacia el centro los porcentajes de mafitos son intermedios, siendo más abundante la hornblenda, mientras que el piroxeno disminuye en forma muy marcada y en el oeste, con los porcentajes de mafitos más bajos, es más abundante la biotita con hornblenda asociada, estando casi ausente el piroxeno. Estas variaciones, sumadas a la común presencia de relictos de clinopiroxeno en el anfíbol y textu-

ras tipo corona revelan para este sector del plutón, una evolución por fraccionamiento de mafitos hacia su borde occidental. Los minerales accesorios son apatita, titanita, circón, opacos (óxidos de Fe y Ti), apareciendo sulfuros y muy escaso oro en los sectores alterados. Cohen (1993) determinó, sobre la base de las características geológicas, petrográficas y geoquímicas, que la Monzodiorita Melcho y los cuerpos porfíricos de la zona tienen un origen común a partir de un magma shoshonítico, del cual en la primera participan bajos porcentajes de contaminación cortical, que aumenta notablemente hacia los términos más evolucionados. Amarante (1998) clasificó a las rocas del Complejo Intrusivo Melcho como una monzodiorita de hornblenda-biotita, monzodiorita cuarzosa y pórfiro cuarzo-monzonitico. Durante los trabajos de perforación en esta entidad dicho autor reconoció 4 facies diferentes, que son:

- Pórfiro de feldespatos y anfíboles: Intrusivo de grano medio a grueso, equigranular a fuertemente porfirico, compuesto por plagioclasas (25%) de hasta 5 mm., anfíboles (10%) y grandes cristales de feldepato potasico, de hasta 2 cm (10%).

- Pórfiro fino de anfíboles-cuarzo-plagioclasa: intrusivo de grano fino a medio, normalmente equigranular, ocasionalmente con débil textura porfirítica. Compuesto por plagioclasas (20%), cuarzo (10%) y anfíboles (5%)

- Pórfiro cuarzo-feldespático: Pórfiro de grano medio a grueso, de textura moderada a fuertemente porfírica que contiene plagioclasas (35%) y cuarzo (10-20%), además de biotita y anfíboles como minerales secundarios.

- Pórfiro cuarzo-feldespático fino: facies de grano fino de la unidad descripta en el párrafo anterior. Cambios graduales entre ambas unidades se observan en cortos rangos de distancia (20-30 cm).

El Complejo Intrusivo Melcho muestra alteración propilítica dominante(clorita-epidoto-pirita ± magnetita), con expresiones locales de alteración biotítica (biotita-cuarzo-pirita ± calcopirita) y fílica (cuarzo-sericita). Si bien localmente se han interceptado niveles con débil enriquecimieto secundario con ocurrencia de calcosina (0,2% de Cu) y leyes primarias en calcopirita (0,1% de Cu), normalmente los tenores de cobre presentes en esta unidad son sub-económicos.

Si bien estas unidades han sido reconocidas y mapeadas en testigos de sondajes, aparecen en el modelo geológico como una única entidad que alcanza una expresión areal mínima de 2 km x 2 kilómetros.

Existen varias dataciones isotópicas de estas rocas. La primera de ellas, publicada por McBride (1972, en Stipanicic y Linares, 1975) por el método K/Ar en biotitas arrojó un valor de 6,97 ± 0,4 Ma (actualizado por el cambio de la constante de desintegración según Linares, 1977b). Sasso (1997), por el método Ar/Ar obtuvo valores de 8,56 ± 0,48 Ma (Mioceno superior) en hornblenda, considerándola la edad de emplazamiento del cuerpo (Sasso y Clark, 1998). Obtuvo también otros valores en sectores alterados del mismo, que son: 7,03 ± 0,10 Ma y 6,29 ± 0,06 Ma en biotitas secundarias (la última en una brecha de la Monzodiorita Melcho) y 6,10 ± 0,04 Ma en roca total de un sector sericitizado.

En el Complejo Intrusivo Melcho ha quedado englobada una pequeña unidad aflorante en le quebrada Melcho, anteriormente reconocida como *flow breccia* (Koukharsky y Mirré, 1976) o Brecha Ignea Occidental (Cohen, 1995). Según este último autor contiene fragmentos angulosos y subangulosos autolíticos y pertenecientes a la Monzodiorita Melcho, inmersos en una matriz porfírica de composición lacítica cuarzosa. Es claramente posterior al plutón, en cuyos contactos originó una biotitización (la cual es posterior a una alteración propilítica pre-existente), así como una aureola con pertitización de las ortoclasas. De color gris oscuro, presenta xenocristales y fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda dominantes, con escasos cuarzo, feldespato pertítico, clinopiroxeno, apatita, titanita, circón y minerales opacos. La pasta es un agregado microgranoso de feldespato alcalino y cuarzo. Es posible que este afloramiento represente un conducto lávico de un edificio que ha sido totalmente denudado. De ese modo podría justificarse el importante aporte de calor necesario para originar la aureola de contacto en la monzodiorita que lo rodea.

PÓRFIROS MINERALIZADOS PRINCIPALES

Intruyendo el basamento metamórfico y al Complejo Intrusivo Melcho, en la parte central del área aparecen dos cuerpos intrusivos porfíricos de similares dimensiones que han sido denominados Pórfiros Mineralizados Principales, por ser los responzables de la mineralización primaria de tipo cobre pórfidico presente en Agua Rica. Koukharsky y Mirré (1976) y Cohen (1993) reconocieron y cartografiaron los mismos, adjudicándoles dimesiones menores a las reales, las cuales resultaron observables a partir de las tareas de exploración realizadas en el depósito.

Con el propósito de modelar tridimensionalmente estos cuepos intrusivos se definieron tres unidades principales basadas en su ubicación geográfica (Pórfiro de Seca, Pórfiro de Trampeadero y Pórfiro Indiferenciado), y en menor grado en el estilo de mineralización y alteración que presentan. Durante el mapeo de los testigos de sondajes se diferenciaron cuatro diferentes facies porfíricas, a saber:

- Pórfiro Quarzo-feldespático: integrado por fenocristales de plagioclasas (35%), cuarzo (10-20%), biotita y anfíboles (menos del 5%) en texturas medias a gruesas, normalmente fuertemente porfíricas.

- Pórfiro feldespático: compuesto por plagioclasas zonadas (35%), biotita y anfíboles (menos de 5%), ojos de cuarzo de grano fino (menos de 5%), ocasionalmente aparecen fenocristales de feldespato potásico de hasta 3 cm de longitud. Esta facies predomina entre los Pórfiros mineralizados.

- Pórfiro fino de feldespatos y máficos: compuesto por plagioclasas (15%) anfíboles y biotita (5-10%) y cuarzo (menos del 5%). Presenta textura de grano fino a medio, moderadamente porfírica.

- Pórfiro indiferenciado: Cuando el grado de alteración es tan intenso que no permite reconocer las facies mencionadas previamente, los intrusivos mineralizados se mapearon como indiferenciados.

Estas cuatro facies reconocidas durante el mapeo de testigos, fueron amalgamadas en tres entidades espaciales con el propósito de su modelamiento. Algunos aspectos destacables de estas tres unidades son:

- Pórfiro de Seca: En el sector oeste del depósito y al norte de Quebrada Seca se emplaza un intrusivo porfírico, cuya edad ha sido estimada en 5,1 ± 0,05 Ma de acuerdo con la datación de biotita secundaria (Amdel, 1995). Su expresión areal es de unos 550 x 550 m, presentándose normalmente intensamente obliterado por alteración fílica de tipo penetrativa (cuarzo-sericita) ± andalusita (Amarante, 1998), que en algunos sondajes puede ser reconocida obliterando una alteración biotítica (biotita ± magnetita) preexistente. Alteración arcillosa avanzada aparece como venillas de alunita-pirofilita en adyacencias al contacto con las brechas hidrotermales (Troutmant, 1997). La mineralización hipógena de este cuerpo intrusivo es predominantemente calcopirita, con ocurrencias locales de bornita, covelina y digenita (Hill, 1996, 1997). Venillas de cuarzo tipo A, agusanadas y discontinuas son comunes, dando a veces una textura de tipo cerebral. Venillas rectas del tipo B de relleno de fisuras, compuestas por cuarzo y sulfuros son tambien comunes. En los bordes de estas venillas suele aparecer molibdenita. Venulación de tipo D, de pirita con halos de sericita son menos frecuentes que las anteriores.

- Pórfiro de Trampeadero: Un cuerpo intrusivo de similares dimensiones al descripto anteriormente se emplaza al este de la Quebrada Minas, en el sector conocido como Trampeadero. Si bien los efectos de la alteración también son importantes, las texturas originales se encuentran mejor preservadas que en Seca. Por otra parte el estilo de alteración dominante en Trampeadero es el arcilloso avanzado, sobreimpuesto a la alteración fílica. La alteración arcillosa avanzada esta definida por la presencia asociada de alunita-pirofilita, y/u otros minerales como caolinita, dickita y diásporo. Venulación de tipo A y B son reconocibles pero no tan frecuentes ni tan bien desarrolladas como en Seca. En cambio, las venillas de tipo D sí aparecen con mayor frecuencia en este sector, representando venillas tardías de tipo epitermal, formadas por pirita, y en menor grado covelina, enargita, galena, esfalerita y alunita. A diferencia de Seca, la mineralización hipógena de cobre de Trampeadero está controlada por la covelina presente en estas venillas Esta venulación hidrotermal confiere al Pórfiro de Trampeadero tenores de arsénico, plomo y zinc considerablemente mayores a los presentes en el Pórfiro de Seca (ver Brechas Hidrotermales, Mineralogía y Alteración).

Pórfiro indiferenciado: Una tercera unidad porfírica mineralizada ha sido definida para asignar aquellos pequeños cuerpos y/o diques que carecen de contiguidad con los dos cuerpos principales en el modelo tridimensional.

PÓRFIROS DISTALES

Bajo esta denominación se agrupan todos aquellos cuerpos intrusivos porfíricos que han sido reconocidos en los márgenes del sistema mineralizado, en un rango del orden de cientos de metros, y que se caracterizan por presentar débil mineralización de tipo pirítica, con escaso o nulo desarrollo de venillas, y débil alteración sericítica. Se han reconocido diques de este tipo en las zonas de Yuto Yaco, Quebrada Yeguas y al oeste de Melcho. Trabajos preliminares de elementos traza parecen indicar que el Pórfiro de Quebrada Yeguas no presenta consanguinidad magmática con los Pórfiros mineralizados principales (Amarante, 1998).

BRECHA ÍGNEA

Al norte del Pórfiro Trampeadero y de la chimenea principal de Brecha Hidrotermal se emplaza una unidad intrusiva de orientación aproximada noroeste-sureste, con un desarrollo de unos 450 m en tal dirección, y dimensiones variables entre 100 y 250 m en dirección norte-sur (figura 2). La componen una matriz de grano medio, fuertemente porfírica, con fenocristales de plagioclasa, anfíboles, biotita y cuarzo. En esta matriz están inmersos clastos angulares a moderadamente redondeados, heterolíticos (metasedimentos, granito, pórfiros mineralizados, brecha hidrotermal, fragmentos de venas de cuarzo, cuarzo, *vuggy silica,* e incluso venas de cuarzo metamórfico) con tamaños variables entre 0,5 y 5 cm que ocasionalmente alcanzan el orden del metro. Estos clastos forman entre 0 y 50 % del volumen de la roca. Una característica diagnóstica de esta unidad es la carencia absoluta de venillas de cuarzo, lo cual es de gran utilidad para diferenciarla de los pórfiros cuando la alteración es intensa.

La alteración predominante es de tipo arcilloso avanzado, con sectores de intensa silicificación de tipo penetrativa. La mineralización de sulfuros se encuentra siempre relacionada con venillas de origen epitermal y al enriquecimiento secundario, mientras que la mineralización hipógena diseminada está practicamente ausente en esta unidad, lo cual torna muy erráticos a los tenores de cobre, arsenico, plomo y zinc.

Las relaciones temporales y espaciales de esta unidad con el resto de las unidades intrusivas son complejas y aun no bien entendidas. Ha sido reconocida cortando el Pórfiro de Trampeadero y la Brecha Hidrotermal, especialmente en los bordes de la misma. A su vez, clastos de Brecha Ígnea se reconocieron integrando la Brecha Hidrotermal y fragmentos en la propia Brecha Ígnea en Brecha Ígnea. Por lo tanto, si bien quedan muchos aspectos que aclarar, esta unidad ha sido interpretada como una entidad multiepisódica emplazada antes, durante y después que la Brecha Hidrotermal. La presencia de clastos de *vuggy silica*, con las cavidades rellenas por azufre nativo, sugieren procesos de lixiviación sulfato-ácida intensa antes, o por lo menos durante, algunos de los pulsos de intrusión de la Brecha Ígnea (Dillenbeck, 1999).

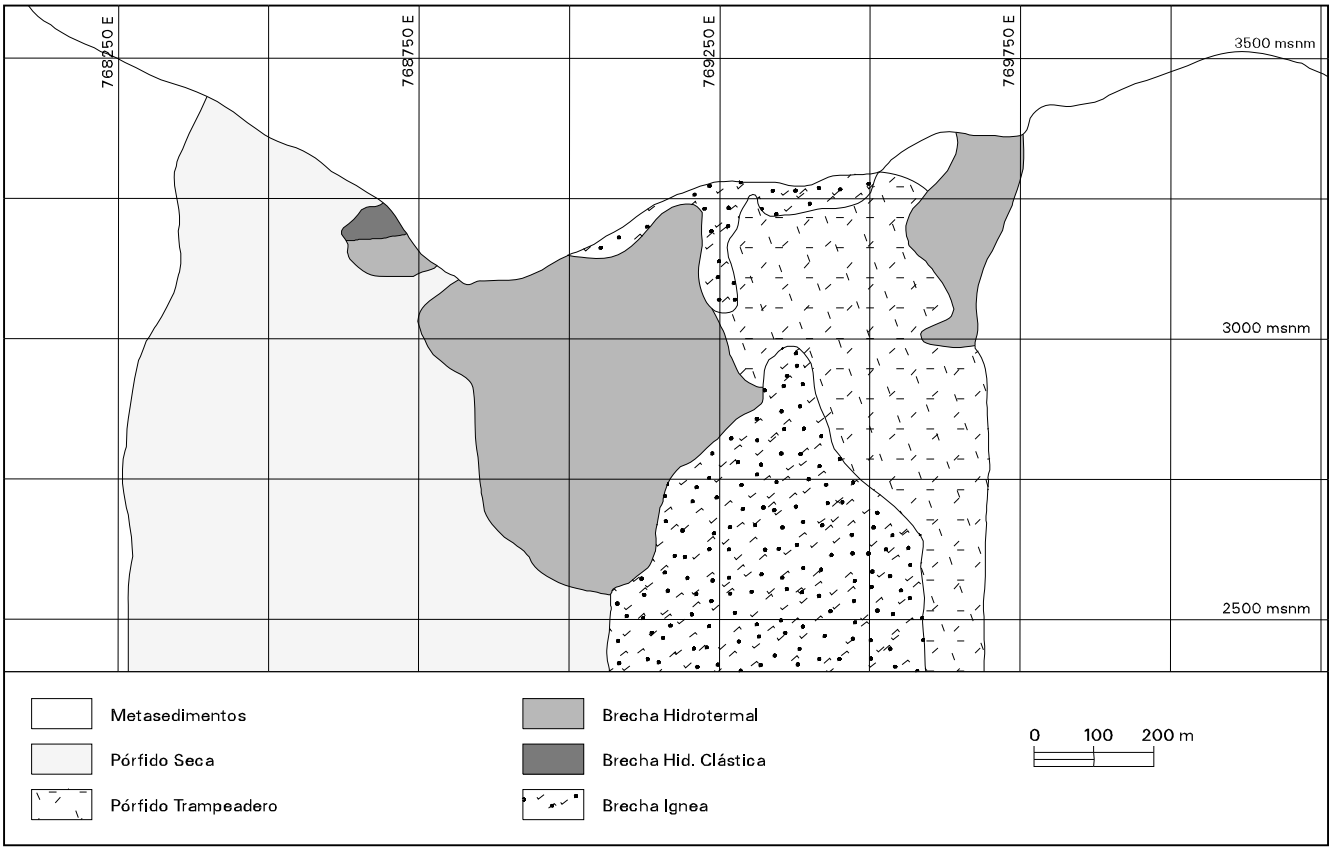


Figura 2. Brecha ígnea.

BRECHAS HIDROTERMALES

Entre los cuerpos de pórfiros principales descriptos previamente, en la zona central del depósito, coincidiendo con Quebrada Minas y desde allí extendiéndose hacia el sector de Trampeadero, se emplaza el cuerpo principal o pipa de Brecha Hidrotermal, cuyas dimensiones aproximadas son 700 m x 500 m en superficie y 700 m en sentido vertical (figura 2). Esta chimenea tiene un desarrollo preferencial noroeste-sureste, que coincide con la dirección de la Quebrada Minas. Tres facies diferentes de Brechas Hidrotermales han sido reconocidas y mapeadas en testigos de sondajes. Ellas varían desde brechas monomícticas, producto del craquelamiento de roca original con escaso o nulo dezplazamiento y/o transporte de los fragmentos, hasta brechas polimícticas con evidencias de intenso desplazamiento, transporte y rotación de los clastos. En las diferentes facies pueden reconocerse cantidades variables de matriz de origen hidrotermal y polvo de roca.

- Facies de tipo *jigsaw*: En las vecindades de los contactos entre el cuerpo de brecha y su roca encajante, se observa a esta última craquelada o fragmentada, con escaso o nulo desplazamiento entre los fragmentos angulosos. Como resultado, aparece una brecha clasto sostén, monomíctica (normalmente metasedimentos o Pórfiros), con un relleno de materiales hidrotermales entre los fragmentos, que normalmente es sericita, alunita, pirofilita, arcillas, y sulfuros (pirita, covelina, esfalerita, galena.

- Facies de matriz hidrotermal: Con una matriz de similar composición a la de la facies anterior, pero mas abundante (hasta un 25% del total de la roca), esta variedad se presenta normalmente clasto soportada, pero con clastos subangulares con evidencias de rotación y transporte. Si bien es predominantemente monomíctica, no es infrecuente la presencia de clastos de diferente origen. Es una roca probremente seleccionada, con clastos cuyos tamaños oscilan entre 0,5 cm y 30 cm, pero que en ocasiones alcanzan el orden de la decena de metros. Allí donde la cantidad de material hidrotermal fue insuficiente para rellenar el espacio disponible entre los clastos, aparecen espacios abiertos que pueden alcanzar el 5% del volumen de la roca. Se ha observado exfoliación de tipo catafilar en los clastos, evidenciando la rapida descompresión de los mismos. Los tenores de cobre relacionados con mineralización hipógena epitermal bajo la forma de covelina promedian 0,5 %, aunque alcanzan y superan 1% de cobre en sectores donde la covelina se presenta con textura gruesa (ver Mineralogía).

- Facies de matriz clástica: Esta variedad se caracteriza por ser desde clasto hasta matriz soportada, pobremente seleccionada y con fragmentos fuertemente rotados y tranportados, subangulares (normalmente metasedimentos) a redondeados (pórfiro y granito) cuyo tamaño varía de 0,2-0,3

cm a 1 m, ocasionalmente alcanzando la decena de metros. Si bien la composición de los clastos predominantes suele ser el reflejo de las rocas de caja, en ocasiones esta facies es fuertemente polimíctica, con clastos de metasedimentos, granito, cuarzo metamórfico, pórfiros mineralizados, fragmentos de venillas de cuarzo, brecha ígnea e incluso fragmentos de otras facies de brechas. A diferencia de la facies de matriz hidrotermal, la matriz de esta facies incorpora material proveniente de los clastos como resultado de la fuerte fricción y/o atrición entre los mismos. Este polvo o harina de roca se encuentra cementado por material hidrotermal (alunita-pirofilita-dickita-otras arcillas). Esta matriz clástica que rellenó por completo los espacios entre fragmentos, tornando la roca más impermeable al paso de los fluidos hidrotermales, es considerada responsable de la mineralización errática y de bajas leyes de cobre de la unidad (normalmente inferior a 4%). Si bien esta facies ocurre a lo largo de todo el cuerpo de brecha, solo ha podido ser modelado como una unidad coherente en el borde norte de la chimenea.

El estilo de alteración que caracteriza a esta brechas hidrotermales es el arcilloso avanzado con la asociación mineralógica ya descripta, afectando fuertemente matriz y clastos. Una alteración de tipo fílica es reconocible solo como relicto en algunos fragmentos; zonas de intensa silicificación penetrativa han sido reconocidas, no asi venas de cuarzo que atraviesen matriz y clastos simultáneamente. La mineralización hipógena de tipo epitermal que caracteriza a estas unidades se presenta como pirita, covelina, esfalerita, galena, enargita, normalmente asociada a venillas y/o relleno de cavidades. La presencia de minerales de temperaturas mas elevadas que las que se observan en ambientes epitermales y bajos pH, como zunyita y diásporo en profundidad, sugieren a esta pipa como el conducto a través del cual tuvieron lugar los procesos de alteración arcillosa avanzada y la mineralización epitermal asociada (Brimhall, 1997, Troutman, 1997, Dillenbeck, 1999). La presencia de clastos de la facies de matriz clástica con exfoliación catafilar dentro de la facies de matrix hidrotermal que pueden observarse aflorando en Quebrada Minas es indicativo del origen multiepisódico de estas brechas.

PÓRFIRO BIOTÍTICO

Un cuerpo intrusivo porfírico elongado en dirección este-oeste, de aproximadamente 100 m de longitud en esta dirección y unos 20-25 m de ancho aflora a la altura del campamento de Agua Rica. Contiene fenocristales de plagioclasas (30%), biotita idiomorfa de hasta 2 mm (10%), cuarzo (menos del 5%), y anfíboles como mineral accesorio. Las relaciones de campo lo muestran cortando la Brecha Ignea y la facies de Matriz Clástica de la Brecha Hidrotermal. La presencia de biotita inalterada indica su origen posterior a los procesos de alteración y mineralización metálica. Cohen (1995) clasificó a este cuerpo como pórfiro fenoandesítico, destacando que gran parte de los cristales de plagioclasa son fragmentales y que las biotitas frecuentemente están flexuradas. Sasso (1997) lo clasificó como pórfiro biotítico. Si bien considera que se emplazó con posterioridad a la mineralización, dicha autora presenta una datación Ar/Ar de los fenocristales de biotita que resultó el valor del Terciario más antiguo del área: 12,67 ± 0,30 millones de años.

BRECHA DIATREMA

Al nornoroeste del Depósito Agua Rica aparece un cuerpo de brecha de planta aproximadamente circular, con un diámetro aproximado de 700 m, que ha sido denominado Brecha Diatrema. Se caracteriza por ser matriz soportada con un porcentaje dominante de matriz que alcanza hasta un 60 % del volumen de la roca. Esta matriz clástica es de tamaño limo a arena, con pirita (1-2 %) y cementada por arcillas. Engloba clastos heterolíticos de metasedimentos, granito, pórfiros mineralizados y fragmentos de venas de cuarzo tanto metamórfico como hidrotermal. El tamaño de los clastos es muy variado, desde arena a bloques, apareciendo subangulares a fuertemente redondeados, variablemente alterados y en muchos casos con relictos de mineralización metálica.

En varios afloramientos esta brecha presenta estratificación cruzada con gradación normal, y la orientación de los estratos sugieren una tendencia concéntrica: en el extremo norte del cuerpo, en la zona conocida como Morro Alumbrera, los estratos buzan hacia el sureste; en la Quebrada Yeguas inclinan hacia el sursureste y en la zona central del cuerpo hacia el suroeste (Landtwing, 1998).

La Brecha Diatrema comparte algunos rasgos de los mencionados por Sillitoe (1985) para la brechas de origen freatomagmático o diatremas, producto de la confluecia de fluidos calientes hipógenos y aguas frías de origen meteórico. En un ambiente tectónicamente activo y en rápido ascenso (Jordan, 1983, Allmendinger, 1986), con la erosión asociada al mismo, una fuente magmática emplazada a pocos km de profundidad puede alcanzar profundidades mas someras, resultando en una rapida disminución de la presión de emplazamiento, el probable contacto con aguas freáticas y la consecuente explosión freatomagmática. El resultado final es un crater o depresión rellena con los productos de la explosión con la incorporación de material proveniente de las rocas encajantes. Las estructuras sedimentarias previamente descriptas pudieron ser originadas durante el mismo proceso explosivo o ser consecuencia de un retrabajamiento sedimentario posterior, convirtiendo la unidad en posibles facies de relleno de crater. Landtwing (1998) sugiere la presencia de posible material juvenil tufáceo, lo cual confirmaría esta hipótesis de explosión freatomagmática.

Si bien esta diatrema no ha sido explorada exhaustivamente, es interpretada como estéril desde el punto de vista económico, posterior a los procesos de mineralización y alteración hidrotermal (Perelló *et al*., 1999; Rojas *et al.*, 1999), aunque anterior al proceso de enriquecimiento secundario como lo testimonia la presencia de delgadas capas de calcosina en fracturas observadas en sondajes.

*DIQUES ARENOSOS Y DIQUES DE GUIJARROS (*SANDY DYKES-PEBBLE DYKES*)*

En el área son comunes los diques tabulares de 10 cm a varios metros de espesor, compuestos por material arenoso y/o guijarroso, a veces gradados. Son siempre matriz soportados, con variable cantidad de clastos heterogéneos. Las relaciones espaciales con las demás unidades litológica permiten interpretarlos como pre-sin y post-procesos de mineralización y alteración hipógena. En ocasiones presentan calcosina secundaria, lo que los sitúa como anteriores al proceso de lixiviación y enriquecimiento secundario.

Cubierta cuaternaria

TOBA DE CENIZA VOLCÁNICA

En las cercanías del Campamento Agua Rica y en la Quebrada Minas afloran pequeños cuerpos tobáceos, compuestos por ceniza volcánica inalterada, de grano grueso, normalmente rica en biotita y magnetita. Presenta estratificación cruzada y es interpretada como una toba distal producto de una lluvia de cenizas volcánicas. Dataciones isotópicas de la biotita arrojan 0,5 Ma (Amdel, 1995).

CONGLOMERADO MI VIDA

Aflorando en sectores del valle del rio de las Minas y en el tramo inferior de la quebrada Melcho, esta unidad consiste en conglomerados polimícticos inmaduros, con algunas intercalaciones de areniscas. En ellos participan bloques y rodados de todas las litologías, afectados por los tipos de alteraciones de la zona, cementado por limonitas exóticas que le otorgan coherencia y colores rojizos. De evidente origen fluvial asociado a cauces cuyas trazas eran similares a las actuales, su espesor máximo es del orden de los 60 m y se lo ha asignado al Cuaternario.

GRAVAS CUATERNARIAS

Depósitos de grava, consolidados e inconsolidados y suelos, se observan sobre las pronunciadas pendientes que dominan la zona. El espesor normal es de 30 cm a 10 m, aunque ocasionalmente alcanzan hasta 50 m de potencia.

Estructura

Allmendinger *et al* (1983) proponen un sistema de fallas regionales de rumbo nornoreste localmente desplazadas por estructuras noroeste, como responsable de la geomorfología actual de la región. El ascenso y deformación de la Sierra del Aconquija es propuesto como iniciado entre 5 y 10 Ma (Allmendinger, 1986) nuevamente activo entre 2 y 3 Ma (Allmendinger, 1986) permaneciendo activo hasta el presente (Jordan *et al.*, 1983).

A escala local, Agua Rica presenta una serie de lineamientos orientados en dirección noroeste y noreste, de los que se destaca aquel en el cual se emplaza la Quebrada Minas. Esta estructura tiene un rumbo aproximado de N30ºO a N40ºO. Otros lineamientos menores presentan rumbo N30ºE. Recientemente se ha reconocido la presencia de sobrecorrimientos de bajo ángulo (25-60º) que dislocan y repiten el sistema mineralizado hipógeno, la capa lixiviada y el manto de enriquecimiento secundario (Perello *et al*, 1999).

Morfología

El paisaje local presenta valles de laderas empinadas (35-40°), con desniveles del orden de los 600 m entre el río y las divisorias, que en su base pasan a tener paredes casi verticales de varios metros de alto. El colector de la zona es río de las Minas, con un caudal permanente del orden de los 200 l/seg, según registros de 1972. Los frecuentes saltos y caídas de agua de los cauces ponen en evidencia el predominio de procesos fluviales como modeladores del relieve, condicionados principalmente por episodios tectónicos.

Alteración hidrotermal

La presencia de varios episodios y asociaciones mineralógicas de alteración hidrotermal fueron tempranamente reconocidas por Koukharsky y Mirré (1976). Actualmente se han definido y modelado las siguiente asociaciones, basadas en datos obtenidos con PIMA y determinaciones con rayos X:

Alteración potásica. Este tipo de asociación frecuente en tantos pórfiros de cobre es relativamente rara en Agua Rica y no constituye una zona coherente como para ser modelada dentro del halo de 0,4 % de cobre, aunque se han reconocido sectores o núcleos aislados con la asociación biotita hidrotermal-magnetita/hematita. La biotita normalmente aparece reemplazada por clorita en Seca (Hill, 1996) y si bien estudios de difracción de rayos X señalan la presencia de feldespato potásico, este no es reconocible a simple vista (Hill, 1996). Sobre la base de estudios petrográficos Koukharsky y Mirré (1976) reconocieron en varios sectores una biotitización con sericitización sobreimpuesta y una feldespatización representada por finos mosaicos de ortoclasa en el sector norte del río de las Minas

Esta asociación potásica es interpretada como temprana en el proceso de emplazamiento de los Pórfiros y obliterada por la subsiguiente alteración fílica.

Alteración propilítica. La asociación de clorita-epidota-pirita y carbonatos o propilítica es común en el Complejo Intrusivo Melcho donde la clorita reemplaza a hornblendas y biotita. Venillas de carbonatos se reconocen en metasedimentos fuera del halo de alteración principal. Alteración de tipo SCC (*sericite-chlorite-clay*) es característica de los Pórfiros Distales.

Alteración fílica. En Agua Rica se define como la asociación de sericita-cuarzo-pirita sin venillas de alunita y

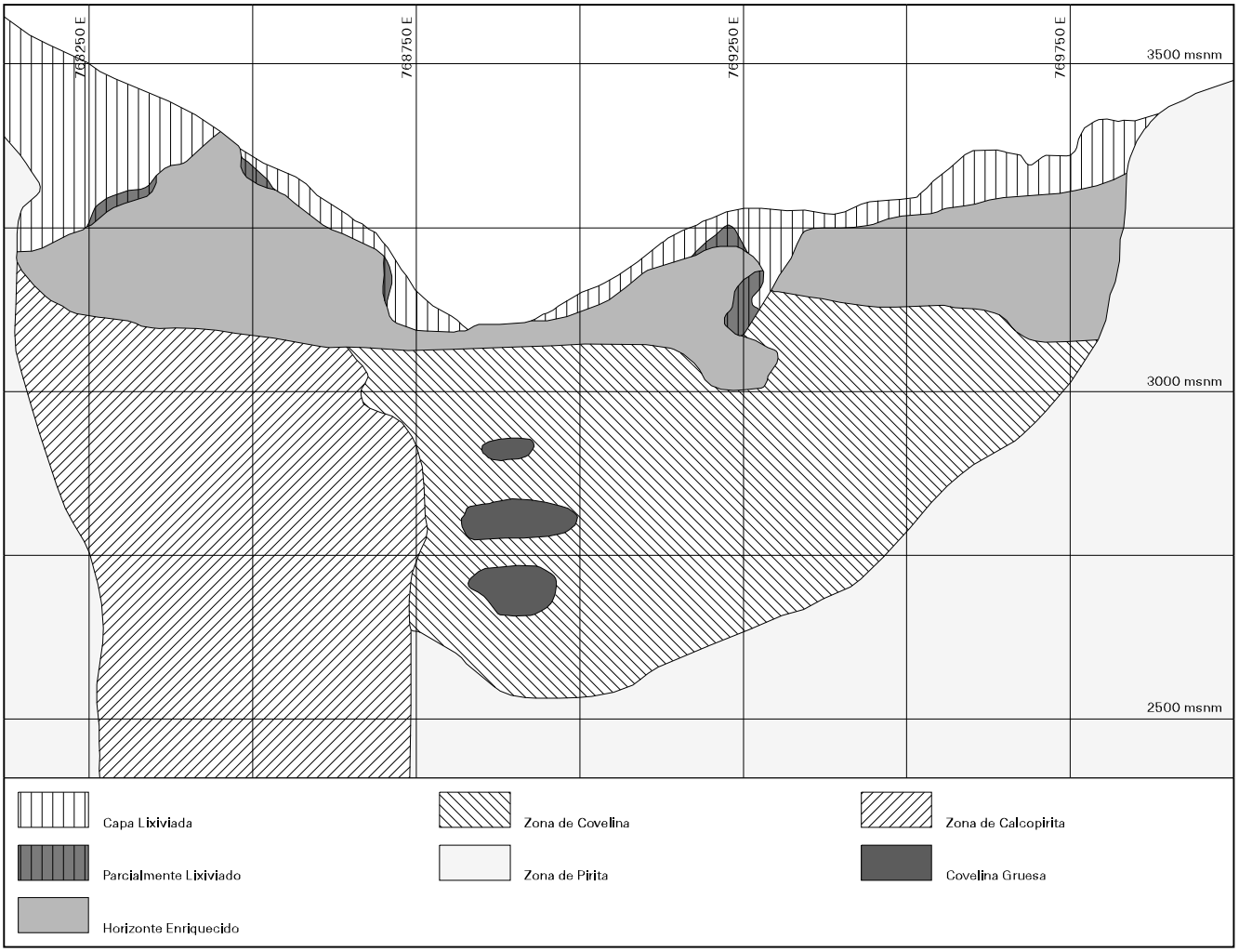


Figura 3. Depósito Agua Rica; Mineralogía.

aparece como una gran nube o halo de alteración que cubre todo el distrito dentro del cual se han desarrollado procesos de alteración hidrotermal más intensos (Brimhall *et al*, 1997). Está muy bien desarrollada en Quebrada Seca, mientras que en Trampeadero es más errática debido a la superposición de alteración arcillosa avanzada.

La sericita (término usado para representar genéricamente a la muscovita hidrotermal de grano fino y la illita) reemplaza en forma penetrativa a la masa fundamental y a fenocristales de los Pórfiros, y aparece también como halo de alteración de venillas de tipo D (Gustafson y Hunt, 1975).

Como mineral accesorio de la asociación fílica aparecen andalusita (Koukharsky y Morello, 1996, Brimhall *et al*, 1997; Takagi, 1998; Amarante, 1998) y corindón (Koukharsky y Morello, 1996). Rutilo y zircon han sido reconocidos también en el pórfiro de Quebrada Seca.

Alteración arcillosa. La presencia de esmectitas y caolín definen esta asociación vinculada con los procesos de lixiviación y enriquecimiento supergénico, comunmente encontrada en zonas de falla.

Alteración arcillosa avanzada. La asociación alunita-pirofilita caracteriza este tipo de alteración, acompañada por otros minerales como halloysita-caolinita-dickita-diásporo-zunyita y topacio (Koukharsky y Morello, 1998). La zona de alteración arcillosa avanzada aparece centrada en la Quebrada Minas en coincidencia con la pipa de Brecha Hidrotermal aunque se extiende mas allá de los límites de la misma (figura 4). Se la ha reconocido a una altitud mínima de 2.500 m s.n.m. hasta la superficie en el nivel 3.000 m s.n.m., con un desarrollo vertical de por lo menos 800 m en la vertical y un desarrollo horizontal de 800 x 1.000 m en los 3.000 m s.n.m. (Dillenbeck, 1999).

Para la paragénesis alunita-pirofilita-zunyita-cuarzo Koukharsky y Morello (1984) postularon condiciones de formación con temperaturas del orden de los 350-400°C, presiones inferiores a 1 kbar, en presencia de Cl, concentraciones moderadas de F y ausencia de Ca. Ella es reemplazada por la paragénesis diásporo-topacio-cuarzo, a la que se atribuye las temperaturas más altas, comprendidas entre 400 y 450°C (Koukharsky y Morello, 1998).

Mientras que en Quebrada Seca el contacto con la alteración fílica es abrupto y subvertical, en Trampeadero es irregular y de menor ángulo, probablemente debido a zonas de debilidad asociadas con sobrecorrimientos de bajo ángulo (Dillenbeck, 1999).

La litología ejerce un fuerte control sobre esta alteración, ya que mientras domina claramente en las Brechas Hidrotermales y en la Brecha Ígnea es menos importante en las demás unidades litológicas. Los minerales asociados a esta alteración aparecen tanto en la matriz de las Brechas Hidrotermales como reemplazando fenocristales de Pórfiros de la Brecha Ígnea. La alunita es del tipo potásica, aun no se han reconocido alunitas sódicas (Troutman, 1997), y puede ser cristalina a amorfa, con color blanco grisáceo a rosado claro.

Silicificación. Sobre la base de estudios petrográficos Koukharsky y Mirré (1976) diferenciaron dos grados de silicificación: intensa o pentrativa y débil o no-penetrativa. Como silicificación intensa consideraron todo aporte notable de cuarzo a la roca previa (parches irregulares, lentes, crecimientos secundarios, reemplazos pseudomórficos por cuarzo) y en la silicificación débil incluyeron la presencia de cuarzos con características hidrotermales (abundancia de inclusiones fluidas, especialmente en cristales negativos, extinciones ópticas fragmentadas), pudiendo existir algunas microvenas, pero sin indicios de importante aporte a las rocas originales. Las rocas no silicificadas presentaban cuarzos sin características hidrotermales, pudiendo existir algunas venillas en las muestras de mano. La zona de silicificación intensa coincide con la de alteración acillosa avanzada. En cambio, la asociación andalucita-corindón-pirita, roconocida por Koukharsky y Morello (1976) en un clasto de metapelita cuarzosa contenido en la facies de matriz clástica de las Brechas Hidrotermales, provendría de una zona relativamente profunda del sistema hidrotermal, en donde los fluidos estaban infrasaturados en sílice y la temperatura habría sido superior a los 400°C.

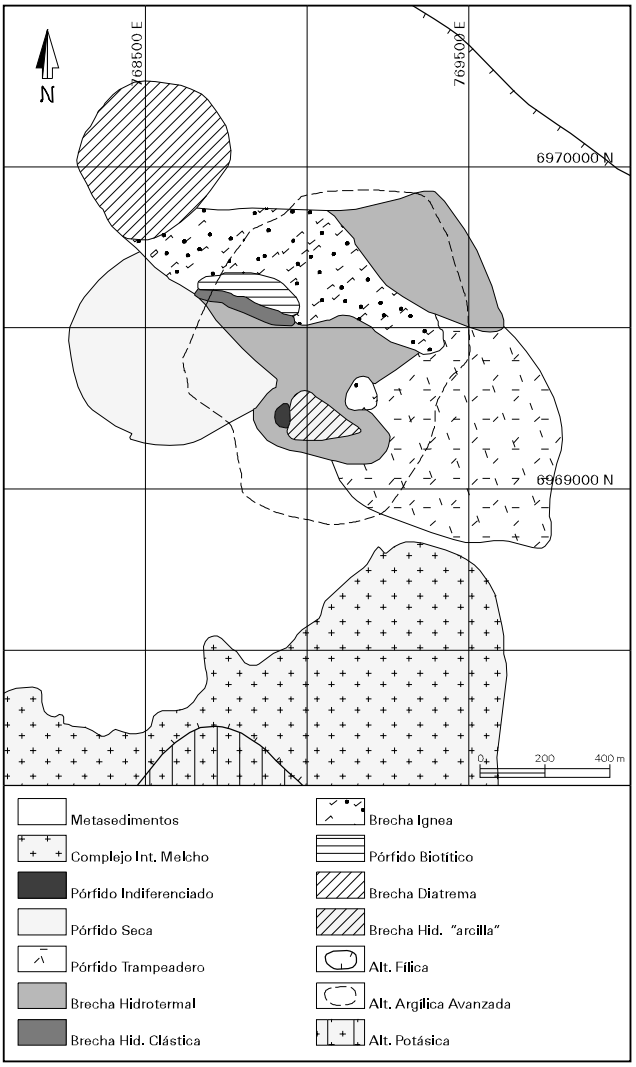


Figura 4. Zonas de alteración hidrotermal.

Mineralogía

Koukharsky y Mirré (1976) definieron dos asociaciones paragenéticas hipogénicas diferentes, de las cuales la primera es la típica de los pórfiros cupríferos, caracterizada por pirita-calcopirita-bornita-molibdenita-magnetita. Los trabajos más recientes reconocen la mineralización hipógena temprana asociada a venillas de cuarzo con pirita, calcopirita y escasa bornita, que aparece al sur del depósito principal, en la zona de Melcho. En los Pórfiros de Quebrada Seca y Trampeadero esta mineralización se encuentra asociada a venillas de cuarzo irregulares, agusanadas, del tipo A (Gustafson y Hunt, 1975), con tenores de cobre normalmente inferiores a 0,1 %. Cortando las venillas del tipo A aparecen venillas B (Gustafson y Hunt, 1975), caracterizadas por cuarzo con textura en peine, con pirita ocupando las salvandas y/o el centro de las mismas y molibdenita en los bordes. Inclusiones de calcopirita, bornita, rutilo y pirrotina han sido reconocidas en cristales de pirita (Hill, 1996; Brimhall *et al.*, 1997), al igual que intercrecimientos de bornita en cristales de calcopirita (Koukharsky y Mirré, 1976).

La segunda asociación citada por los últimos autores es de tipo epitermal, se aloja en zonas de alteración fílica o arcillosa avanzada y contiene pirita-covelina-bornita-enargita-molibdenita-galena-esfalerita-marcasita-rodocrosita-azufre nativo. Se la encuentra diseminada, en venas, tapizando cavidades o cementando brechas. De los trabajos realizados surge que la covelina es el principal sulfuro de cobre de este evento mineralizante, apareciendo normalmente en cristales bien desarrollados de hasta 1 cm de diámetro. Las leyes de cobre de esta asociación mineralógica tienen un valor promedio del 1%. Covelina de grano fino a muy fino es también muy frecuente, y si bien parte de ella es de origen supergénico la mayoría parece ser el producto de la lixiviación hipógena de una asociación primaria de calcopirita-pirita-pirrotina, en un sistema de alta sulfura-

ción (Brimhall *et al*, 1997). Tal como se mencionara previamente, la Brecha Hidrotermal, íntimamente asociada con la mineralización epitermal presente en Agua Rica, contiene clastos de pórfiros mineralizados, con vetillas y mineralización propias del estadío porfídico, poniendo en evidencia la relación temporal entre ambas asociaciones de mineralización hipógena. Dataciones absolutas sobre minerales de alteración relacionados con ambos procesos mineralizantes concuerdan parcialmente con este modelo de mineralización temprana de tipo porfírico seguida por el proceso de mineralización epitermal. Brimhall *et al* (1997) sugieren una probable superposición temporal de ambos procesos.

Los fenómenos de lixiviación y enriquecimiento supergénico fueron importantes en la génesis del depósito Agua Rica (figura 3). El horizonte oxidado tiene un espesor variable, normalmente entre 50 y 150 m, alcanzando 260 m hacia el extremo occidental del depósito. En él predominan la jarosita y la goethita, con menor hematita. Por debajo se encuentra un horizonte inmaduro e irregular de enriquecimiento secundario que alcanza hasta 200 m de espesor. En las partes superiores del mismo predomina la calcosina *sooty* o pulverulenta, que gradualmente cede lugar a covelina supergénica. Las leyes de cobre en el horizonte enriquecido varían entre 0,5 y 1%, aunque localmente pueden superar 1,5% de Cu.

MODELO GENÉTICO

Agua Rica parece ser el producto final de la sucesión de varios procesos geológicos mineralizantes (Perelló, 1994, Perelló *et al*, 1998), algunos de los cuales se traslapan en el tiempo, a saber:

- Mineralización y alteración típica de Pórfiros cupríferos en el Complejo Intrusivo Melcho y en los Pórfiros Mineralizados Principales de Quebrada Seca y Trampeadero.

- Intrusión de un enorme sistema de Brechas Hidrotermales magmáticas y/o freatomagmáticas en Quebrada Minas y Trampeadero.

- Íntimamente asociado al emplazamiento de la chimenea hidrotermal se instaló un sistema de alteración arcillosa avanzada en un ambiente epitermal de alta sulfuración tipificada por la asociación alunita-pirofilita.

- En este ambiente se produjo la mineralización metálica epitermal de cobre-oro-molibdeno, bajo la asociación de covelina-calcopirita-bornita-molibdenita y enargita, con menor galena, esfalerita, marcasita y azufre nativo.

- Emplazamiento de la Brecha Diatrema en condiciones freatomagmáticas.

- Lixiviación y enriquecimiento secundario en condiciones de rápido ascenso tectónico e intensa erosión, con intensas precipitaciones durante la estación húmeda.

Se ha interpretado la presencia de un intenso *telescoping* en Agua Rica (Perelló *et al*, 1998) en función de las interrelaciones espaciales y temporales que existen entre los productos de los procesos de tipo Pórfiro y epitermal presentes en el depósito. Esta sobreimposición de sistemas mineralizantes en Agua Rica es atribuida al rápido levantamiento tectónico de la Sierra del Aconquija que habría comenzado entre 5 y 10 Ma atrás (Allmendinger, 1996), vinculado al tectonismo de tipo Larámico con fallas de alto ángulo en corteza de tipo *thick-skinned*. Mientras que la mineralización del estadío porfídico asociada a la alteración potásica arroja una edad absoluta de 5,10 Ma (Amdel, 1995), la alteración arcillosa avanzada arroja 4,88 Ma, evidenciando que en un breve lapso (ap. 200.000 años) dos procesos mineralizantes que se emplazan típicamente a 2 km y 0,5 km de profundidad respectivamente, se superpusieron gracias a la remosión de aproximadamente 1,5 km de columna rocosa. Esta tectónica es interpretada como aún activa y responsable de la formación del horizonte de enriquecimiento secundario presente en Agua Rica, de aproximadamente 3,9 Ma (Perelló *et al*, 1998).

AGRADECIMIENTOS

A Anne Sasso el haber permitido tomar y transcribir información de su tesis doctoral. A Vanesa Litvak su colaboración en la confección de la figura 1.

Raúl R. Roco agradece a BHP Minerals por haber autorizado la publicación de este trabajo, y en su nombre a todo el equipo de geología del Proyecto Agua Rica que lo hizo posible, a saber: Eric Dillenbeck; Andrés Lasry; Martin Leake (Jefe de Geología); John Mortimer; Thomas Patterson. A los asistentes de campo Hugo Anavia; Alejandro Becerra; Ariel Herrera; Ramón Herrera; Lázaro Marciall; Sergio Nieto; Rubén Reinoso; Walter Rodríguez. A Claudio Devaux y en su nombre a todo el equipo de operaciones de Agua Rica.

Finalmente a Pablo Marcet (Gerente de Desarrollo del Proyecto Agua Rica) por la confianza depositada.

BIBLIOGRAFÍA

Amarante, 1998. Petrographic and geochemical characterization of some of the igneous rocks of the Agua Rica Porphyry Copper Deposit, Northwestern Argentina. *Progress Report of an ongoing master thesis.* Inédito.

Amdel Report, 1995. G896800G/96. K-Ar Dating of five rock samples. Inédito.

Aceñolaza, F. G., A. Toselli, F. R. Durand y R. L. Díaz Taddei, 1982. Geología y estructura de la región norte de Andalgalá, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana,* 16 (1): 121-140. San Miguel de Tucumán.

Angelelli, V., 1941. Yacimientos minerales y rocas de aplicación. *Direción Nacional de Minería, Geología e Hidrología, Boletín,* 50. Serie B. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I: Yacimientos Metalíferos. *Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales, Revista, Ciencias Geológicas,* 2: 1-543. Buenos Aires.

Avila, F., 1967. Informe sobre la zona cuprífera de Cerro Rico. Estudio Geológico Minero. Plan Cordillera Norte. *Instituto Nacional de Geología y Minería*, informe inédito.

Brimbhall, Takagi, Mote, Hakenen, Troutman y Pigois, 1997. Wall rock alteration patterns and mineralization stages of the Agua Rica Deposit. Inédito.

Caelles, J. C., E. Clark, E. Farrar, S. L. McBride y S. Quirt, 1971. Potassium-Argon Ages of Porphyry Copper Deposits and Associated Rocks in the Farallón Negro - Capillitas District, Catamarca, Argentina. *Economic Geology,* 66 (6): 961-964.

Cohen, M., 1995. Petrología de las rocas magmáticas terciarias del Distrito Minero Agua Rica (ex Mi Vida), provincia de Catamarca. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, trabajo final de licenciatura*, inédito: 1-113. Buenos Aires.

Dillenbeck, E., 1999. IFS Geological Up-date. Internal Report. Inédito.

Godeas, M., 1971. El cuerpo subvolcánico riodacítico de Los Pozos, Farallón Negro, provincia de Catamarca. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, Revista,* 2 (1-2): 19-38. Buenos Aires.

González Amorín, R. O., 1961. Las manifestaciones cupríferas del Cerro Negro (Departamento Andalgalá-Provincia Catamarca). *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Inédito.

González Bonorino, F., 1950. Geología y Petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá), provincia de Catamarca. *Dirección General de Industria Minera, Boletín,* 70. Buenos Aires.

Hill, 1996. Agua Rica Mineralogical investigation. *Final Report*. Inedito.

Hill, 1997. Agua Rica Phase II. Mineralogical results. *Internal Report.* Inédito.

Indri, D. A., 1986. Rasgos Geológicos de la Cuesta Minas Capillitas, provincia de Catamarca. Argentina. *Instituto de Geología y Minería, Revista,* 6: 191-209. San Salvador de Jujuy.

Koukharsky, M. y J. C. Mirré, 1976. Mi Vida prospect: A Porphyry Copper-type Deposit in Northwestern Argentina. *Economic Geology,* 71 (5): 849-863.

Koukharsky, M. y O. Morello, 1984. Zunyita asociada a alunita y pirofilita del yacimiento Mi Vida, Provincia de Catamarca. Características mineralógicas y significado paragenético. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 49 (3-4): 211-216. Buenos Aires.

Koukharsky, M. y O. Morello, 1986. Paragénesis hidrotermal con andalucita y corindón en el área de Agua Rica (ex Mi Vida), provincia de Catamarca. *5º Congreso Nacional de Geología Económica y Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica, Actas,* 1: 409-413. San Juan.

Koukharsky, M. y O. Morello, 1998. Topacio, zunyita y diásporo en el sector oriental de la diatrema de Agua Rica, provincia de Catamarca, Argentina. Significado paragenético. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur. MINMET'98 - EDIUNS:* 147-151. Bahía Blanca.

Landtwing, 1998.Breccias in the Cu-Mo-Au prospect of Agua Rica, Argentina. Evolution of a magmatoic-hydrothermal system during pressive unroofing. Diploma. *Thesis at the Swiss Federal Institute of Technology, ETH.* Zurich.

Linares, 1977a. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. I) Años 1972-1974; II) Años 1974-1976. *Asociación Geológica Argentina, Revista, Serie "B" (Didáctica y Complementaria),* 4, 38 p. Buenos Aires.

Linares, 1977b. Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 32 (3): 239-240. Buenos Aires.

Llambías, E., 1970. Geología de los Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio (Provincia de Catamarca). *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, Revista,* 1 (1-2): 2-32. Buenos Aires.

Llambías, E., 1972. Estructura del Grupo Volcánico de Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (2): 161-169. Buenos Aires.

McBride, S., J. C. Caelles, A. Clark y E. Farrar, 1976. Paleozoic radiometric age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25°-30°S. *Earth and Planetary Science Letters,* 29:373-383.

Mezzetti, A. M., 1968. Informe sobre la prospección geoquímica realizada en el Prospecto Cobre Porfídico Mi Vida.

Mirré, J. C. y F. G. Aceñolaza, 1972. El hallazgo de *Oldhamia* sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto precámbrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. *Ameghiniana* 9 (1): 72-78.

Navarro, H., 1968. Informe Final zona Paramillos Norte, Area de Reserva N° 3N, provincia de Mendoza, República Argentina. *Plan Cordillerano. Dirección General de Fabricaciones Militares. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo*, 61 p. Buenos Aires.

Navarro, H., 1969. Geología económica del pórfiro de cobre y molibdeno "Mi Vida", Andalgalá, Catamarca. República Argentina. Inédito.

Navarro, H., 1985. Geología General del Pórfiro de Cobre-Molibdeno "Mi Vida". *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Revista,* 3: 20-35. Buenos Aires.

Navarro, H., 1986. Geología General y Económica del Pórfiro de Cu-Mo "Mi Vida". andalgalá. Catamarca. Argentina. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería, Revista,* 6: 127-154. San Salvador de Jujuy.

Perelló, J., N. Rojas, P. J. Harman, C. Devaux, L. Fava y E. Echart, 1998. Discovery of the Agua Rica Porphyry Co-Mo-Au Deposit, Catamarca Province, Northwestern Argentina, Part II. *Australian Mineral Foundation Inc:* 116-132. Perth.

Quartino, B. J., 1962. Sobre la interpretación geológica del Distrito Volcánico de Farallón Negro (Provincia de Catamarca). *1º Jornadas Geológicas Argentinas, Anales,* 2: 267-278.

Rojas, N., J. Perelló, P. Harman, J. Cabello, C. Devaux, L. Fava y E. Echart, 1998. Discovery of the Agua Rica Porphyry Cu-Mo-Au Deposit, Catamarca Province, Northwestern Argentina. Part I. *Australian Mineral Foundation Inc:*11-116. Perth.

Rossi, J. N. A. J. Toselli, A. N. Sial y V. P. Ferreyra, 1998. Geoquímica de biotitas del Granito Capillitas, Catamarca, Argentina. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur. MINMET'98 - EDIUNS:* 235-240. Bahía Blanca.

Sasso, A. M., 1997. Geological evolution and metallogenetic relationschips of the Farallon Negro Vlcanic Complex, NW Argentina. *PhD Thesis. Queens University, Kingston, Ontario.* Canadá, 842 pp. Inédita.

Sasso, A. M. y A. H. Clark, 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: Magmatic, Hydrothermal and Tectonic Evolution and Implications for Cu-Au Metallogeny in the Andean Back-arc. SEG Newsletter. *Society of Economic Geologists,* 34: 1, 8-18.

Sister, R. y F. Lobo, 1966. Estudio geológico - económico de las manifestaciones cupríferas de Cerro Rico. *Dirección Nacional de Geología y Minería*. Informe Inédito 1031. Buenos Aires.

Stipanicic, P. N. y E. Linares, 1975. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. I Años 1960 - 1974. *Asociación Geológica Argentina. Serie "B" (Didáctica y Complementaria),* 3, 42 p. Buenos Aires.

Stappenbeck, R., 1918. Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín,* 19, serie B. Buenos Aires.

Takagi, Brimhall y Higbee, 1999. Mineralogy and Mineralization Zoning of the Agua Rica Copper Deposit. *Berckeley University.*

Teruggi, M. E., 1980. Clasificación de las Rocas Igneas, según la Subcomisión de Sistemática de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. Colección Ciencias de la Tierra. Estudios N° 1. *Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL),* 34 p. Buenos Aires.

Toselli, A., 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En F. Aceñolaza, H. Miller y A. Toselli (Eds.). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Serie Correlación Geológica,* 4: 181-197. San Miguel de Tucumán.

Toselli, A., A. N. Sial, J. Saavedra, J, N, Rossi de Toselli y V. Pinto Ferreyra, 1996. Geochemistry and Genesis of the S-Type Cordierite-Andalusite-Bearing Capillitas Batholith, Argentina. *International Geology Review,* 38: 1040-1053.

Troutman, 1997. Agua Rica alteration model. Using the PIMA II Infrared Spectometer. *Berckeley University.*

Turner, J. C. M., 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca (Catamarca). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 17 (1-2): 11-46. Buenos Aires.

Willner, A. P., 1990. División tectonometamórfica del basamento del Noroeste Argentino. En F. Aceñolaza, H. Miller y A. Toselli (Eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica,* 4: 113-159. San Miguel de Tucumán.

Guillou, J., 1999. El pórfiro cuprífero Filo Colorado, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1493-1494, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO FILO COLORADO, CATAMARCA

Jorge Guillou[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El pórfiro Filo Colorado se localiza en la terminación suroeste de la sierra del Aconquija, entre 3.600 y 4.300 m s.n.m., a unos 25 km al nornoreste, en línea recta, de la ciudad de Andalgalá, en el departamento homónimo.

Antecedentes

A fines de 1979, la Misión de la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA), realizó un programa de cinco perforaciones para hacer una primera evaluación de las perspectivas económicas en Filo Colorado, totalizando una longitud de 250 m con sondeos de 40-60 m cada uno. A finales de 1980 y abril de 1981, el Plan NOA continuó tres pozos hasta alcanzar una longitud total de 422,30 metros.

Leyes y reservas

Las leyes de la mineralización medida en los testigos de perforación se indica en la tabla 1.

Conforme con los datos de estos sondajes y a los estudios de la geología del yacimiento, se estimaron los recursos de mineral posible, aplicando los siguientes criterios:

a- Parte del límite de la mineralización de cobre, se determinó geológicamente y se usó como uno de los límites del bloque mineralizado.

b- Como base del cálculo se tomó el área de influencia de cada pozo determinado por el método de las perpendiculares.

c- Se supone que el mineral de cada bloque tiene la misma profundidad que la perforación.

d- La gravedad específica de minerales se determinó por el método de "acumulación reemplazada", humedeciendo la muestra de rocas extraídas en superficie. La misión de JICA, a través del ensayo de una serie de muestras, determinó una densidad de 2,6; en caso de que la ley promedio del bloque no supere 5,0 % de S y 2,7 para valores superiores al 5,1 % de azufre.

El área mineralizada, con los cinco pozos perforados fue divida en cinco bloques. Los cálculos realizados en cada bloque se detallan en la tabla 2.

Aplicando los criterios arriba mencionados, se determinó una reserva de mineral posible de 9.003.070 t con leyes de 0,25 % deCu, 0,02 % de Mo, y 0,02 g/t de Au.

Comprobado el aumento paulatino de la mineralización de molibdenita en profundidad y los buenos valores obtenidos en el pozo 5B hay expectativas favorable de que el área mineralizada se extienda más hacia el oeste; quedando todavía la incógnita del extenso sector cubierto, si-

Sondeo (metros)	Au g/t	Cu %	Mo %	Ancho de ensayo
Nº 1	0,03	0,14	0,00	50,00
Nº 2	0,00	0,28	0,01	40,00
Nº 3B	0,00	0,15	0,02	136,70
Nº 4B	0,05	0,25	0,02	135,00
Nº 5B	0,03	0,32	0,03	150,00

Tabla 1. Leyes de los pozos de exploración de Filo Colorado.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Salta.*

Bloque	Tonelaje
1	523.640
2	664.660
3	2.648.860
4	1.708.990
5	3.456.920
Total	9.003.070

Tabla 2. Cálculo de tonelaje por bloque en Filo Colorado.

tuado al sur del campamento, cuya evaluación permitiría ampliar las reservas del depósito.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Fue descubierto en 1971 (Guillou) por medio de prospección geoquímica Mosaico 24B4 durante la ejecución del Plan NOA1 del Servicio Geológico Minero.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología y estructura

La geología del área está constituida por rocas metamórficas, principalmente esquistos verdes y esquistos de biotita-moscovita, asignados al Precámbrico, dominantes en la parte norte, en tanto desde el sector central hacia el sur hay granitos paleozoicos (granitos de biotita y granitos de biotita-moscovita) cuyas edades varían entre el Ordovícico y el Devónico. Localmente se observan reducidos afloramientos subvolcánicos de composición basáltica, andesítica y de dacitas riolíticas, así como brechas que se presentan limitadamente en las cercanías de las zonas mineralizadas.

La estructura geológica, en una etapa inicial está relacionada con la intrusión del granito paleozoico que arqueó las rocas metamórficas precámbricas. Posteriormente, en el Terciario se produjo el fallamiento y levantamiento de la sierra y la intrusión de los cuerpos con los que se vincula la mineralización.

Alteración y mineralización

La alteración observada se desarrolló en dos etapas: un período inicial y otro de madurez. La alteración de la etapa inicial abarca una superficie de 1,2 km de diámetro que tiene como centro el campamento minero y se halla distribuida zonalmente constituyendo tres halos, una zona central de alteración potásica, una zona de alteración fílica y una zona externa de granitos relativamente frescos, superficialmente limonitizados. La alteración que caracteriza al período de madurez, consistió en una fuerte silicificación y argilización.

La mineralización se ubica preferentemente en cuerpos de dacitas porfíricas que intruyen al granito constituyendo pequeños *necks*, en zonas con notable desarrollo de fracturación y en general se concentra en la zona de alteración potásica. Se distribuye en forma de vetillas dispuestas a modo de red y también como impregnación; los minerales de mena observados son calcopirita, bornita, molibdenita, pirita, covelina, crisocola y malaquita.

Los minerales primarios están compuestos por calcopirita, pirita y molibdenita. Hay una leve tendencia al predominio de minerales de cobre en los tramos superiores y un aumento de molibdenita en los inferiores.

La zona de oxidación marcada por la presencia de hidróxidos de hierro se extiende hasta los cinco metros de profundidad aproximadamente.

La zona de enriquecimiento secundario está caracterizada por la presencia de calcosina, generalmente asociada a la calcopirita; en el pozo 5B está muy bien representada, y se la detectó hasta los 100 m de profundidad.

Los minerales de alteración son sericita, cuarzo, epidoto, clorita, biotita, turmalina, etc. Los minerales arcillosos compuestos principalmente por sericita acompañada de cuarzo, se puede observar en todos los sondeos, particularmente en el 4B.

Geoquímica y geofísica

Los resultados obtenidos en la exploración geoquímica, muestran un patrón de distribución para Au, Cu y Mo, concordante con la zonación de la mineralización y de la alteración.

En la prospección geofísica (18 km de mediciones), se reconocieron con claridad como zonas anómalas de PI las correspondientes a las áreas mineralizadas y con alteración hidrotermal.

MODELO GENÉTICO

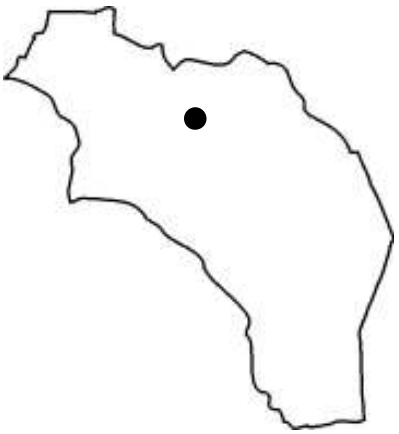
Considerando la alteración dispuesta más o menos en forma zonal, acompañada por una típica mineralización especialmente en la zona de alteración potásica, se considera a este yacimiento, un típico pórfiro de cobre.

BIBLIOGRAFÍA

Guillou, J., 1971. Informe preliminar del mosaico 24-B4 Faldeo Nevado del Candado. *Plan NOA Geológico Minero.*

Guillou, J., 1983. Estudio complementario de la exploración minera en el sector Filo Colorado. *2º Congreso Nacional de Geología Económica*. San Juan.

Lurgo Mayón, C., 1999. Depósitos de molibdeno y cobre diseminados en la Sierra de Famatina, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1495-1505, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE MOLIBDENO Y COBRE DISEMINADOS EN LA SIERRA DE FAMATINA, LA RIOJA

Carlos Lurgo Mayón[1]

INTRODUCCIÓN

En el distrito minero polimetálico de Famatina, la Secretaría de Minería de la Nación por medio de sus delegaciones selecciona varias áreas, como La Mejicana, Portezuelo de La Alumbrera, y muy especialmente la Zona de Alteración Hidrotermal Los Bayos-La Mejicana con 30 km^2 de superficie Se confirma la presencia de molibdeno diseminado con estudios detallados y dos perforaciones con 136 m analizados. En 1971, se declara reserva provincial la mayoría de los distritos mineros de Famatina, cuya superficie se aumenta a aproximadamente 400 km^2, para permitir un estudio unitario de la región. (Area de reserva N° 1). Desde entonces el ex-Plan La Rioja desarrolla una tarea permanente en el distrito. A partir de junio de 1977 se firma un convenio con la DGFM para continuar la exploración en forma conjunta aprovechando al máximo la capacidad de perforación de ambos entes estatales, así como de laboratorios y otros equipamientos hasta 1981 para las zonas Montey, Offir, y Los Bayitos en cerro Overo Negro, en el noroeste del área de reserva. En 1985 otro convenio con la DGFM permite concretar tareas de exploración profunda, que se extienden hasta 1986. Por convenio entre el gobierno de la provincia de La Rioja y la Secretaría de Minería del Gobierno Sueco, en 1987/88 se desarrollan tareas de geofísica altamente especializada y geoestadística en el sector vetiforme del distrito. En 1994 el gobierno de la provincia de La Rioja, a través de su empresa provincial de minería, YAMIRI, subscribe un contrato para el explorar el proyecto Famatina, con la empresa CRA Exploration Argentina S.A., que en 1996 fusiona sus operaciones con Río Tinto Mining. En 1997 se decide ubicar el proyecto en trámite de licitación internacional. Cabe señalar que el AR.N° 1 caducó a principios de los 80, continuando YAMIRI con propiedades mineras comunes. En la actualidad nuevas empresas se interesan por varios sectores de la comarca, incluida la zona de Mo diseminado.

Ubicación y acceso

La comarca del proyecto Nevados de Famatina se encuentra ubicada en el centro-oeste de la provincia de La Rioja, abarcando la fracción noroccidental de los departamentos Chilecito y Famatina, respectivamente. Las coordenadas geográficas son 29° de latitud sur y 67°45´ de longitud oeste. El distrito se localizan en el flanco oriental de la sierra de Famatina, entre 30 y 35 km al oeste-noroeste de Chilecito. El área inicialmente estudiada abarcaba 6.680 km^2, y fue reducida a aproximadamente 400 km^2 al constituirse el AR. N° 1. El sector de exploración minera se verificó sobre una superficie de 60 km^2 y la fracción comprometida por la alteración hidrotermal es de 25 km^2. La altura de la comarca varía entre 3.800 m s.n.m. en sus bordes australes y oriental hasta 4.800 m s.n.m. hacia los límites septentrional y occidental. En el área quedan incluidos los yacimientos vetiformes La Mejicana y Los Bayos, así como Los Bayitos en su sector noroeste.

El sistema del Famatina conforma un conjunto de sierras rumbo meridiano con cerros de cumbres nevadas. Al pie de los Nevados del Famatina,en su tramo noroeste se encuentran los distritos mineros Montey, Offir y Quebrada Ancha y Los Bayitos. Hacia la parte centro-oeste se localiza La Mejicana-La Estrechura. El relieve es pronunciado, escabroso, caracterizado por profundos valles y fuertes pendientes. Los cursos de agua temporarios, provienen de la

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR*

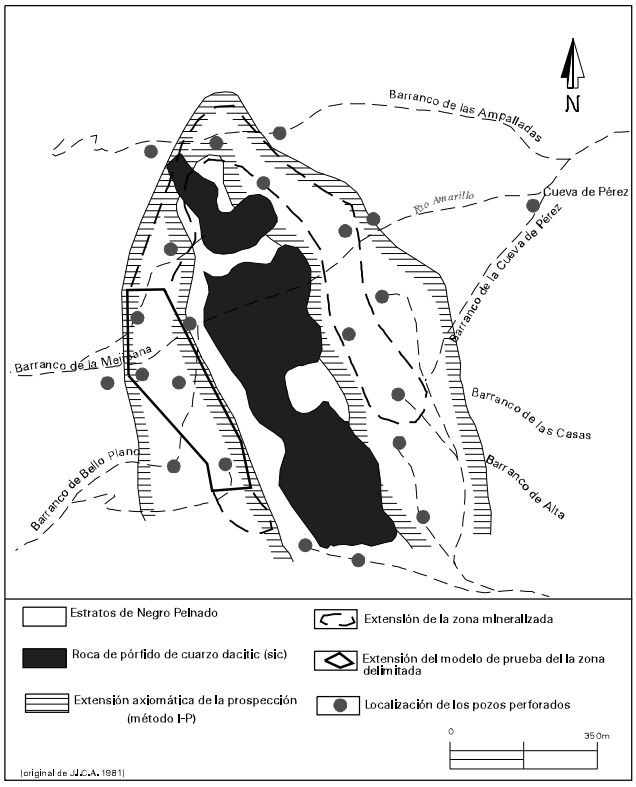


Figura 1. Extensión de la zona mineralizada en la estrechura.

cuenca superior del río del Marco, cuyas nacientes están alimentadas por deshielo; Offir presenta caudal permanente.

El clima general para toda la región es de tipo continental seco de alta montaña, con fríos rigurosos típicos y definiendo un paisaje variable de árido a semiárido.

Reservas

Los límites del depósito ubicado están indicados en la figura 1, entre los pozos 13, 13A, 27, 29 y 33. Lo bordea externamente la zona de influencia de la perforación 15, 24 y 34. Estos son los pozos con mejor ley y mayor predictibilidad de continuidad o correlación. Este sector tiene los siguientes parámetros: Superficie, 382.000 m^2; reserva explotable, 202.000.000 t; ley de cobre, 0,7%; ley de molideno, 0,0604%.

Resulta evidente que el *room* o espacio mineralizado de La Estrechura, puede superar con creces esta cifra. Por otra parte Marcos y Zanettini (1982) estimaron un recurso de 300.000.000 t con 0,06% de Mo, 0,37% de Cu, 0,9 Ag.

HISTORIA DEL DISTRITO

El sistema vetiforme del Famatina es conocido desde antiguo. Las primeras referencias de exploraciones redumentarias datan de mediados del siglo XVI (Hoskold, 1889) y se debieron a tribus que habitaban la región. Luego los jesuitas realizaron tareas mineras hasta 1767 y 10 años más tarde se dio un mayor impulso a la actividad en las provincias de La Rioja y Catamarca con la llegada de los aragoneses Leita y Echeverría. Fueron sus distritos mas renombrados La Mejicana, Los Bayitos, El Oro, Montey-Offir, así como sus aluviones en Los Ramblones y otros. A fines del siglo XIX se produjo un importante desarrollo de la actividad minera, merced a la inversión de capitales extranjeros, que se extendió con intermitencias durante el primer cuarto del siglo XX. Se destaca la magnitud de sus labores, el grado de profundización y la instalación del cablecarril Chilecito-La Mejicana en 1904 y del Establecimiento Metalúrgico Santa Florentina en 1905. Los trabajos estuvieron dirigidos principalmente a la explotacion y beneficio de oro y minerales de cobre y plata distinguiéndose como productivos los distritos La Mejicana y Los Bayos donde se construyeron extensas galerías de exploración y explotación. Despues de la guerra, durante los años 40, se intentó una reactivación la que se vio malograda por problemas de organización empresaria y financiera, ajenos a las posibilidades económicas de los yacimientos. Desde la década de los años 60 el importante esfuerzo del Estado Nacional y Provincial ha provocado una ingente y progresiva inversión en el área que se expresa en las importantes tareas geoquímicas estratégicas sobre grandes superficies (6.800 km^2 en Sierra Famatina), de geoquímica táctica por múltiples elementos en sectores seleccionados (> 100 km^2), geofísica multisensorial con varias decenas de miles de metros levantados tanto en los sectores vetiformes como diseminados). La actividad de perforaciones a diamantina y otras técnicas de sondeos ha permitido delinear cuerpos de gran tonelaje, habiéndose superado los 15.000 m de perforaciones. Por otro lado la promoción permanente del área por parte del gobierno de la provincia, atrajo fuertes inversiones que condujeron a nuevas campañas de sondeos (más de 10.000 m perforados); promoción que continúa en la actualidad.

GEOLOGÍA REGIONAL

El sector con mineralización más intensa y diversificada se localiza en la parte central del Sistema de Famatina., en la sierra homónima. Constituye una unidad morfoestructural que según Turner (1960) se localiza en Catamarca y La Rioja, desde la Cordillera de San Buena Ventura, borde austral de la Puna, en el norte, hasta un poco más al sur de la Cuesta de Miranda, en la parte austral. Estos límites son modificados por De Alba que lo encuadra entre los 27°25´ a 30°20´de latitud sur. La unidad se caracteriza por la presencia exclusiva del Ordovícico Inferior, leptometamórfico y con metamorfismo de contacto. Afloramientos dominantes de granito-granodiorita y tonalitas, con diques de pórfiros, intruyen al Ordovícico. Otro sector del Ordovícico se contacta con los granitos por extensas fracturas submeridionales, sin afectarlo metamórficamente. Existen escasos granitos migmatíticos en la cuesta de Miranda. El Sistema del Famatina se caracteriza por presentar un relieve de bloques volcados con alineación aproximada norte-

sur. La configuración actual es el resultado de la tectónica del Cenozoico, expresados en bloques fallados y suaves plegamientos de los sedimentos, destacándose la acción de fracturación cuya consecuencia fue el ascenso diferencial de la región. La estructura proviene de la acción de varios movimientos tectónicos de diferente naturaleza y edad. Los movimientos caledónicos plegaron a los sedimentos del Ordovícico que constituyen las Formaciones Negro Peinado que constituyen las unidades Negro Peinado, Volcancito, Suri y Molles. Luego del plegamiento se manifesta la intrusión granítica y la efusión de dacitas, riodacitas y traquitas, seguidas de dislocación, que configura un relieve positivo sobre el que actúa la erosión que labra sobre las rocas más antiguas una superficie de erosión de carácter regional. Los sedimentos constitutivos de las formaciones Las Lajas, Potrero Seco, Agua Colorada y Patquía, fueron dislocados por los movimientos póstumos del ciclo Varíscico-Armoricano.Una vez completado el plegamiento, las rocas se erosionaron formando una superficie sobre la cual se depositó en discordancia angular la Formación El Crestón, que luego sufrió plegamientos. Finalmente, los movimientos del Cenozoico fueron los más importantes ocurridos en el área del Sistema de Famatina, en especial durante el Terciario, debido a que determinaron su actual fisonomía a través de la formación de amplios anticlinales y sinclinales. Al plegamiento siguió una fracturación cuya consecuencia fue el ascenso diferencial de bloques, originando una serie de fracturas de tipo compresional, inversas con planos fuertemente buzantes, de rumbo aproximado norte-sur.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Los depósitos diseminados de molibdeno-cobre, se extienden desde Los Bayitos en su sector norte hasta Los Bayos, Portezuelo de Illanes en el sur, dejando a La Estrechura en su zona central (figura 2). Fueron detectados los siguientes núcleos mineralizados: Los Bayitos (Sector Norte), La Estrechura (Sector Centro Norte), Portezuelo Puma-Caballo Muerto (Sector Suroeste) y Portezuelo de Illanes (Sector Sureste). En conjunto abarcan un área anómala de más de 50 kilómetros cuadrados. Un quinto núcleo se insinúa en el noroeste del área, dentro del Proyecto Cerro Overo Negro, pero oportunamente fue descartado por su bajo interés económico (Rios Gómez y Mallimacci, 1982).

UNIDADES LITOLÓGICAS

La Formación Negro Peinado (Ordovícico) es la unidad más antigua que aflora en la zona.Se distribuye con predominio de afloramientos en la mitad norte (La Estrechura) con limolitas mayoritarias, seguidos en abundancia por cuarcitas que se disponen en las proximidades de las rocas intrusivas. Las rocas de esta formación, que en general presentan fisilidad poco marcada, conforman bancos de reducida potencia de rumbo general meridiano y fuerte inclinación en sentidos opuestos, hasta vertical. Estructuralmente el carácter más destacado es la fracturación, que se

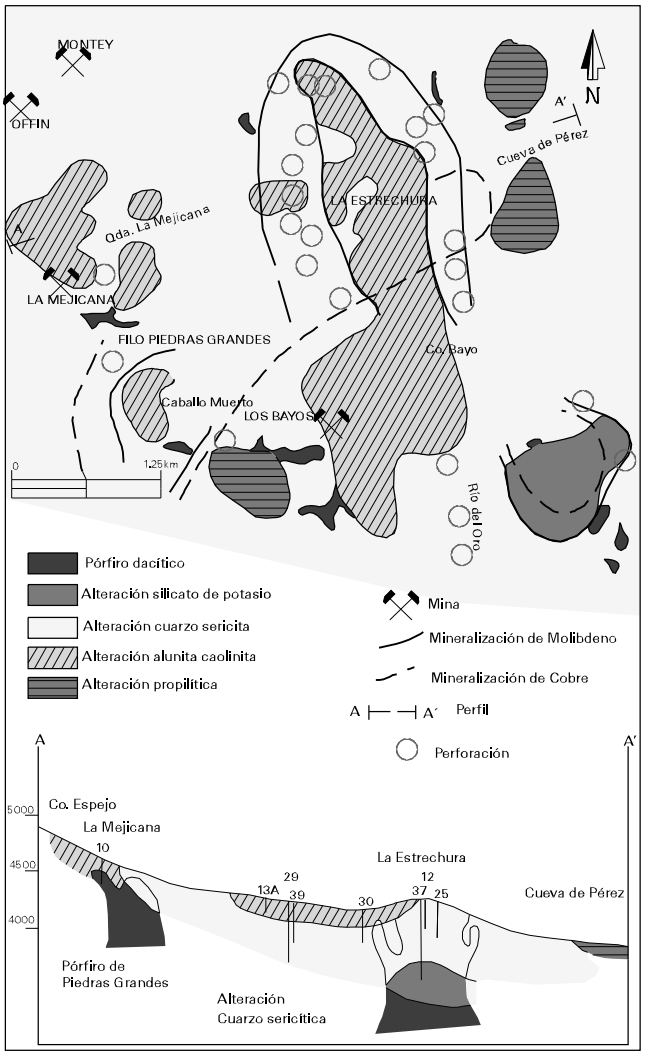


Figura 2. Distribución de las zonas de alteración y mineralización en Nevados de Famatina.

hace más evidente cerca de los contactos con rocas intrusivas por efecto de la silicificación con producción de zonas brechadas como se observa en el Portezuelo de Llanez. Esta formación interviene en la geomorfología de la zona constituyendo agudos filos dispuestos en sentido este-oeste y determina además la principal fuente de origen de los detritos que cubren las laderas. En la zona de Los Bayitos importa la presencia de diabasas, subconcordates, subverticales emplazadas en la unidad anterior. Se trata de rocas verdes propilitizadas. Mallimaci (1982) no descarta vinculación con el magmatismo cimaico inicial, serían post-ordovícicas.

Las rocas graníticas de la Formación Ñuñorco (Devónico) también participan en la geología local, con afloramientos arealmente restringidos, en el sur de la zona. Intruyen a la Formación Negro Peinado y a su vez son intruidos por rocas porfíricas del Terciario. Composicionalmente predominan variedades ácidas. Estructuralmente se observa que esta Formación está afectada por un fallamiento que,

en comparación con las otras unidades, es de mayor intensidad. Se homologa al ciclo magmático Devónico inferior a medio.

Las dos formaciones anteriores están cubiertas discordantemente por la Formación Patquía que se integra por sedimentitas continentales arenosas, sabulíticas y conglomerádicas, con estratificación poco definida de rumbo noroeste e inclinación suave al oeste. Se asignan al Pérmico por comparación con rocas similares de comarcas vecinas.

La Formación Mogote, de edad terciaria, tiene en la zona una importancia especial por vincularse a ella genéticamente los procesos de alteración hidrotermal y mineralización. La distribución de sus afloramientos de pórfiros dacítico en la zona, así como la forma de los cuerpos es irregular. Aparece un afloramiento en la parte central norte, alargado en sentido meridional (Sector La Estrechura) y otro en el cuadrante noroccidental (Sector La Mejicana) que se extiende hacia el sureste hasta unirse con el anterior en el sector Los Bayos. Además un grupo de diques de rumbo general norte-sur se destaca aflorando en el borde oriental de la zona. La Formación Mogote intruye a las Formaciones Negro Peinado y Ñuñorco y en algunos lugares se ve parcialmene cubierta por conglomerados del Cuaternario. Las rocas de esta unidad se presentan en dos variedades: pórfiro dacítico y porfiro riodacítico aunque generalmente predomina la primera de ellas. Presentan textura porfirítica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina) y biotita, en pasta granular fina constituida por minerales de la misma composición que los fenocristales y además abundantes feldespato potásico. La coloración de estas rocas es variable entre tonos de gris blanquecino a gris verdoso, amarillo, pardo, rojo ladrillo, etc, según el grado y tipo de alteración hidrotermal sobreimpuesto. Los afloramientos que dominan la mitad norte del área de estudio presentan rocas con textura porfírica bien definida, con fenocristales de feldespato y cuarzo en una pasta microgranular; en cambio hacia el sur (Los Bayos), la textura se manifiesta por porfirismo poco insinuado y la pasta es afanítica, o bien, como sucede en los afloramientos del filo Azul, hay un predominio de biotita de modo tal que estas rocas se destacan por su coloración oscura en contraste con las rocas claras circundantes. La datación radiométrica de una diorita cuarcífera del sector Los Bayos, sobre análisis de la biotita, arrojó una edad absoluta de 5,7 ± 0,2 Ma (Stipanicic y Linares, 1975) que la sitúa próxima al límite Mioceno-Plioceno.

Los cuerpos de brecha aparecen en el sector Los Bayitos, como pequeños asomos dispuestos en forma lineal, de norte a sur a lo largo de una falla principal.

En la Formación Cueva de Pérez (Marcos y Zanettini, 1981) los sedimentos de esta formación aparecen en relación a la mayoría de las vías de drenaje del área, constituyendo niveles aterrazados. Se trata de conglomerados polimícticos donde intervienen todas las litologías del área pero con neto predominio de las rocas de Formación Ñuñorcó. Se distinguen dos miembros, uno inferior y otro superior, aunque en algunos lugares, especialmente en la mitad norte del sector, el miembro superior normalmente está ausente. Los afloramientos donde ambos miembros están presentes son los de la Quebrada de Abajo. Por su posición estratigráfica se los ubica en el Pleistoceno. Finaliza el ciclo estratigráfico el colluvio, dificultando con ello la observación de los afloramientos ya que pueden alcanzar hasta 15 m de espesor.

Estructura

El área estudiada participa de la estructura de bloques escalonados de altitudes crecientes hacia el oeste, limitados por grandes fallas de rumbo meridional. Localmente se han detectado cuatro direcciones estructurales dominantes: norte-sur, este-oeste, noroeste-sureste, y noreste-suroeste. La estructura más conspicua y mejor definida es la falla que con rumbo norte-sur y fuerte inclinación al oeste atraviesa el área por su tercio oriental. Esta estructura postmineral se pone de manifiesto al relacionar tectónicamente las rocas porfíricas con las rocas pelíticas y delimitar al mismo tiempo el área de alteración hidrotermal hacia el este. Las estructuras de orientación este-oeste quedan definidas por cambios bruscos en ciertas líneas del drenaje como así también por ciertos límites notables en algunos afloramientos. Estas estructuras son responsables del escalonamiento de bloques que determinan la elevación del filo de La Alumbrera (porción norte del sector Los Bayitos), como respuesta a esfuerzos traccionales. Las estructuras de orientación noroeste-sureste en el sector de estudio controlan el emplazamiento de la mayoría de las rocas porfíricas más acidas. Responde a este dirección la falla que determina la Quebrada del Salto, límite occidental de los afloramientos con mayores efectos de oxidación del área. De esta dirección participan además las quebradas y seccionamiento en los afloramientos de rocas graníticas del noroeste del área. Por último, la orientación noreste-suroeste (la menos marcada) controlaría el emplazamiento de las últimas intrusiones del ciclo terciario representadas por diques de cuarzo. Además se destaca una fracturación menor con distintas intensidades, posiblemete debida a esfuerzos atricionales durante ascensos de columnas de fluidos hidrotermales. Una de ellas es de tipo moderado con diseño irregular y orientación no determinable limitando fragmentos de 20 a 40 cm; y otra de mayor grado (equivalente a craquelación), dejando fragmentos menores de 20 centímetros. Casi todos los afloramientos de pórfiro ubicados en las quebradas de La Alumbrera, El Salto y de Abajo presentan el segundo tipo de fracturación mientras que el primer tipo predomina en los afloramientos del borde occidental. Estos dos tipos de fracturación serían causados por los efectos relacionados al mecanismo intrusivo. En el sector Los Bayitos materializa un bloque serrano con posición deprimida respecto a los bloques vecinos al este y oeste. Allí el río del Oro se abre camino a través del sistema norte-sur. También los diques dacíticos se emplazan siguiendo este sistema. Controla asimismo el contacto occidental entre Formaciones Ñuñorco y Mogotes. Al sistema este-oeste corresponden las vetas de La Mejicana. La quebrada Ampallados se encuentra orientada por esta alineación tectónica. El sistema noreste-suroeste, en Portezuelo de Illanes y en Filo Azul produce fajas de brechamiento que

facilitan su identificación. El sistema noroeste-sureste es típico de la zona Los Bayos, con inclinación de 45° al noreste. Microtectónica con fisuraciones complejas se da en los contactos intrusivos-sedimentitas, con insinuación de brechas.

Alteración hidrotermal y supergénica

En la zona de La Estrechura-Los Bayos se ha desarrollado un proceso de alteración hidrotermal que se pone en evidencia superficialmente a través de la decoloración sufrida por las rocas en un área local superior a los 20 kilómetros cuadrados. Allí son comunes los tonos blanquecinos y amarillentos-rojizos en contraste con los oscuros de las rocas inalteradas circundantes. Se reconocen cinco asociaciones principales de alteración hidrotermal: potásica, fílica, argílica-sericítica, propilítica y silícea.

Alteración potásica: Se la observa en distintos sectores de la mitad sur de la zona (Portezuelo de Illanes, Río del Oro, Quebrada del Puma). Afecta tanto a las rocas porfídicas como a las sedimentitas ordovícicas, pero, mientras en las primeras el mineral de alteración predominante es feldespato potásico, en las segundas es biotita. En ambas litologías la alteración va acompañada de silicificación en venillas. El feldespato potásico (ortoclasa) se presenta generalmente como relleno de microfracturas y la biotita comúnmente en reemplazos masivos y menos frecuentemente en venillas. Sericita y arcillas, en pequeñas cantidades e importancia secundaria, acompañan a los minerales principales de esta asociación de alteración. En el sector La Estrechura no se ha observado este tipo de alteración. En Los Bayitos ocupa una porción restringida de ubicación excéntrica respecto al esquema total, ligeramente desplazada al norte, y afectando las rocas porfíricas solamente. Se encuentra definida por la asociación biotita-feldespato potásico-cuarzo. Se la observa bien desarrollada en la Quebrada de La Alumbrera, afectando a los pórfiros de composición riodacíticos, donde las plagioclasas se encuentran reemplazadas por sílice y feldespato potásico. En los pórfiros andesíticos y dioríticos el mineral de este tipo de alteración es la biotita. En el subsuelo los sondeos muestran la existencia de alteración potásica conformando una zona que se desarrolla en general a partir de los 50 m y continúa en profundidad hasta el nivel investigado por las perforaciones.

Alteración fílica: Este tipo de alteración, constituido por la asociación de los minerales principales sericita-pirita-cuarzo, afecta a todas las litologías presentes, y es la de mayor distribución area en la zona, disponiéndose a continuación de la alteración potásica y abarcando casi toda la mitad norte de la zona. La sericita reemplaza a los fenocristales de plagioclasa y mafitos en las rocas porfíricas y participa de la pasta junto al cuarzo. Ocasionalmente la sericita aparece juntamente con el cuarzo en venillas como relleno de los espacios vacíos dejados por la craquelación de las rocas pelíticas. El cuarzo y la pirita se presentan generalmente juntos, en venillas y además la pirita aparece a menudo en forma de fina diseminación en cualquiera de las variedades litológicas. En algunos casos es común la presencia de minerales arcillosos acompañando a los de alteración fílica, posiblemente debido a una superposición de alteración argílica. En Los Bayitos esta alteración se da como alteración cuarzo-sericítica, rodeando a la anterior y ocupa un área mayor, con elongaciones en sentido norte-sur. Los minerales característicos son cuarzo y sericita que se presenta a modo de relleno de aberturas y reemplazando los feldespatos de las rocas originales. Este proceso se manifiesta con intensidad variable, afectando especialmente a las rocas porfíricas y graníticas. En los pórfiros dioríticos y andesíticos se produce el reemplazo de la biotita y los anfíboles por pirita y cuarzo. La intensidad alcanzada por cada alteración hace imposible en algunos sectores visualizar la textura original. Esta alteración es la que ha logrado mayor desarrollo en la zona estudiada. La pirita juega un rol menor. En el sector de Cerro Overo Negro (Montey-Offie-Quebrada Ancha) se encuentra arealmente distribuida en la mayor parte de la zona, donde la sericita y minerales arcillosos reemplazan totalmente a feldespatos y micas. El cuarzo y la pirita se presentan generalmente juntos, notándose que ésta última aparece tanto en venillas como en forma diseminada. Esta alteración se registró con mayor intensidad en el filo norte de Montey, siendo también observada, aunque en forma más leve, en los sedimentos de Offir y Quebrada Ancha.

Alteración argílica-alunítica: Se presenta superponiéndose a la zona de alteración fílica y está integrada por diferentes variedades de arcillas (illita, caolinita y dickita). Comúnmente esta asociación, acompañada por alunita, aparece reemplazando los feldespatos en las rocas porfíricas o como material intersticial fino entre granos de cuarzo en las rocas pelíticas. Además, la alunita se presenta en venillas cementando brechas y como ganga, junto a cuarzo, en las manifestaciones vetiformes de la zona.

Alteración propilítica: Es de escasa magnitud, tanto por su intensidad como por su distribución areal. Ocupa principalmente una faja estrecha en el borde oriental marginando a la zona de alteración fílica y también aparece en el Filo Azul. Está integrada principalmente por cloritas y epidoto frecuentemente acompañados por guías de cuarzo y pirita y ocasionalmente por algunos carbonatos. Los minerales que definen esta alteración son principalmente clorita y epidoto, que en los pórfiros sustituyen a los minerales ferromagnesianos y plagioclasas. En las rocas pelíticas esta alteración está definida sólo por hojuelas de clorita. En menor proporción se encuentran carbonatos como parte de este tipo de alteración. En el sector noroeste (Montey-Offir-Quebrada Ancha) esta alteración se restringe a los diques de diabasa, en donde las plagioclasas se hallan epidotizadas y las micas y los piroxenos parcialmente cloritizados.

Alteración silícea: Aunque ya se ha mencionado a la sílice formando parte de otras asociaciones de alteración (en especial potásica y fílica), este mineral constituye ade-

más y por sí solo, un tipo independiente de alteración hidrotermal. Se la observa con mayor intensidad y extensión en el sector La Estrechura donde produce un reemplazo masivo de las rocas porfíricas, abarcando también parte de las rocas pelíticas de la Formación Negro Peinado. El carácter porfírico o sedimentario de las rocas originales sólo es reconocible en escasos relictos texturales y la sílice forma un verdadero mosaico de cuarzo lechoso. Hacia fuera de este núcleo la ocurrencia de la sílice cambia a un enrejado, más o menos denso, de venas de 1 a 4 cm de ancho presentando, en contraste con la sílice masiva.

Todos los distintos tipos de alteración mencionados se suceden sin un ordenamiento generalizado, advirtiendose en la observación particular algunos traslapamientos y superposiciones de un tipo al otro.

Alteración supergénica: El fenómeno supergénico de alteración se presenta con gran extensión areal, pero limitado en sentido vertical. Se manifiesta principalmente a través de procesos de argilización, limonitización y posiblemente sericitización. Microscópicamente no han sido distinguidos los elementos supergénicos de sus correspondientes hipogénicos. Las rocas con más susceptibilidad de meteorización son los pórfiros, especialmente con registro de previa alteración hidrotermal de destrucción de feldespatos, ya que su textura, composición e intensidad de craquelamiento, favorecen la acción de los fenómenos meteóricos, muy especialmente aquellos parches con alta densidad de pirita. En las rocas pelíticas, donde los minerales arcillosos y micáceos son componentes originarios característicos y también derivados del proceso hidrotermal, resulta difícil comprobar su carácter supergénico, si bien las microfracturas se encuentran tapizados por ocres de distintos tipos. No se destacan *boxworks* ni colores típicos de la alteración de la molibdenita. En el sector Los Bayitos el fenómeno se particulariza bien en los pórfiros andesíticos y dioríticos del filo La Alumbrera. En sentido vertical se ha desarrollado una zona de lixiviación-oxidación con un espesor variable entre 10 y 46 metros. Por otra parte la exposición de cobre color es escasa y rara, habiéndose detectado en en el sector noroeste de los Los Bayos, Filos de Illanes y Los Bayitos. En el sector noroeste de Montey-Offir-Quebrada Ancha, la alteración supergénica mantiene su amplia distribución areal y guarda estrecha relación con la cantidad de pirita presente y la permeabilidad de rocas alterada primigeniamente. En algunos sectores la roca de campo se encuentra transormada en una cubierta arcillo-limonítica de 1-15 m de espesor (Sector Montey y Oeste suroeste de Quebrada Ancha), mientras que otros, como en los filos sur de Offir y de La Mejicana, esta alteración se manifiesta a través de la presencia de sombreros de hierro.

Mineralización

Hipogénica. Mineralización tipo *stockwork* y diseminada: Los minerales primarios de interés económico son molibdenita y calcopirita que, junto con otros minerales subordinados se hallan prácticamente desde la superficie hasta las profundidades reconocidas con sondeos. El mineral hipogénico más abundante es pirita apareciendo subordinados otros como molibdenita, enargita, famatinita, y tetraedrita, además de blenda, galena y magnetita. En algunos sondeos se observó oro nativo y en otros su presencia fue revelada por los análisis efectuados. La molibdenita se presenta en venas y venillas con cuarzo, o con cuarzo y pirita; también se presenta independientemente, en menor proporción, formando finas diseminaciones, delgadas venillas o pequeños nódulo. La pirita se presenta en venillas, de manera independiente o asociada con cuarzo y/o sulfuros, calcedonia, alunita y materiales arcillosos. También es abundante en forma diseminada. Calcopirita, con bornita subordinada, se presenta en venillas y en escasa diseminación, generalmente asociada a pirita. La distribución area permite deterrminar sectores con concentración de mineralización. Las zonas más mineralizadas corresponden al sector de La Estrechura, como se verá en el apartado dedicado a las reservas, y los otros tres se ubican en cerro Caballo Muerto-Portezuelo del Puma, Portezuelo de Illanes y Los Bayitos respectivamente, con mineralización de molibdenita y cobre en cantidad moderada a escasa como se desprende de las leyes de los sondeos. Efectivamente el centro de Caballo Muerto-Portezuelo del Puma (Los Bayos), definido por las perforaciones 6, 14, 16 y 21 presentan leyes de cobre que varían entre 0,2% y 0,4% y molibdenita que alcanzan valores máximos de 0,07 %. Por su parte el centro mineralizado de Portezuelo de Illanes, definido por las perforaciones 4, 20 y 22, muestra ley de cobre (promedio de tramos) comprendida entre 0,1 y 0,4 % en tanto que en molibdenita los valores son de 0,024% y 0,056%. La perforación Nº 2 tiene valores de cobre de 0,5 % y molibdeno de 0,10%. Los Bayitos se presenta muy pobre en superficie y posiblemente exista cierta zonación en la distribución de los minerales. Los primarios de interés económico en el área estudiada son molibdenita y calcopirita principalmente, acompañados en forma subordinada por una serie de minerales de menor importancia como esfalerita y galena. La pirita es el mineral hipogénico más abundante y subordinados a ella se encuentran minerales de cobre tales como calcopirita (el más visible) y tetraedrita, además de galena y esfalerita. Se distribuyen en venillas y microvenillas, constituyendo stockworks y diseminados como en los otros tres focos. La pirita se encuentra en forma de venas y venillas con o sin cuarzo y generalmente asociado a otros sulfuros y materiales argílicos, siendo abundantes además en forma diseminada. La calcopirita junto con tetraedrita, galena y blenda se encuentran en escasa cantidad en venillas asociada a pirita en el Filo de La Alumbrera. La molibdenita se halla asociada a venas de cuarzo con pirita por lo general, encontrándosela en menor proporción diseminada (en superficie) y en pequeños nódulos ligada al cuarzo. La zona de mejor exposición de este mineral se ubica en el sector occidental de la quebrada de La Alumbrera. La mineralización hipogénica ocurre en los cuerpos intrusivos porfíricos de la Formación Mogote y graníticos de la Formación Ñuñorcó, no habién-

dose observado esa mineralización en las sedimentitas de la Formación Negro Peinado. De lo mencionado anteriormente se aprecia que la mineralización está en aparente relación con los tipos de alteración hidrotermal presentes en el sector. En la zona de alteración potásica la proporción de molibdenita y minerales primarios de cobre es baja, mientras que se eleva el contenido del primer mineral al pasar a la zona cuarzo-sericítica, manteniéndose constantes los de cobre. Los valores más altos de plomo y zinc se manifiestan en el límite de la zona cuarzo-sericítica con la popilítica. Mediante los sondeos realizados se determinó que los tenores de molibdenita y sulfuros de cobre disminuyen bruscamente en profundidad, en relación directa con la variación vertical de la zona cuarzo-sericítica a la potásica; esta situación no se cumple en el sondeo LB 3 donde coexisten ambas zonas de alteración en profundidad destacándose un aumento en el contenido de molibdenita entre los 280 y 380 m aproximadamente.

La Estrechura vinculada al intrusivo dacítico de Formación Mogote, presenta la mineralización con una distribución particular, yaciendo por entero en la roca de caja y conformando un halo alrededor del cuerpo intrusivo. Se presenta molibdenita y ferrimolibdita. También ha sido confirmado por los estudios de geofísica (Polarización Inducida) que la aureola mineralizada grada lateralmente, tanto hacia fuera como hacia el intrusivo central, a zonas más piritizadas. La molibdenita, se presenta en mayores proporciones en la partes norte y oeste del halo, pasando a cantidades moderadas a escasasen las porciones sur y sureste. La calcosina, presenta sus mejores localizaciones en las porciones centro y centro occidental del halo con contenidos bajos a moderados. El análisis geoquímico de las perforaciones que interesan esta aureola mineralizada, indican leyes promedio de molibdenita de 0,13 % en sus bordes norte, 0,17% su zona central y valores en disminución hacia el sur donde oscilan alrededor de 0,06%. Respecto a cobre, las perforaciones 9 y 31 en el borde oriental del halo tienen niveles de enriquecimiento supergénico, de potencia superior a 100 m con leyes de 0,3% Cu y 0,4% Cu respectivamente. En el borde occidental las perforaciones 13 y 23 muestran niveles de enriquecimiento con leyes de 0,5% Cu. Hacia el norte se insinúan niveles irregulares con leyes variables entre 0,1 % Cu, y 0,2% Cu que, ocasionalmente (perforación 34) llegan al 0,4 % Cu.

En los sectores Montey-Offir-Quebrada Ancha la mineralización se restringe a pirita, que es el mineral más abundante. Calcopirita y bornita subordinada, han sido observadas en los laboreos mineros y en proporciones escasas. La pirita se encuentra diseminada en la roca de caja y en venas y venillas, asociadas éstas últimas generalmente al cuarzo y a sectores con alteración sericítica-argílica. En el Filo de La Mejicana, entre los cerros Antinucho y Espino (Sector Quebrada Ancha), la pirita se halla acompañada por vetas de cuarzo con tetrahedrita, enargita, calcopirita y posible blenda subordinadas. Dichas vetas se emplazaron en las pelitas del Ordovícico como en los sedimentos brechados del Carbonífero, con un rumbo predominante este-oeste y potencias que alcanzan hasta 2 metros. Las condiciones geológicas expuestas para estas manifestaciones son similares a las de los distritos vetiformes de Montey-Offire y La Mejicana. En la Quebrada Ancha existen valores de Au y Ag.

Mineralización supergénica. Se distingue una zona de lixiviación-oxidación desde la superficie hasta una profundidad constatada de 192 m pero con potencias promedio entre 10 y 35 metros. El pasaje hacia la zona de cementación es neto o bien se produce en un intervalo de pocos metros, donde coexisten limonitas, y metros de largo y muestran un clavo mineralizado central de 6º a 8º m de longitud y potencia entre 1 y 6 m, explotado escasos sulfuros supergénicos. Ocasionalmente esta zona es discontinua y se intercala con mineralización hipogénica. En superficie se destaca la abundancia de limonitas de los tipos transportados sobre los indígenas. Los minerales limoníticos mas comunes son jarosita y goethita y en menor escala ferrimolibdita y hematita. En el sector La Estrechura no se observan minerales oxidados de cobre y sólo escasas cantidades aparecen en Los Bayos y Portezuelo de Illanes sin definir una zona de oxidación. La mineralización supergénica en el subsuelo está en relación directa con el contenido de sulfuros hiopogénicos de cobre y denota una elevada relación pirita-calcopirita. Principalmente se encuentra calcosina y en menor proporción covelina. La calcosina, es escasa a mediana cantidad, forma pátinas sobre pirita y calcopirita tanto en venillas o acompañando esfalerita. En algunos casos la zona de enriquecimiento ha sufrido una incipiente oxidación indicativa de descensos en nivel freático.

Geoquímica de los sectores discriminados por elemento

Geoquímica del molibdeno: Los centros de anomalías de molibdeno en roca siguen una faja que parte del centro del área y se ensancha hacia el sur. Principalmente las anomalías se concentran en las rocas graníticas del sector sur, aunque también, en menor proporción, se distribuyen en rocas sedimentarias. Relacionando los sectores anómalos con la alteración se considera que aquellos se relacionan con zonas sericíticas y potásicas. La distribución de las anomalías muestra una clara vinculación con estructuras. Así, en los portezuelos de Illanes y Puma las mismas están localizadas sobre zonas de mayor fracturación. La mineralización detectada por las perforaciones se corresponde con la de los centros de anomalías de molibdeno de superficie, observándose un leve incremento de los valores en profundidad. En la zona de Los Bayitos el fondo de molibdeno en rocas es bajo, del orden de las 15 ppm, ocupando los sectores anómalos la franja central a lo largo de la quebrada de La Alumbrera y un pequeños sector en el faldeo del filo homónimo, un poco más al norte de la anterior. El intervalo menor que se representan en la carta geoquímica de la zona(no expuesta en este trabajo) es el de 61 a 120 ppm, aunque las mayores anomalías, más de 121 ppm ocupan un lugar

interesante. Estas últimas anomalías se encuentran relacionadas con los pórfiros más ácidos, riodacíticos, y dacíticos, en menor medida a los más básicos. Se observa además una cierta relación entre aquellos sectores anómalos y las zonas con alteración potásica y cuarzo-sericítica. Los valores de las perforaciones realizadas en los sectores anómalos por molibdeno, arrojan una correspondencia directa con los valores residuales en superficie hasta una profundidad de 60 a 80 m para comenzar a decrecer a mayor profundidad.

Geoquímica del plomo: Se nota una coincidencia en general de anomalías de plomo en rocas porfíricas como en sedimentitas, para La Estrechura-Los Bayos.

Geoquímica de elementos traza en el entorno de La Estrechura: Se hizo una importante cobertura del entorno La Estrechura, para definir nuevos focos metalizados. Para ello se recurrió al muestreo para Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Mn y Li, sobre esquirlas de roca en los filos de La Mejicana, Ampallado, Caballo Muerto, Desamparado y Piedras Grandes. A modo de prueba, las muestras del filo Piedras Grandes fueron analizadas también por F, debido a la correspondencia entre Fy Mo en los depósitos tipo *stockworks*. En el filo de La Mejicana (cerro Espino y Antinucho) el Mo y W tienen anomalias erráticas sobre Ordovícico con alteración sericítico-argílica moderada). Al noreste los valores decrecen sobre el intrusivo dacítico con alteración cuarzo-magnetítica, argilización y guías de alunita. Las anomalías de Cu, Pb y Zn coinciden con el paisaje geoquímico anterior. Entre cerro Caballo Muerto hasta el contacto con el pórfiros, se exponen leptometamorfitas con alteración cuarzo-sericítica-argílica y algunas guías de cuarzo con molibdenita. Esto se refleja en la existencia de valores altos de Mo y tenores medios de Sn y W. El Cu y Pb errático y bajos el Mn, Li y Zn. Se correlaciona esta anomalía geoquímica con una geofísica de primer orden (PI).

GEOFÍSICA

Geofísica del Sector La Estrechura-Los Bayos

A partir del año 1975, se realizaron en la zona estudios geofísicos mediante la aplicación del método de polarización inducida y resistividad. La actividad se desarrolló a lo largo de 24 líneas con la configuración electródica dipolo-dipolo cada 100 m, alcanzando un total de 39,8 km lineales. Las características geológicas de superficie y los resultados de las primeras perforaciones (P.12- P.13) plantearon la hipótesis de distribución de la mineralización cobre-molibdeno según un halo perimetral a la parte central del prospecto pórfiro dacítico altamente silicificado de La Estrechura. Las anomalías de intensidad media, esto es de mediana resistividad y efecto de frecuencia, corresponden a una zona craquelada con venulación de sílice, portadora de sulfuros de cobre y molibdeno, que constituye la mineralización de interés. Las anomalías fuertes, muy baja resistividad y alto factor metálico, están estrechamente ligadas a zonas fuertemente piritizadas. La repetición de las características enunciadas, en la mayoría de los perfiles P.I.(24 líneas) permitieron, previa compatibilización con la geología de superficie, definir la distribución de la mineralización de interés, esto es en un halo de un ancho promedio de 300 m alrededor del intrusivo dacítico silicificado, en el sector La Estrechura. Sobre el flanco oriental cobra mayor definición lo que podría interpretarse como halo pirítico, constituyendo una faja no continua que bordea exteriormente a la zona con mineralización de interés.

PERFORACIONES

El total perforado en La Estrechura-Los Bayos por la Secretaría de Minería y la Dirección Nacional de Fabricaciones Militares alcanzaron 10.677,67 m, distribuidos en 36 sondeos de profundidad variable, para la zona La Estrechura. En general la recuperación de testigos fue del 9‰ y solo se bajó ese promedio en zonas intensamente craqueladas. Los testigos se analizaron cada 3 m por Cu y Mo y en muestras comunes por Au y Ag, en la mayoría de los sondeos. Dentro del halo la mineralización se distribuye irregularmente, al mismo tiempo que hay una falta de correlación entre Mo y Cu (figura 3).

MODELO GENÉTICO

Nevados de Famatina materializa un distrito complejo, por presentar varios focos intrusivos y sus apófisis, que registran un proceso hipabisal-hidrotermal polimetálico, iniciado con la intrusión de pórfiros dacíticos de Formación Mogote hace 5 Ma ± 0,3 y que culminaron con varias líneas de diferenciación hidrotermal desde los -3,8 ± 0,2 millones de años. La diferencia entre uno y otro proceso es del orden de l millón de años.

Modelo local y distrital: Corresponden a *stockworks* de molibdeno cupro-aurífero con bajo Fluor, en *stocks* cuyo prototipo es el depósito canadiense de Kitsault y Hall. Están vinculados a dichas porfiritas calco-alcalinas, con alto K (K 57,5 < 2.5). En ellos el S_2Mo rara vez excede 0,25%, como en Distrito Minero Nevado de Famatina. Sus fuentes magmáticas originales son peraluminosas. Una característica relevante es el escaso enriquecimiento de F en la zona fílica, alto Sr, escaso Nb y Rb disminuido, comparado con las líneas magmáticas más alcalina. En sentido general también se los conoce como pórfiros de molibdeno. El estaño está ausente (sólo como rareza en minerales vetiformes de La Mejicana). Puede haber minerales de W, pero no son comunes. Las características principales, existentes en todo sistema porfírico están presentes: stocks hipabisales responsables, con carácter calco alcalino de las 7 variedades porfíricas coetáneas aflorantes en 6 sectores, la mayoría ligados al proceso hidrotermal. La estructura porfírica en Portezuelo de Illanes, por ejemplo, presenta rasgos texturales de intenso metasomatismo potásico. Otra característica lo representa la alteración hidrotermal en halos y zonación con la

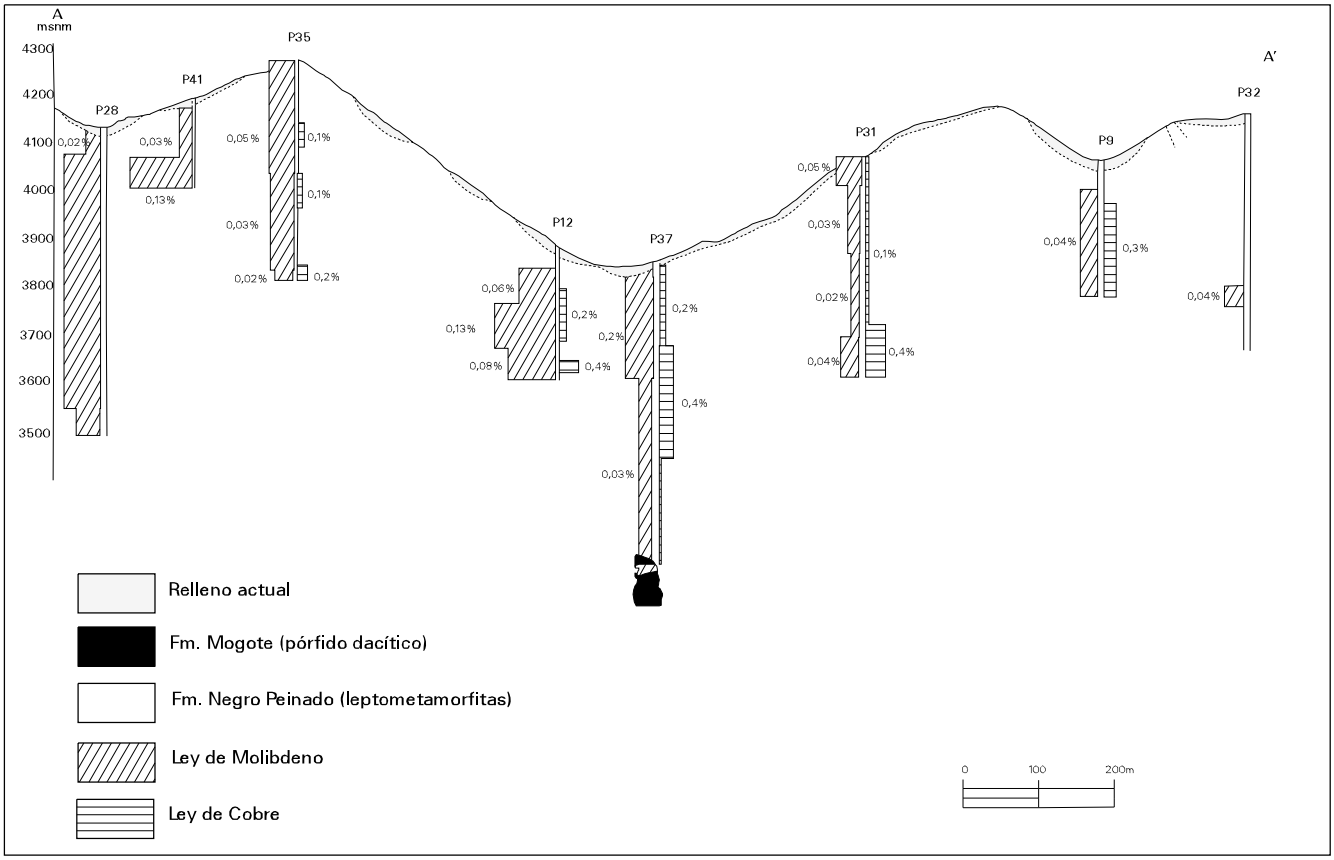


Figura 3. Contenido en Mo y Cu en perforaciones de la zona de La Estrechura.

metalización, distribuida en redes de pequeñas venulaciones (*stockwork* típico) o como punto de reemplazo. La existencia de más de una columna hidrotermal provoca anastomosamiento de las áreas alteradas e introduce un factor de distorsión. Así la expresión potásica más desarrollada se encuentra en el sureste en Portezuelo de Illanes. Situación equivalente ocurre con la vaina piritizada intensamente que parece "lavada hacia fuera del contacto porfirita-metamorfita", y la localiza como halo mapeable, en superficie y en subsuelo.También en Los Bayitos se manifiesta conformando un núcleo. De otra parte en la zona La Estrechura y su entorno las rocas más afectadas por la carga hidrotermal es la caja ordovícica, curioso desplazamiento que no es tan manifiesto en el noroeste Los Bayitos, donde centraliza más sobre Formación Mogote. El proceso supergénico regionalizado sobre amplios tramos, revela asimismo, la dispersión que delata este tipo de depósitos. Si bien los detallados estudios de superficie y subsuelo ya eran suficientes para adjudicarlos al modelo aludido, conocido desde el trabajo de Westra y Keith en 1981, marcado por la ausencia de fluorita y minerales del Sn, localmente fue el trabajo geoquímico de Chabert en 1985, a través de extensos perfiles para geoquímica de roca, destinados a caracterizar el entorno inmediato de La Estrechura, quien indica señales anómalas de de Li, W, Pb, y Sn en varios puntos ya conocidos y muy especialmente en el Filo de Caballo Muerto, cercana al depósito central, región sin antecedentes. Estos estudios, para sectores detectados, reconocen una interesante correlación con anomalías de P.I, que oportunamente condujeron a definir mineralización de Mo-Cu en profundidad. Si bien estos elementos volátiles son deficitarios en la roca generatriz, resultan anómalos en la caja regional y en su red de avenamiento. También obraron como elementos diagnósticos de primer orden para definir el modelo la existencia y modo de distribución de zonas de craquelamiento, que en algunos lugares evolucionan a brechas no rotadas, pero que incidieron fuertemente en la permeabilización para la fase hipogénica. Entre los minerales acompañantes de molibdenita, calcopirita, figuran la galena, tetraedrita, famatinita, enargita, esfalerita y magnetita y otros (En algunos sondeos se observó oro nativo y en otros su presencia fue revelada en el análisis sistemático efectuado sobre columnas de testigos de 25 metros.). Esta mineralogía es más frecuente en Los Bayitos. Desde el punto de vista del tonelaje, los parámetros de la zona La Estrechura, son comparables a depósitos internacionales de gran magnitud, en su tipo: reservas del orden de los 200 a 300 Mt y leyes en molibdeno en torno a 0,1 a 0,2% de Mo que para tonelajes mayores puede bajar hasta 0,06% de Mo. Otra característica del distrito es el halo de pirita y el tapón central de sílice, esta última posiblemente debida a otro evento. Asimismo los trabajos geoestadísticos de GAMA en 1981 indican una desvinculación

estadística entre cobre y molibdeno: ambos siguen distribuciones de log normales pero no se encuentran correlacionados entre sí. Esta característica es destacada en el estudio de Losada Calderón (1996).

Recientemente Losada Calderón (1996) avanza sobre la génesis, en base a un estudio calcográfico-petrográfico de 400 muestras tomadas de testigos, superficie y labores subterráneas, que además aporta análisis de inclusiones fluidas, geología isotópica, microondas, cálculos de temperatura,composición y salinidades de fluidos metalizantes, pH, redox, S en gases y otros para finalizar en una modelización del sistema, existiendo correlación entre los resultados de la investigación físicoquímica con las descripciones microscópicas. Este autor concluye advirtiendo sobre la dificultad de presentar una detallada evolución del sistema pero considera válida la equivalencia epitermal entre las vetas La Mejicana con el casquete de la zona mineralizada de La Estrechura (hasta –300 m), repitiéndose en esta última la mineralogía de los niveles inferiores de las vetas. Este nivel es del tipo de alta sulfuración. El conjunto funcionó como un continuo transicional tanto en dirección a las vetas como hacia el sistema porfírico en profundidad. Las dacitas y riodacitas de Formación Mogote, representa el único acontecimiento magmático durante el levantamiento de la cadena homónima en el Cenozoico. Las dataciones de Ar40/Ar39, medido sobre fesdelpato potásico y biotitas, dan 5,0 ±3 millones de años. Las edades de la zona cuarzo-sericita, o piso de edades, medido sobre muscovita ronda los 4,0 Ma ± 0,2 Ma para el pórfiro y 3,6 ± 0,1 Ma para el sistema vetiforme. Los estudios de inclusiones fluidas y los isótopos estables indica que la fuente de formación de fluidos metalizantes englobó una campana de aguas freáticas, con un componente magmático en el estadío del pórfiro final y en la asociación profunda del depósito epitermal. Los rangos de temperatura, presión y salinidad para el estadío final del sistema porfídico y de la asociación profunda del sistema epitermal son casi idénticos, como lo son la mineralogía, las actividades de los gases O y S y la acidez.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. Parte I. Yacimientos Metalíferos. *Imprenta Coni,* Buenos Aires, Argentina.

Chabert, M. y R. Torra, 1983. Informe Geoquímico Preliminar. Area de Reserva N° 1-Nevados del Famatina. Provincia de La Rioja. *Dirección General de Fabricaciones Militares, informe interno, 928, inédito. (Actualmente en Biblioteca del Segemar, Buenos Aires).*

De Alba, E., 1954. Descripción geológica de la hoja 16c. Villa Unión. Provincia de La Rioja. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 82, 83 p. Buenos Aires.

De Alba, E., 1979a. Descripción geológica de la hoja 16d Chilecito. Provincia de La Rioja. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 163, 87p. Buenos Aires.

De Alba, E., 1979b. Sistema de Famatina.En: *2º Simposio del Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 1: 349 395. Córdoba.

Frenguelli, J., 1946a. Consideraciones acerca de la Sierra de Paganzo en las provincias de San Juan y La Rioja. *Museo La Plata, Revista, (N.S) Geología,* 2 (18): 313-376. La Plata.

Fielding, E. J. y E. T. Jordan, 1988. Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with ancient Rocky Mountain deformation. *Geological Society of America, Memoir,* 171: 143-163.

Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA), 1981. Continuación de las investigaciones en el sector de "Computación de Datos" en la *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Proyecto N° 75.2189.1-01.100. pp 47.

Hakari, N. 1980. Intern report on exploration of the Nevados del Famatina, provincia de La Rioja. *Dirección General de Fabricaciones Militares, (Centro de Exploración 1)*, inédito, Mendoza.

Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. *University of Kansas, Department of Geology Special Publication,* 1. Lawrence.

JICA, 1981. Informe del Desarrollo Regional en la Famatina, República Argentina. Japan International Cooperation Agency. Metal Mining Agency of Japan. *Gobernment of Japan.* (4 tomos). Tomo 1, p 10.

Jordan, T. E. y R. W. Allmendinger, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Tocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science,* 286: 737-764.

Jordan, T: E. y M. Gardeweg, 1989. Tectónica Evolution of the Late Cenozoic Central Andes (20°-33° S). In: Mesozoic and Cenozoic Evolution of the Pacific Margin (Edited by Ben-Avrham, Z.) *Oxford University Press,* New York, USA, 193-207.

Kay, S. M., V. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis y C. E. Gordillo, 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28° S and 33°S. Correlation of magmatic chemistry with changin Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciencie,* 1, 21,38.

Linares, E, 1979. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina III. Años 1977-1978 y Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar II. Años 1975-1976. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial,* 6: 1-32. Buenos Aires.

Losada-Calderón, A. J. y M. S. Bloom, 1990. Geology, paragénesis and fluid inclusion studies of a high sulphidation epithermal/porphyry system, Nevados del Famatina district, La Rioja Province, Argentina. *Pacific Rim Congress 90, Gold Coast, Australia, 1990, Proceedings,* 2: 457-464.

Losada-Calderón, A. J., R. T. Gregory, y M. S. Bloom, 1990. A typical stable isotope signature from epithermal mineralization, Nevados del Famatina, district, La Rioja Province, Argentina. *Conference on Geochoronology, Cosmochronology and isotopic Geology,* 7 th Canberra, 1990, Abstracts, p.61.

Losada-Calderón, A. J. y D. C. McPhail, 1996. Porphyry and High-Sulfidation Epithermal Mineralization in the Nevados del

Famatina Mining Distric, Argentina. (In "Andean copper depósitos: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny", *Soc. Econ. Geologists Special Publication* N° 5, Camus, E,. Sillitoe, R.H. and Petersen, R.,eds., 1996, p. 91 –118.

Losada-Calderón, A.J. y M. S. Bloom, 1990. Australian Institute of Mining and Metallurgy (Australia). Pacifica Rim 90 Congresss. *The Australian Institute of Mining and Metallurgy.*

Losada-Calderón, A. J, S. L. Mc Bride y M. S. Bloom, 1994. The Geology and 40K/39Ar Geochronology of Magmatic Activity and Related Mineralization in the Nevados del Famatina Mining Distric, La Rioja Province, Argentina. 1994-*Journal of South American Earth Sciencia*, Vol 7, N° 1, pp.9-24. Copyrigth 1994-Elservier Sciencie and Resources Institute. Printed in Great Britain. All rigthts reserved. 0895-9811/94.

Losada-Calderón, A. J. y D. C. Mc Phail, 1994. The Nevados del Famatina mining district: Porphyry and epithermal style mineralization, La Rioja Province, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 1585-1589.

Losada-Calderón, A. J., 1992. Geology and Geochemistry of Nevados del Famatina and La Mejicana deposits, La Rioja Province, Argentine. *Unpublished Ph.D. thesis, Melbourne, Monash University,* 385

Marcos, O. y J. C. Zanettini, 1982. Geología y Exploración del proyecto Nevados del Famatina. Ministerio de Economía. *Subsecretaria de Minería, Servicio Minero Nacional, Buenos Aires,* 126 p.

Mc Bride, S. L, 1972. A potassium-argon investigation of igneus and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja Provinces, Argentina. *M.Sc. Thesis (Unpublished), Queen´s University,* Kingston, Canada.

Mallimacci, H. R. Centeno, 1981. Exploración Geológico Minera de la zona de "La Estrechura"-"Los Bayos". Area de Reserva N°1. Provincia de La Rioja. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, informe inédito (Actualmente en Segemar) 845.

Mallimacci, H., R. J. Centeno y J. A. Ríos Gómez, 1981. Informe Final de Exploración.Area de Reserva N° 1. Nevados del Cerro Overo Negro. Sector Los Bayitos. Provincia de La Rioja. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, informe interno 833 (Archivado en Segemar, Buenos Aires).

Mallimacci, H. y J. A. Ríos Gómez, 1982. Exploración Geológico Minera.Area de Reserva N° 1. Nevados del Famatina. Proyecto del Cerro Negro Overo. Sector Montey-Offir y Quebrada Ancha.Provincia de La Rioja. *Dirección General de Fabricaciones Militares y Subsecretaría de Minería* (Plan La Rioja), 1, informe inédito, 890, 36 pp.

Marcos, O. y F. Planas, 1975. Estudio geológico, prospección superficial y programa de exploración de La Alumbrera del Cerro Negro Overo. *Secretaría de Minería de la Nación (Plan La Rioja).* Informe inédito. Archivos Plan La Rioja. La Rioja, Argentina.

McBride, S. L, J. C. Caelles, A. H. Clark y Farrar, 1976. Paleozoic radiometric age provinces in the Andean basement, Latitudes 25°-30° S. *Earth and Planetary Sciencie Letters,* 29: 373-383.

Mendez, V., 1981. Exploración geológia del Nevado del Famatina. *Academia Nacional de Ciencias Físicas y Naturales, Anales,* 33: 151-169. Buenos Aires.

Rice, C. M, R. S. Harmon y T. J. Shepherd, 1985. Central City, Colorado: The upper part of an alkaline porphyry molybdenum system. *Economic Geology,* 80: 1769-1796

Roqué, J. C., 1981. Informe Final de Exploración. Area de Reserva N° 1. Sector Nevados del Cerro Overo Negro. Sector Los Bayitos, Provincia de La Rioja. Informe Geofísico. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe interno 833, inédito.

Sillitoe, R. H, 1973. The tops and bottomns of porphyry copper deposits. *Economic Geology,* 68: 799-815.

Sillitoe, R. H., 1989, Gold deposits in western Pacific Island arcs: The magmatic connection. *Economic Geology, Monograph,* 6: 274-291.

Sillitoe, R. H., 1990. Gold rich porphyry copper in tne Circunpacific Region-An updated overview: *Pacific Rim Congress 90. Gold Coast, Queensland, 1990, Proceeding,* 2: 119-126.

Sillitoe, R. H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of Souths American Earth Sciencies,* 1: 89-108.

Sillitoe, R. H. y H. F. Bonham, 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology.* 79, 1286-1298.

Tabachi, M. H., 1952. Estudio Geológico Minero del distrito cuprífero Famatina. Buenos Aires. *Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería,* 26 p.

Toselli, G. A., 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, sierra de Famatina, La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 33: 86-89.

Turner, J. M. C., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, 42: 77-126. Córdoba.

Turner, J. M. C., 1964. Descripción Geológico de la hoja 15c, Vinchina. *Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 100, 81p.

Turner, J. M. C.,1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Velazco y región oeste (La Rioja). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, 43: 5-54, Córdoba.

Turner, J. M. C., 1971. Descripción Geológica de la hoja 15d, Famatina. *Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín, 1*26, 96p.

Vila, T. y R. H. Sillitoe, 1991. Gold rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology,* 86: 1238-1260.

Sinclair, David W., 1995. Porphyry Mo (Low-F-Type). En Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. Volume 1-Metallic and Coal-Edited by David V. Lefebure, P.Geo, and Gerald E. Ray, P.Eng. Open File 1995-20. Province of British Columbia. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources. *Mineral Resources Division. Geological Survey Branch*, p 93–95.

Walser,G. y O. Marcos, 1986. Evaluación Minera Famatina. Provincia de La Rioja-Argentina. Informe final: Apéndice 1 y 2., *Sveriges Geologiska AB. Sweden,* unpublished,// SGAB.AR 86006, 151 p.

Westrra, G. y S. B. Keith Stanley, 1981. Classification and Genesis of Stockwork Molybdenum Deposits. *Economic Geology,* 76: 844-874.

Pachón S. A. Minera, 1999. El pórfiro cuprífero El Pachón, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1507-1512, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO EL PACHÓN, SAN JUAN

Pachón S. A. Minera[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento El Pachón está localizado en el sudoeste de la provincia de San Juan, a 2 km del límite internacional con la República de Chile y a 10 km de la mina Los Pelambres, a una altitud de 3.600 m sobre el nivel del mar.

Se localiza en una zona de actividad sísmica deshabitada. Se accede mediante ruta no pavimentada desde la localidad de Barreal, de la que dista 167 kilómetros.

Leyes y reservas

Las reservas geológicas del yacimiento están basadas en el muestreo realizado por la Compañía Minera Aguilar, a partir de perforaciones y dos túneles, a lo que se agregan las perforaciones realizadas por Pachón S.A. Minera (Pachón S. A. Minera, 1999).

Las reservas probadas y probables obtenidas por *kriging* normal y una ley de corte de 0,45 de Cu ascienden a 989.948.000 t con 0,61% de Cu; 0,014% de Mo; 0,019 g/t de Au y 2,352 g/t de Ag. Las reservas posibles para la misma ley de corte son de 1.116.595 t con 0,5% de Cu, con lo que las reservas totales del yacimiento son de 2.106,5 Mt con 0,55% de Cu; 0,013% de Mo; 0,015 g/t de Au y 2,243 g/t de Ag.

Las reservas minables son 879,4 Mt con 0,62% de Cu; 0,015% de Mo; 0,02 g/t de Au y 2,41 g/t de Ag.

La mineralización del depósito continúa en profundidad. Así la mayoría de las perforaciones contienen en el fondo buenas leyes de Cu y Mo. La mayoría de las reservas geológicas posibles se localizan en la zona profunda promedio donde finalizan las perforaciones.

Exploración

La exploración del yacimiento se realizó en diversas campañas de perforaciones entre 1969 y 1996, totalizando para ese lapso 28.210 m distribuidos en 164 perforaciones a diamantina, ejecutados por la Compañía Minera Aguilar y 8.263 m en 43 perforaciones a diamantina, de percusión y aire reverso efectuadas por Pachón S. A. Minera.

Se realizaron asimismo dos túneles que totalizan 662 metros.

Proyecto de explotación

El diseño del rajo abierto se efectuó sobre la base de las reservas geológicas probadas y probables, definiéndose un rajo constituido por bancos de 15 m de alto, rutas para camiones de 35 m de ancho y un ángulo de inclinación de 40° en la pared norte y de 45° en las otras paredes.

Para la extracción de las reservas minables se deberán extraer 761,1 Mt de estéril, con una relación de remoción de 0,86:1 estéril-mineral.

Los ensayos metalúrgicos indican una recuperación de Cu del 93,7% a partir de la andesita y de la toba, 96,0% a partir de la diorita y 83,4% de la brecha.

La recuperación de Mo se espera sea entre 60 y 70% en los concentrados de Cu/Mo y de 80% en el circuito de Mo, obteniendo un concentrado del 48% de Mo.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

El yacimiento fue descubierto en 1964 por la Compañía Minera Aguilar, la que realizó varias campañas de per-

[1] *Pachón S.A. Minera, San Juan.*

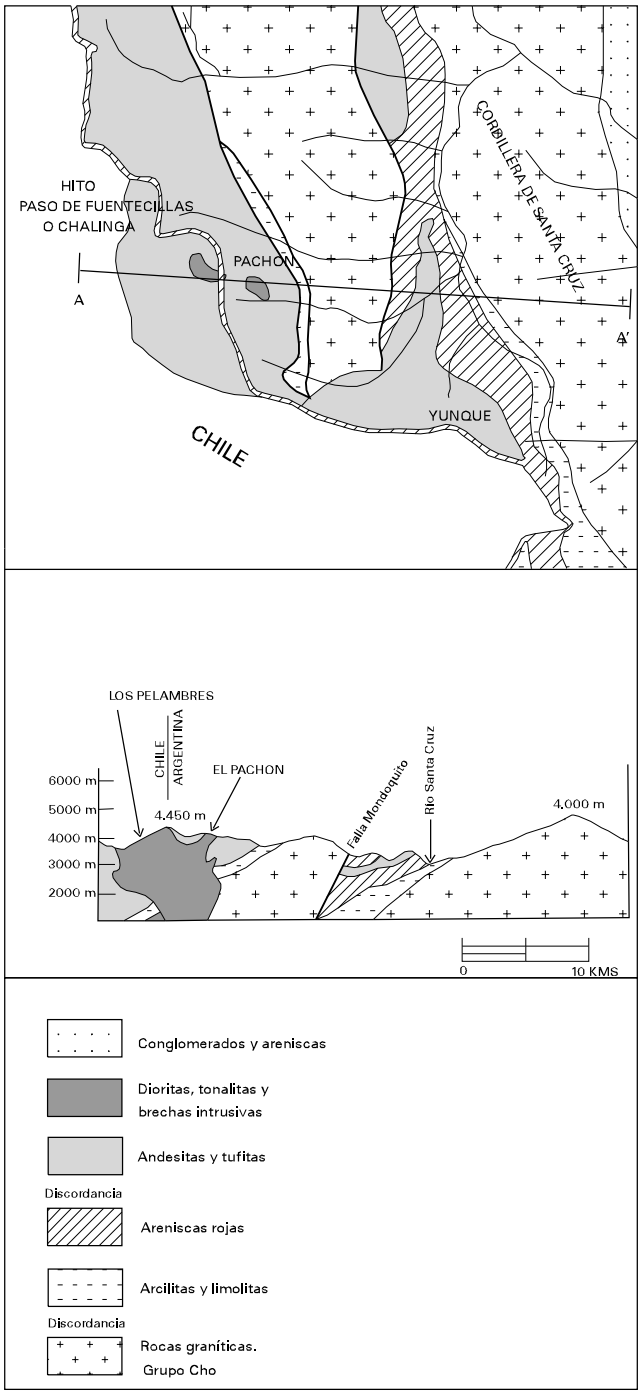


Figura 1. Proyecto El Pachón. Geología Regional (de Pachón S.A. Minera).

foraciones con diamantinas entre los años 1969 y 1974. El primer estudio de factibilidad data de 1975. Se realizaron otros programas de perforaciones entre 1976 y 1981 y, en 1990 los derechos mineros fueron transferidos a Pachón S. A. Minera. Entre los años 1991 y 1994 la Compañía Minera Aguilar realiza nuevos programas de perforaciones y RTZ Consultores de Santiago, Chile, preparó un informe de viabilidad técnica y económica del proyecto utilizando infraestructura y rutas de acceso desde Chile.

En 1994 Cambior Inc. adquiere un 40% de Pachón S.A. Minera con opción a un 10% adicional, que adquiere en 1996.

Pachón S. A. Minera es dueña exclusiva de los derechos mineros que suman 1.004 hectáreas.

GEOLOGÍA REGIONAL

El yacimiento se emplaza en la Cordillera Principal, constituida por un basamento de granitoides y volcanitas asignados al Grupo Choiyoi, sobre el que yace en discordancia un conjunto de unidades sedimentarias jurásicas con un espesor del orden de los 400 metros.

Sobre la secuencia jurásica se disponen en discordancia volcanitas estratificadas andesíticas y en menor proporción riolíticas a riodacíticas, correspondientes a la Formación Abanico y a la Formación Juncal, de edad cretácica inferior a media. Este conjunto, denominado localmente Formación Pachón (Fernández *et al.*, 1972), alcanza en el área del yacimiento los 1.000 m de espesor. Localmente la secuencia es intruida por cuerpos mesosilícicos, granulares a porfíricos, con los que se vincula la mineralización (figura 1).

Estructuralmente la región forma parte de un bloque de basamento de orientación nornoreste, basculado hacia el oeste, limitado por fallas inversas (Lencinas, 1982).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En el área del yacimiento (figura 2) aflora la secuencia estratificada de la Formación Pachón, constituida esencialmente por capas de andesita que alternan con otras de composición ácida (Lencinas y Tonel, 1994).

La secuencia comienza con brechas, areniscas y tobas volcánicas andesíticas, de color rojo, de un espesor de 350 m, sobre el que se disponen 300 m de lavas andesíticas afaníticas a porfíricas de color negro. Este miembro contiene niveles de ocoítas (andesitas con fenocristales planares de andesina subparalelos).

El último miembro de la unidad está formado por 250 m de brechas volcánicas andesíticas con intercalaciones de tobas de igual composición y horizontes menores de tobas ácidas.

Localmente las secuencias jurásica y la Formación Pachón se encuentran intruídas por un plutón diorítico y pórfiros dacíticos.

La Diorita Pachón (Lencinas y Tonel, 1994) es un plutón de textura granular a levemente porfírica que se extiende tanto en territorio argentino como en el chileno, en el área del yacimiento Pelambres. Está constituida por una diorita biotítica de textura allotriomorfa a porfírica, que localmente pasa a tonalita por aumento en el contenido de cuarzo.

En el sector sur del depósito aflora una brecha hidrotermal en la que se ha reconocido un brechamiento inicial magmático, que constituye un cuerpo subvertical elongado en sentido oestenoroeste-estesureste, de 350 por 240 m de extensión. Esta brecha es de tipo polifragmental (Lencinas

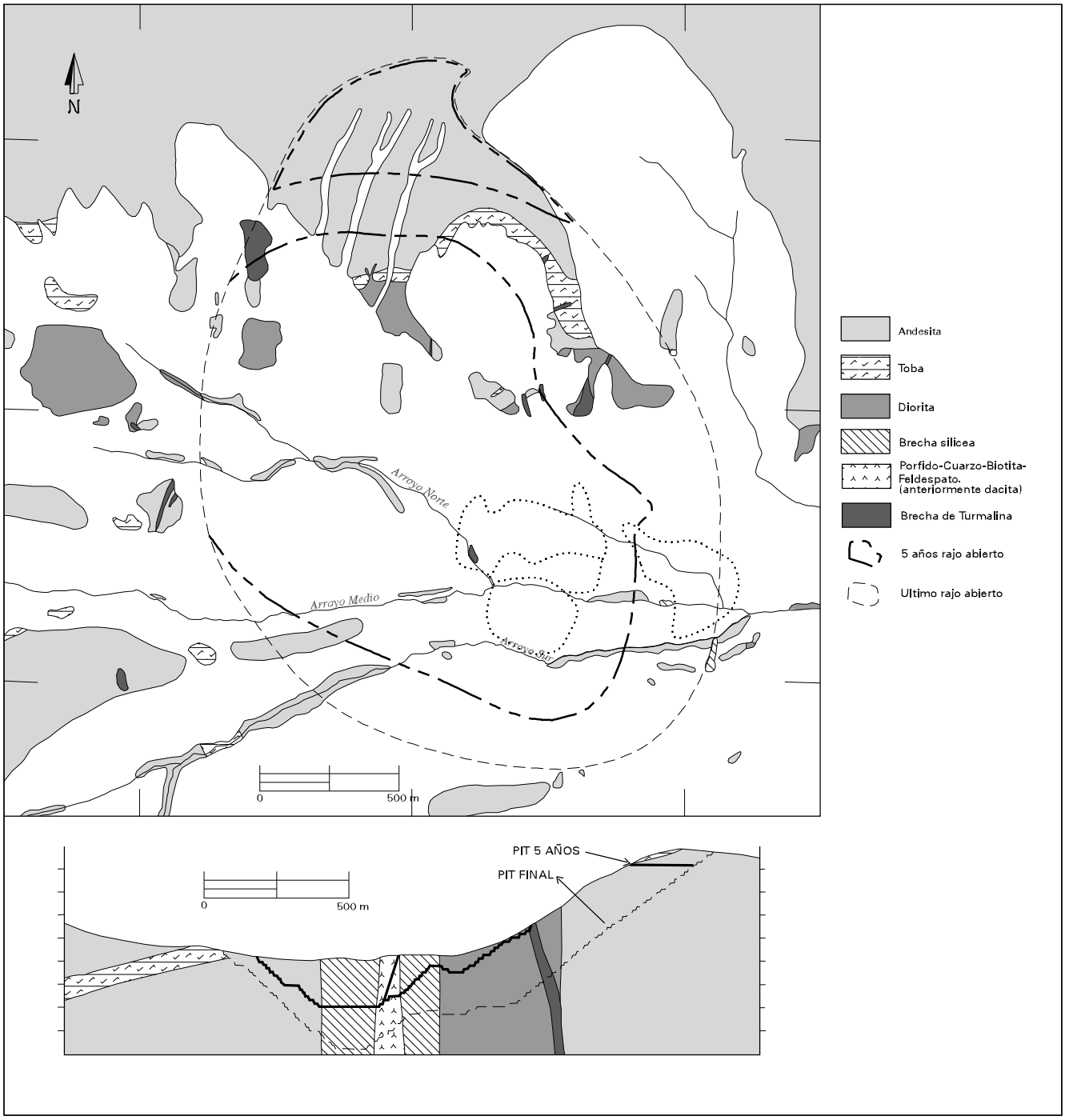


Figura 2. Proyecto El Pachón. Geología de superficie (de Pachón S.A. Minera) y sección del cuerpo mineralizado.

y Tonel, 1994), con fragmentos angulosos de 1 a 15 cm de diámetro y matriz constituida por fragmentos menores y harina de roca generalmente silicificada, con 3 a 10% de sulfuros hidrotermales. El conjunto está cementado por cuarzo y en menor proporción calcita.

Los pórfiros dacíticos cortan a la diorita, a la mineralización en stockwork y a la brecha hidrotermal y se presentan como pequeños cuerpos, diques y filones capa de color gris y textura porfírica típica.

Finalmente se han reconocido brechas de turmalina, generalmente pequeñas, con dimensiones de 50 a 100 m en los sectores oeste y norte. Son intrusiones post-mineralización.

Estructura

Los sistemas de fracturación dominantes en El Pachón son de orientación norte-sur y este-oeste, con inclinaciones de 40° a 80°E, correspondiéndose con las estructu-

Elemento	Diorita	Andesita	Brecha Sur
Cu%	0,95	0,97	0,85
Au g/t	0,07	0,05	0,1
Ag g/t	2,6	1,7	3,1
Mo ppm	171	131	295
Pb ppm	29	39	42
Zn ppm	81	174	140
Fe%	2,31	4,65	4,29
S%	1,75	1,94	1,76
As ppm	95	37	128
Sb ppm	18	< 1	< 1
Hg ppm	< 20	< 20	320

Tabla 1. Contenido en elementos metálicos y azufre de las menas de El Pachón.

ras principales que afectan a la Formación Pachón. Otros sistemas subordinados son noroeste-sureste con inclinación al este y este-oeste con inclinación al norte y al sur (Lencinas, 1974).

La intensidad de la fracturación disminuye de sur a norte y se acompaña por la desaparición de minerales supergénicos y aparición de alteración propilítica.

Alteración hidrotermal

Los primeros estudios de la alteración de El Pachón corresponden a Fernández *et al.* (1974), al que sigue la descripción de la alteración de la Brecha Sur de Lencinas y Tonel (1994).

En el yacimiento se han desarrollado alrededor de los cuerpos intrusivos, zonas de alteración características de los depósitos de tipo cobre porfírico.

El proceso de alteración ha afectado se dispone como un halo de orientación oeste-noroeste.

La zona de alteración potásica (biotita-magnetita), representa la mayor alteración donde se encuentra mineralización económica. Es concéntrica con el cuerpo mineralizado de Cu-Mo, pero más extensa. La biotitización se desarrolla preferencialmente donde el intrusivo diorítico penetra a la serie volcánica. La biotita se presenta en cristales de hasta 3 mm diseminados o agrupados en fracturas. La ortoclasa es de distribución más restringida y aparece en los sectores centrales del intrusivo en forma de venillas de hasta 3 cm de ancho.

La alteración sericítica, a la que grada la alteración potásica corresponde a la asociación sericita-cuarzo-pirita. En esta zona las rocas adquieren una coloración blanquecino amarillenta y los minerales máficos están alterados a carbonatos y sericita. La pirita constituye hasta un 5% del volumen de la roca y está diseminada o en venillas. Esta zona se considera sin interés económico.

La alteración propilítica delimita la zona de mineralización. Incluye una asociación de cloritas, epidoto y pirita, y presencia de calcita, magnetita y pirrotina diseminadas o en venillas. Constituye el halo más externo de alteración. Hacia el exterior la pirita es progresivamente reemplazada por especularita y/o magnetita (Fernández *et al.*, 1974).

Hay fenómenos de turmalinización, evidenciados por la presencia de turmalina negra en agregados fibroradiales milimétricos en brechas hidrotermales, en diques y en venillas de cuarzo con sulfuros, sin mineralización cuprífera.

La argilización es importante en superficie y se vincula a procesos supergénicos, ya que es inexistente en profundidad (Fernández *et al.*, 1974).

Mineralización

La mineralización fue descripta por Fernández *et al.* (1974), Brown (1984) y Lencinas y Tonel (1994).

Los minerales hipogénicos en la diorita y la andesita consisten en calcopirita diseminada o en venillas, asociada a cuarzo y biotita o a cuarzo-albita-feldespato potásico; molibdenita, frecuentemente asociada a cuarzo en venillas y pirita. Hay cantidades muy subordinadas de tennantita, tetraedritta, bornita, galena y esfalerita.

En el núcleo potásico la cantidad de sulfuros es de 2 a 3% y la relación pirita:calcopirita es de 1:1.

La zona de oxidación-lixiviación, que ocupa la mitad septentrional del cuerpo, tiene un espesor de 20 m promedio. Se caracteriza por abundante hematita, goethita y jarosita y una coloración llamativa amarilla a rojiza. En el borde septentrional hay cantidades subordinadas de minerales oxidados de cobre: malaquita, azurita, calcantita y brochantita.

La zona de enriquecimiento supergénico alcanza un espesor promedio de 170 metros. Los sulfuros supergénicos son calcosina rómbica y digenita y, en menor medida, covelina y bornita. La intensidad del reemplazo disminuye en profundidad. El borde de alteración de los granos de calcopirita tiene un espesor promedio de 10 μ y es mayor en la calcopirita diseminada que en la de venillas. La covelina es más abundante en los niveles superiores, en donde se origina en gran parte por alteración de calcosina supergénica. Se ha observado también cobre nativo, turquesa y probable tenorita y cuprita en el pasaje de la zona de oxidación a la de enriquecimiento supergénico (Fernández *et al.*, 1974). Por otra parte el límite inferior de la zona supergénica coincide con la aparición de anhidrita inalterada (Brown, 1978).

La brecha sur presenta una elevada mineralización hipogénica, alta ley en Cu, y consiste en calcopirita y bornita subordinada, con presencia de enargita, tennantita, tetraedrita, pirita, molibdenita y esfalerita. La bornita está asociada a calcopirita y a los sectores ricos en magnetita. La especularita aparece como reemplazo de magnetita. Entre los minerales no metalíferos se destaca el cuarzo y la turmalina, así como clorita, calcita y ceolitas en pequeña proporción. La mineralización supergénica de la brecha consiste en calcosina y digenita escasa (Lencinas y Tonel, 1994).

Geoquímica

La zona de lixiviación tiene un contenido promedio de 25º ppm de Cu, y varía entre 100 ppm cerca de la superficie hasta 800-1.000 ppm en las proximidades del cambio a la zona de enriquecimiento supergénico (Brown, 1984).

El contenido en Mo de las zonas de oxidación-lixiviación y de enriquecimiento supergénico no muestra variaciones significativas.

En la zona de enriquecimiento supergénico, el Cu alcanza hasta 3%, con un primer tramo con 1.000 a 3.500 ppm de 6 m de espesor.

Existe vinculación entre la intensidad de fracturación y el contenido en Cu. Así, la fracturación disminuye en sentido vertical y se refleja en profundidad por la desaparición de mineralización supergénica (figura 3).

El contenido en Mo es alto en la brecha silícea y en la zona de mineralización hipogénica. La brecha silícea está enriquecida en Au y Ag en relación con las rocas circundantes. Hay asimismo anomalías de Au en el sector noroeste.

Los contenidos en Cu y Au en superficie presentan correlación positiva. Así, las zonas con más de 1% en Cu coinciden con valores superiores a 0,25 g/t en Au.

En la etapa de formación de la brecha hidrotermal hay una removilización del Fe_2O_3, que en las volcanitas alcanza 5 a 10%, y que se redeposita como magnetita y hematita especular.

Se analizaron muestras compuestas de testigos de perforación de los tres tipos de mena, las que registran los contenidos en elementos metálicos y azufre indicados en la tabla 1 (Pachón S. A. Minera, 1999).

El contenido en Cu de las aguas que escurren hacia el río Pachón varía estacionalmente y es del orden de 2.000 a 5.000 ppb con un pH de 4,5 a 5,5. La denominada Vega Azul, que es una pequeña cuenca colmatada con material fluvioglacial, con eflorescencia de sulfatos en superficie, contiene 3.100 ppm de Cu.

El contenido de As en el río Santa Cruz alcanza los 0,16 a 0,5 mg/l y en el río Yunque a 0,35 mg/l (Nebot, 1982).

Geofísica

El levantamiento de polarización inducida muestra una anomalía bien definida (Fernández *et al.*, 1974).

La magnetometría terrestre muestra una anomalía significativa sobre la brecha sur, vinculada al alto contenido en magnetita, con una contraste local de hasta 1.300 gammas (Lencinas y Tonel, 1994).

Edad

El yacimiento El Pachón está genéticamente vinculado al mismo intrusivo diorítico con el que se relaciona también el yacimiento Pelambres en Chile. Un dique asociado al stock principal en Pelambres, datado por Sillitoe, arrojó edades K/Ar de 9,74 ± 0,16 y 9,96 ± 0,18 Ma (Sillitoe, 1977). Posteriormente el intrusivo en el yacimiento Pelambres fue datado en 14 y 17 Ma (Rivano y Sepúlveda, 1991)

Por lo tanto se adjudica la mineralización de El Pachón al Mioceno medio-superior.

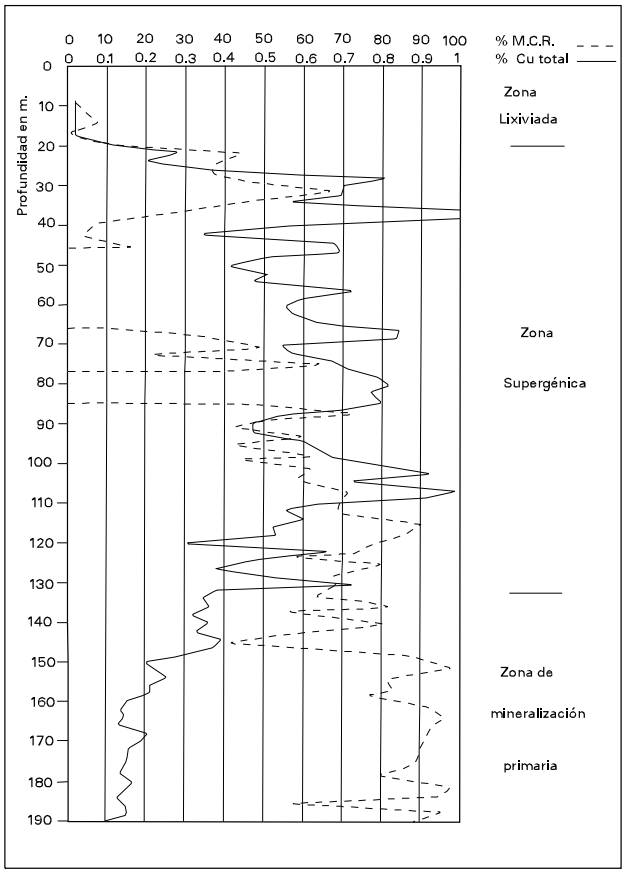


Figura 3. Relación entre intensidad de fracturación (expresada en M.C.R. %) y lixiviación-enriquecimiento. Sondeo # 113.

MODELO GENÉTICO

La mineralización de El Pachón es de tipo pórfiro cuprífero con molibdeno y está genética y espacialmente relacionada a cuerpos dioríticos que intruyen a la formación Pachón. Con ella se asocian brechas hidrotermales fuertemente mineralizadas.

La secuencia de formación del depósito es sintetizada por Lencinas y Tonel (1994) como sigue:

a. Intrusión del stock Diorita Pachón

b. Formación del sistema de cobre porfírico

c. Intrusión póstuma de pórfiros dioríticos en cuya cúpula intrusiva se produce brechamiento magmático con acumulación de fluidos hidrotermales

d. Brechamiento hidrotermal, alteración y mineralización de la brecha

e. Intrusión del pórfiro dacítico en el límite norte de la brecha hidrotermal

f. Formación de brechas de turmalina escasamente mineralizadas

g. Lixiviación y enriquecimiento supergénico

La etapa de formación de la brecha hidrotermal está acompañada por un hundimiento de 50 a 70 m del cuerpo de brecha respecto de las volcanitas del entorno.

BIBLIOGRAFÍA

Brown, F., 1983. Oxidación, lixiviación y enriquecimiento supergénico en el depósito de cobre de Pachón, San Juan, Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 29-45. San Juan.

Fernández, R., F. Brown y A. Lencinas, 1974. Pachón, un nuevo pórfido cuprífero argentino. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 77-89.

Lencinas, A., 1982. Características estructurales del sur de la Cordillera sanjuanina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 1: 489-497.

Lencinas, A. y M. Tonel, 1994. La Brecha Sur del yacimiento de cobre porfírico de Pachón, San Juan, República Argentina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 1: 241-247. Mendoza.

Nebot, A. R., 1982. Aspectos ambientales del Proyecto Pachón, Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 3: 227-243. Buenos Aires.

Pachón S. A. Minera, 1999. Proyecto El Pachón, estudio de factibilidad. Inédito.

Rivano, S. y Sepúlveda, 1991. Hoja Illapel. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile,* 60: 1-132. Santiago.

Sillitoe, R., 1977. Permocarboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Econ. Geol.,* 72: 99-103.

Romani, R. R., 1999. El pórfiro cuprífero Paramillos Sur, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1513-1523, Buenos Aires.



EL PÓRFIRO CUPRÍFERO PARAMILLOS SUR, MENDOZA

Remo R. Romani[1]

INTRODUCCIÓN

Paramillos Sur es un hito histórico en el descubrimiento y desarrollo de los pórfiros cupríferos en la República Argentina.

El proyecto inicial denominado Plan Cordillerano fue firmado en 1963 entre el Gobierno Argentino y Naciones Unidas para cubrir una zona de 130.000 km^2 ubicada al oeste de la Ruta 40 y el límite con Chile, abarcando el sur de San Juan, Mendoza y el norte de Neuquén, para aplicar técnicas modernas de prospección minera, previendo un lapso desde junio 1963 a diciembre de 1966.

El resultado más importante del proyecto inicial fue el descubrimiento de mineralización de tipo diseminada desconocida hasta entonces en Argentina. Ya en el año 1965, el geólogo argentino Dr. Hernán Navarro, integrante del equipo de geólogos del Plan Cordillerano, escribió el informe interno denominado *El pórfiro de cobre de Paramillos de Uspallata.* Romani (1968 a y b) realizó dos trabajos.

Ubicación y acceso

Al lugar se accede desde la ciudad capital de Mendoza por la Ruta Nacional 7 (Panamericana). A 120 km se encuentra Uspallata, desde esta localidad se toma hacia el este por la Ruta Provincial 52, rústicamente pavimentada, unos diez kilómetros, pasa más adelante a grava consolidada ascendiendo hasta el abra Cruz de Paramillo (2.975 m s.n.m.) después de recorrer 22 km, descendiendo 2 km se llega al área de interés. Total Uspallata-Paramillos Sur: 34 kilómetros.

Si se continúa por esta Ruta Provincial 52 (antigua Ruta 7) se baja por los caracoles que pasan por Villavicencio, donde comienza un pavimento que lleva a la ciudad de Mendoza (762,60 m s.n.m.). Total Paramillos Sur-Mendoza por este camino: 82 km, de los cuales 52 km son pavimentados.

Leyes, reservas, producción

La red aplicada, las observaciones y muestreos realizados para el área de Paramillos no están densamente dimensionados como para pretender efectuar números de reservas. La complejidad geológico-estructural que siempre acontece en rededor de un pórfiro cuprífero se agrava en las presentes circunstancias en razón del terreno coluvial que cubre el 90% del área de interés.

Las perforaciones no han logrado de ninguna manera develar con claridad un sinnúmero de interrogantes que caen en un terreno conjetural evidente. La obliteración originada por los fenómenos hidrotermales deja en dudas la mayoría de los reconocimientos, aún en microscopio. Por otra parte debemos considerar que un pequeño núcleo de roca no puede expresar los acontecimientos, en cuanto a la sucesión de sedimentos, definiciones de brechas, si los intrusivos presentes tienen carácter de mantos o de apófisis, carácter y extensión de las rocas mezcla resultantes de la invasión de la pasta cuarzo-feldespática en las rocas preexistentes, etc., son parte de las innumerables incógnitas presentes.

No obstante lo anterior y a los fines puramente tentativos hemos tratado de reunir los antecedentes que disponemos en forma global, en la cual ha entrado distintos aspectos relacionados con la recuperación de testigos.

Como criterio general tomamos las leyes de cobre y sumamos a éstas las leyes de molibdeno, cuando éste se en-

[1] *Geólogo consultor.*

cuentra como molibdenita, multiplicándolas por cinco. Para la densidad del relleno coluvial asignamos el valor de 2,2; para la zona lixiviada 2,4; y 2,8 a la zona de cementación o supergénica; esto según la experiencia realizada en un único sondeo (pozo Nº 2), más una apreciación personal y consultas en varios textos.

En virtud de la enorme distancia entre los sondeos, las cifras que se indican en la tabla 1 no son la resultante de una ponderación adecuada, pues se aprecia que el tembladeral en que están apoyadas no garantiza una fundación firme, sino que surge de un promedio aritmético de los valores con que interviene cada perforación en sus respectivos bloques.

Este autor durante el Plan Cordillerano (1967) calculó tentativamente un recurso de 187.000.000 t de 0,58% cobre equivalente (Cu% + Mo% x 5) (figura 1), el cual puede ser mayor, si se considera la pérdida de calcosina por lavado con la inyección a presión, así como la "volatilidad" de la molibdenita durante la molienda de los testigos.

Sin embargo son necesarias nuevas perforaciones para cuantificar con mayor precisión este recurso.

En cuanto a la relación sobrecarga/mena, señalamos que aproximadamente desde los 4.200 m al sursureste se puede alcanzar la cota 2.650 m s.n.m. a partir de la quebrada de Las Pircas (cabecera del arroyo Canota) y así mediante un túnel se llegaría a la base del *blanket* para una eventual explotación por *Block Caving*.

Se recomienda la ejecución de sendos piques en las proximidades de los sondeos 6, 8 y 10 con el fin de establecer la relación entre las leyes arrojadas por los testigos y la real.

Al mismo tiempo debe ser densificada la red de perforaciones sobre todo en los bloques dimensionados tendiendo a transformar el mineral posible y probable en asegurado.

Si el área fuera explotada en un futuro, en la determinación del sistema de explotación habrá que tener muy en cuenta la presencia de minerales secundarios de cobre que probablemente puedan ser tratados adecuadamente con tecnología de lixiviación.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las vetas de plata y plomo, a 5 km al oeste de Paramillos Sur, fueron trabajadas precariamente por súbditos del Imperio Incaico desde el siglo XVI. A medidos del siglo XVII, la Compañía de Jesús sistematizó el laboreo y se prolonga hasta la expulsión de los Jesuitas en 1767.

Otras minas, al parecer de oro, comenzaron a ser explotadas en la región sin afectar a este área. A mediados del siglo pasado ya existían laboreos mineros como la mina Mantos de Cobre, ubicada 1 km al norte de la Ruta 7 y una serie de minas denominadas Macareña, Very Well , Boqui, etc, a 3 km al sur de la misma ruta. La primera mina fue estudiada por Catalano en 1942, quien concluyó: «en la región existen numerosos puntos con grietas cupríferas, lo que permite pensar se trate de un centro minero de valor".

En 1961, la Empresa Minera Aguilar tomó opción de compra al Sr. Arquímedes Rossi, propietario de "Mantos de Cobre", quien realizó trabajos de exploración y perforó 4 sondeos (163, 114, 129 y 102 m) a diamantina, los que mostraron una brecha gruesa de ¨andesitas alteradas, pizarras verdes y grises y rocas conglomerádicas¨. La mineralización incluye limonitas, malaquita, calcopirita y, en profundidad, pirita, calcopirita y un mineral fluorescente: scheelita. En junio del mismo año esta empresa descartó la opción.

A principios de 1964 la zona fue visitada por diversas comisiones pertenecientes al equipo del Plan Cordillerano, se decidió realizar estudios de detalle, mapeo, geoquímica, geofísica, etc., culminando con la primera perforación en marzo de 1965. En los métodos geofísicos se aplicó magnetometría, sísmica, polarización inducida y resistividad, determinándose una anomalía de 4 km^2 con núcleo silicificado y tres anomalías subsidiarias. Se realizaron 25 perforaciones en el afloramiento principal (5.905 m) y 7 en las áreas circundantes (450 m) (figura 2). Esto comprobó la presencia de un prospecto de tipo "pórfiro cuprífero" (*porphyry copper*).

El hallazgo de Paramillos Sur no fue un hecho casual, la disposición radial de los depósitos de plomo, zinc y cobre relacionados al ¨afloramiento principal¨ de notable alteración, craquelización y limonitización resultaron en la decisión de efectuar trabajos de detalle que culminaron con la ubicación del sondeo Nº1.

Veinticinco perforaciones fueron efectuadas en el afloramiento principal (figura 1) y en su derredor, totalizando un metraje de 5.905.

Fuera del área central se hicieron siete perforaciones (pozo 100 a 106), con un metraje total de 450 m, para demostrar la continuidad de la mineralización cuprífera.

Bloque	Superficie m²	Mena millones t	Cu% + Mo% x 5	Sobrecarga millones t	Sobrecarga/ mena	Carácter	Cota inferior m
1	650.000	82	0,60	165	2,00/1	Semiprob.	2.775
2	285.000	33	0,95	71	2,20/1	Probable	2.700
3	400.000	72	0,40	110	1,54/1	Min.Prob.	2.650

Tabla 1. Cubicación.

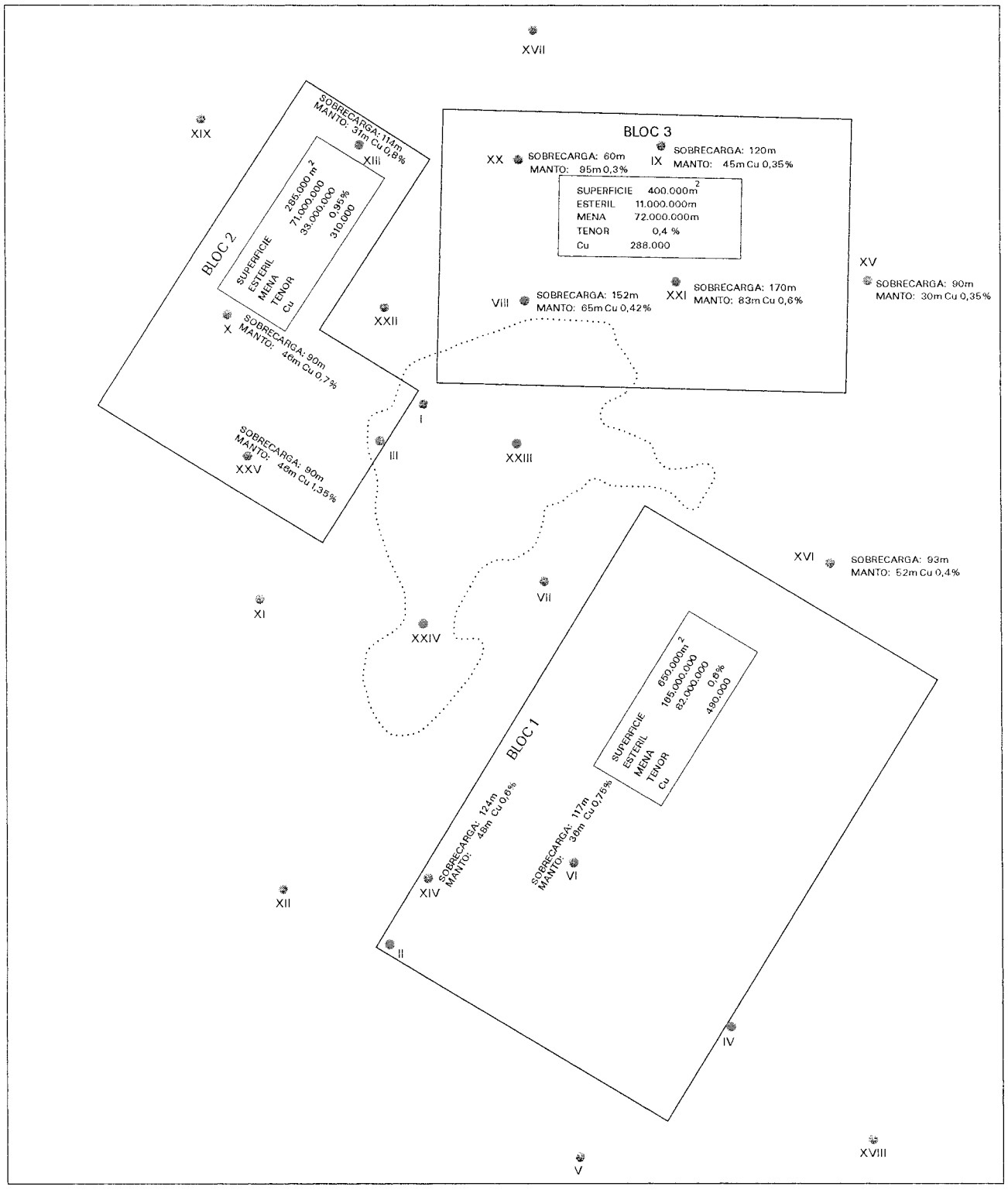


Figura 1. Estimación de reservas del yacimiento Paramillos Sur.

En algunos sondeos existieron dudas sobre la verdadera profundidad del lecho rocoso en razón de la naturaleza del detrito coluvial. El pasaje entre el coluvio y la roca firme se debe a la naturaleza de este y la existencia de una brecha epiclástica que suele orlar la antigua superficie de meteorización.

El análisis de detritos no se practicó al comprobarse contaminación por desgaste de trépano tricono (acero con molidbeno).

El resultado de las investigaciones efectuadas sobre los testigos de perforación, tanto químicas, como petrográficas, fue volcado en la tabla 4.

GEOLOGÍA REGIONAL

Para editar este ejemplar se tuvieron que actualizar las unidades litoestratigráficas utilizadas durante el Plan Cordillerano según *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, 1993).

Paramillos Sur se desarrolla en el ámbito de Precordillera Central representada por las Sierras de Villavicencio y Malpaís.

En este sector, el basamento está constituido por un conjunto de afloramientos de dudosa ubicación estratigráfica al carecer de fósiles diagnósticos; depósitos de plataforma de edad ordovícica, que suprayacen a los anteriores en discordancia y sedimentitas silúrico-devónicas.

Los primeros afloramientos corresponden a la faja de calizas desarrollada desde el límite con San Juan, siguiendo en los cordones de Alojamiento, Cerro Blanco de las Cuevas y Bonilla, hasta el sector oriental y sur de Cordillera Frontal.

Los afloramientos ordovícicos de las sierras de Villavicencio y Malpaís fueron identificados como "Paleozoico en su mayor parte Devónico" (Harrington, 1941) y quedan definidos dentro del Grupo Villavicencio por Harrington (1953). Este grupo fue interpretado por Cuerda *et al.* (1989) y dividido en dos formaciones del Ordovícico y del Silúrico-Devónico.

Dentro de la Formación Villavicencio existen tres facies, una Normal compuesta por sedimentitas, levemente metamorfizadas; la facies Cortaderas, integrada por metagrauvacas y filitas asociadas a las rocas básicas y ultrabásicas metamorfizadas; y la facies Alojamiento compuesta en gran parte por calizas.

La facies Cortaderas consta de una sección inferior de filitas, pizarras filíticas, esquistos verdes, escasas lentes de pizarras calcáreas, metadiabasas y algunos cuerpos de serpentinitas; y una sección superior formada por metagrauvacas, pizarras, metadiabasas y grandes cuerpos de serpentinita. La facies Alojamiento está integrada por calizas y esquistos calcáreos bandeados.

Harrington (1971) planteó tres opciones para la edad del Grupo Villavicencio: edad devónica para todo el conjunto; o precámbrica; o bien dar edad precámbrica para las facies Cortaderas y Alojamiento, ordovícica para el resto, y devónica para los afloramientos de la sierra de Tontal. Ramos *et al.* (1984) interpretan a Cortaderas como una facies leptometamórfica más deformada de los terrenos ordovícicos. En la sierra de Tontal la facies Alojamiento y Normal de Villavicencio contienen fósiles cámbricos y ordovícicos (Cuerda *et al.,* 1986, 1987).

Otra secuencia ordovícica representada por la Formación Villavicencio (*sensu* Cuerda *et al.*, 1989) se sitúa entre las estancias de Villavicencio y Canota. Aparece intensamente plegada y fracturada, con un espesor aproximado de más de 2.000 m, integrada por dos miembros con características líticas contrastantes. El Miembro psamo-pelítico inferior, de mayor espesor relativo, está constituido por una sucesión de bancos psamíticos granodecrecientes que pasan a pelitas finas, vinculados genéticamente con una sucesión de ritmos turbidíticos en un ambiente de abanico submarino proximal. La asociación de graptolites encontrados dentro de la fracción limo-pelítica en la quebrada de Santa Clara, de difícil identificación debido al cizallamiento, microfracturación y plegamiento, han determinado una edad arenigiana inferior. El Miembro pelítico superior está integrado por una secuencia de 60-70 m de pelitas negras con estratos lenticulares de baritina. Regionalmente los afloramientos son discontinuos pero conservan un rumbo aproximado norte-sur. Toda la faja presenta fauna de graptolites (Lavandaio, 1986; Alfaro y Fernández, 1985 y Cuerda *et al.*, 1988), que sugieren una edad llandelliana-caradociana.

Las rocas ordovícicas se encuentran deformadas por la Fase Oclóyica que afectó Precordillera en el Ordovícico superior. La estructura de la facies Cortaderas ha sido descripta por Cucchi (1972) como un plegamiento con anticlinorios y sinclinorios cuyos planos axiales inclinan hacia al este u oeste. El primer plegamiento está asociado a la esquistosidad regional que posteriormente fue deformada.

Sedimentos de plataforma y de tipo flysch de la Formación Canota (Cuerda *et al.*, 1989) sobreyacen, en discordancia, las rocas deformadas. Constituyen una sucesión de estratos de 1 a 2 m de espesor de psamitas y pelitas castaño claras con ritmicidad y textura granodecreciente, que sugiere una génesis turbidítica (González Bonorino y Middleton, 1976) que se inicia con un conglomerado basal clastosoportada de unos 3 m de espesor. Aparece intensamente plegada, con rumbos generales nornoroeste a este-noreste, con sus planos axiales inclinados indistintamente hacia el este u oeste con valores de 20 a 90º. En los alrededores del hotel de Villavicencio predominan los hundimientos hacia el oeste y noroeste. Esta formación presenta numerosos niveles con restos vegetales, uno de los cuales muestra semejanzas con el género *Baragwanathia* (Cuerda *et al.*, 1987) y la ubica dentro del Devónico temprano junto al contenido de palinomorfos de esta edad. Nuevos hallazgos sugieren una edad silúrica tardía.

La secuencia descripta es deformada a fines del Devónico durante la formación de la proto-Precordillera, que genera una cuenca marina hacia el borde occidental para el Carbonífero. Suceden los depósitos volcano-sedimentarios del Grupo Choiyoi de edad pérmico-triásica, en discordancia erosiva sobre el basamento paleozoico, o por contacto tectónico. El Grupo Choiyoi está integrado por un conglomerado basal brechoso de pocas decenas de espesor, un potente manto de rocas mesosilícicas y sedimentos con rocas volcánicas interestratificadas.

Esta secuencia está afectada por numerosas fracturaciones de rechazos desiguales, y se observa un plegamiento suave de carácter periclinal como consecuencia de éstas.

Estas rocas se encuentran en discordancia angular sobre el basamento paleozoico:

1- *Conglomerado Las Pircas:* Aflora en la Quebrada de Las Pircas, al este del cerro de igual nombre. El grupo de rocas conglomerádicas, de color violáceo y de aspecto brechoso, no alcanza los 35 m de espesor. Presenta esquirlas y

trozos angulosos de pizarras y areniscas que parecen corresponder al Devónico, sobre el cual reposan en un plano prácticamente horizontal, levemente inclinado al norte (Harrington, 1941).

2- *Rocas andesíticas y pórfiros riolíticos:* Estas rocas de considerable extensión y potencia, están integradas por andesitas, tobas andesíticas, pórfiros riolíticos, brechas y aglomerados volcánicos, todos alterados y de colores variados, gris verdoso a pardo amarillento con niveles violáceos. Alcanzan los 1.000 m de espesor en el borde norte de la Pampa de Canota; sin embargo en nuestra área sólo afloran 150 metros. La variación de los espesores pueden deberse a la irregularidad de la superficie pre-eruptiva, distribución irregular de los aparatos volcánicos, o a la erosión diferencial.

Este grupo se apoya directamente sobre los conglomerados y luego transgrede sobre un plano escasamente ondulado sobre los sedimentos paleozoicos.

En cuanto a la edad de estas acumulaciones volcánicas Harrington (1941) las ubica en el Triásico medio y Bracaccini (1964) las atribuye al segundo ciclo precordillerano de edad permotriásica.

3- *Sedimentos continentales y volcanitas:* Afloran en forma continua alrededor de Paramillos de Uspallata y en los cerros: Canario, del Oro y de la Loma Negra, de San Bartolo, del Salto, etc.

Esta potente serie (2.000 m) comprende una sección basal compuesta por un conglomerado pardo-rojizo de 300 m de espesor, en bancos gruesos con intercalaciones de areniscas gruesas a conglomerádicas de color amarillento y lutitas gris negras, que continúa con 500 m de arcillas grises, lilas, verdes y negras que alternan con areniscas calcáreas y margas, con restos de plantas *Estherias* y escamas de *Semionothus sp*.; areniscas calcáreas y margas (400 m) con intercalaciones de tobas riolíticas y 4 filones capa de basalto de 20 a 60 m de espesor; y 130 m de areniscas tobáceas y tobas estratificadas en bancos gruesos con diques y capas delgadas de basalto, en varios niveles con troncos de *Araucarioxilon*. Sobreyacen 350 m de lutitas con intercalaciones de areniscas tobáceas y potentes filones capa de basalto, que contienen numerosos restos fósiles (*Cladophlebis sp*., *Dicroidium sp*., *Yabeiella marevesiana*, *Oishi* y *Phylloteca australis Brongmart*); y 300 m de areniscas tobáceas con intercalaciones de arcosas, areniscas conglomerá-dicas, y lutitas. La secuencia culmina con la Formación Río Blanco: 200 m de areniscas moradas con intercalaciones conglomerádicas rojizas y areniscas rojizas de grano medio con troncos de *Araucarioxilon*, que hacia los términos superiores pasan a moradas con un filón capa de basalto.

Dentro de Precordillera existe magmatismo del Terciario que se asocia a la actividad hidrotermal vinculada a la mineralización de algunos sectores. El Triásico es intruido por rocas monzoníticas y sistemas filonianos (diques, filones mantos, apófisis, etc.) hasta términos efusivos como pórfiros andelacíticos, monzodioríticos, dioríticos, andesíticos, etc. Asociadas a estas intrusiones existen brechas de contacto o marginales como la observada al pie oeste del Cerro Canario.

El Terciario está representado en general por rocas mesosilícicas intrusivas, hipabisales y efusivas posttriásicas que antiguamente se ubicaron en el Cretácico-Terciario. Al parecer derivan de un magma monzodiorítico ya que se encuentran todas las variaciones desde monzonita hasta la diorita, con sus correspondientes efusivas.

La variedad de rocas ígneas y la gran cantidad de diques aflorantes no permiten determinar con precisión el orden cronológico; sin embargo por el análisis de perforaciones y las observaciones de campo, las rocas efusivas están intruidas por las hipabisales, y ambas a la vez, por los intrusivos.

Algunos filones capa presentan un espesor aproximado de 5 m, y en algunos de ellos es posible observar disyunción columnar. La intrusión de estos filones ha metamorfizado las rocas hospedantes del Triásico, que en algunos casos llegan a ser verdaderos hornfels.

El Cuaternario está compuesto por materiales coluviales, asociado a las formaciones que afloran en la Pampa de Paramillos. Se trata de una cubierta de 0 a 100 m de espesor compuesta por clastos rodados y angulosos de hasta 50 cm de diámetro, en una matriz arenoso-calcárea, que a profundidad indura.

Fuertes dislocaciones cretácico-terciarias reflejan cuatro sistemas de fallas verticales subparalelas con rechazos verticales que suelen ser importantes; en la falla del Cerro Blanco llega a ser de 800 metros.

El área posee un relieve maduro, en donde recién están instalando las cañadas mediante erosión retrógrada, interceptada por un arroyo subsecuente de suave pendiente.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La secuencia de fenómenos geológicos y tectónicos cronológicamente establecidos sería el siguiente: sobre un basamento labrado en pizarras y grauvacas paleozoicas, sumamente plegadas y corridas, se apoya el Conglomerado de Pircas, el que a su vez fue atacado y denudado por otro período erosivo que labró una nueva superficie interesando al basamento paleozoico. Sobre ésta se derramaron efusiones porfíricas (andesitas y pórfiros riolíticos eopérmicos). Un nuevo ascenso seguido por un período de erosión separa estas volcanitas de la Serie Supratriásica que descansa transgresivamente sobre aquéllas. La superficie sobre la cual se depositaron los sedimentos basales de esta serie tampoco tuvo el carácter de una verdadera penellanura, sino que ostentaba desniveles suaves. Su disposición transgresiva es evidente, llegando a apoyarse directamente sobre las pizarras y grauvacas. Esta Serie Supratriásica tiene dos agrupaciones litológicas. La más antigua comienza por un potente conglomerado basal y es seguido por areniscas, grauvacas y algunas margas arcillosas entre las cuales se intercalan

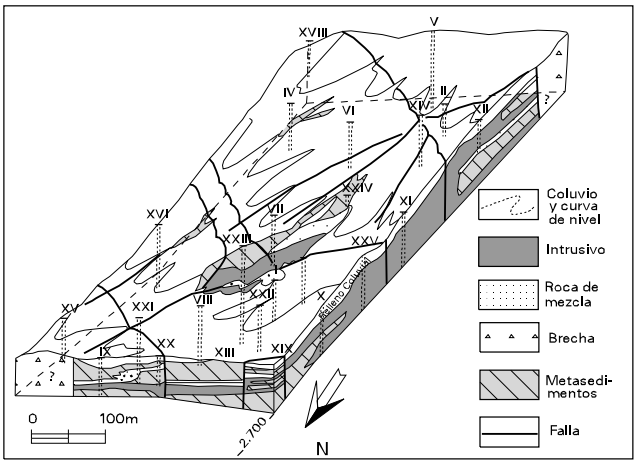


Figura 2. Geología del yacimiento Paramillos Sur.

mantos de pórfiros cuarcíferos y sus tobas. El segundo grupo más alto se extiende por el borde occidental y austral de Paramillos y se caracteriza por sus margas calcáreas, calcáreos margosos, areniscas y grauvacas calcáreas, y esquistos bituminosos con *Semionotus*, *Estheria* y plantas fósiles. Existen mantos intercalados de rocas básicas, algunos efusivos y otros intusivos que alternan con tobas y coladas de pórfiros riolíticos. Esta Serie Supratriásica es la que en la actualidad comprende 4 pisos llamados de abajo hacia arriba: "Estrato de Las Cabras", de "Potrerillos", de "Cacheuta" y de " Río Blanco" y pertenecen al período Triásico, época Superior.

Los "Estratos de Las Cabras" están presentes en nuestra propia área de interés, constituyendo la formación que hospeda los aconteceres que se describen a continuación.

En contacto intrusivo con la formación precedentemente citada asoman, en el panorama local, rocas mesosilícicas a ácidas correspondientes un magma de naturaleza monzodiorítica y su séquito filoniano, presumiblemente Cretácico superior-Terciario, en forma de filones, mantos, apófisis, diques, etc., variantes hipabisales hasta efusivas, tales como pórfiros andelacíticos, monzodioríticos, doríticos y andesíticos (figura 2).

En relación con esta actividad se formaron algunas brechas de contacto o marginales, como la que aflora 4 km al sudeste del afloramiento principal al pie oeste del Cerro Canario.

Las fuertes dislocaciones cretácico-terciarias y cuaternarias, traducidas por lo menos en cuatro sistemas de fallas verticales subparalelas, se han producido previa, contemporáneamente y después de estas intrusiones. Los rechazos verticales suelen ser muy importantes.

No existen sedimentos terciarios, pero en cambio pueden estudiarse acumulaciones del acarreo cuaternario.

Los "Estratos de Las Cabras" están constituidos por sedimentos arcillosos grises, lilas, verdes y negros, alternando con areniscas amarillentas calcáreas y margas verdes, grises y lilas con algunos restos fósiles de *Estherias* y *Semionotus*; sobre los que se apoyan tobas riolíticas, areniscas calcáreas y margas que incluyen aglomerados volcánicos y 4 filones capa de basaltos entre 20-60 m de potencia; con un espesor aproximando a los 700 m se extienden en afloramientos continuos en derredor de Paramillos de Uspallata por los cordones del Canario, del Oro, de la Loma Negra, de San Bartolo, del Salto. Este grueso paquete volcánico-sedimentario ha sido intruido por un stock complejo y metamorfizado en forma creciente en relación directa con la proximidad a los intrusivos.

El cuerpo intrusivo está compuesto por rocas mesosilícicas ácidas e hipabisales y efusivas, post-triásicas sin ninguna duda, y que tentativamente ubicamos en el Cretácico-Terciario.

El hallazgo de minerales de tipo diseminado relacionados con este evento magmático ha delineado una importancia de primera categoría a las mismas. Al parecer, la franja donde el fenómeno precedente se evidencia con más intensidad, parte con un rumbo de N30°O desde el borde austral de la pampa del Paramillos, entre el Cordón del Oro y del Canario, pasa por el "afloramiento principal", continúa hacia el Cerro San Bartolo y llega por lo menos hasta Cortaderas 20 km al noroeste. Esta faja no es perfectamente regular, afectada por las dislocaciones que la precedieron y acompañaron (que se tradujeron en una fracturación y ascenso diferenciales de bloques de todo tamaño) mediante un juego de fallas verticales de importante rechazo vertical y casi nulo horizontal regido por un sistema de 4 direcciones de fracturación que son: una noroeste, otra norte-sur, una noreste a nor-noreste y la otra de rumbo meridiano.

Los bloques en forma de prismas, con la cara superior comparativamente menor que sus planos verticales, se movieron diferencialmente uno en relación con los otros. Los estratos del Noriano estaban apoyados sobre los bloques a la manera de un manto; por movimiento diferencial de estos últimos, se doblaron, se plegaron muy suavemente con tendencia a la periclinalidad o sinclinalidad y no es aventurado pensar que esta cinemática haya producido espacios de presión negativa entre ciertas capas que por un efecto de "succión" haya actuado a la manera de una ventosa para la atracción de los filones capa que en forma numerosa se presentan.

Las evidencias de campo no permiten efectuar secuencias, dado que la cobertura aluvional supera 90% de la superficie. Sin embargo, esporádicas visualizaciones de los asomos y la observaciones de testigos de perforación permitirían asumir que las efusivas están intruídas por las hipabisales y ambas, a su vez, por las plutonitas correspondientes: monzonita-monzodiorita. A menudo, la alteración hidrotermal ha obliterado los minerales lo cual impide reconocer la composición de este stock; algunas muestras lo determinaron como pórfiro monzodiorítico, otras como andelacítico o como andesítico.

Descripción de los afloramientos

El depósito mineral está integrado por distintos afloramientos observados como 13 asomos labrados en el alu-

vión cuaternario. Cubren una superficie total de 300.000 metros cuadrados.

El afloramiento principal está ubicado a 300 m de la Ruta 7, conformando un cerro que corresponde a un stock de unos 240.000 m^2 intruído en un complejo triásico integrado por volcanitas. La forma del contacto es irregular aunque en general semicoincidente. Está constituido por una roca blanco amarillenta a rojiza, sericitizada, silicificada, multifisurada y craquelada. Tiene 700 m de longitud en sentido meridiano y 300 m de ancho promedio. El juego de grietas no responde a una orientación definida en el sentido azimutal, pero inclina 75º a 90º en el 90% de los casos. La intensidad del craquelado declina hacia el casquete cuarcítico del sur y hacia el extremo norte y oriental del afloramiento. Aparece comúnmente rellenado por goethita, limonita viva y jarosita. La mezcla de las tres es común. Venas de cuarzo cavernoso a masivo de 1/2 a 1 cm de ancho hasta 3 cm se entrecruzan y anastomosan caprichosamente. Muchas de estas venas están manchadas o parcialmente integradas por turquesa, sobre todo en las proximidades o dentro de la invasora. La parte norte del cerro está compuesta de roca una intrusiva alterada, lixiviada, expuesta en la cañada seca que la cruza, inyectada en un techo alterado y lixiviado también del complejo triásico.

En la cañada que limita al este, el afloramiento principal es una roca sacaroide, parcialmente silicificada, siendo el único lugar donde se pudo observar pirita en superficie.

Los demás asomos están constituidos por diversas litologías alteradas, dentro de las cuales se observan volcanitas y sedimentos permo-triásicos, intrusivos de naturaleza porfírica, y rocas de mezcla o de contacto entre los intrusivos y el complejo sedimentario-volcánico, las cuales están fuertemente fracturadas e inyectadas por apófisis menores y afectadas por las soluciones hidrotermales que a veces las han reconstituido parcialmente.

Los asomos 1 a 5 están formados por cuarcitas y ftanitas cortadas por diques de pórfiros, en algunos casos monzoníticos, blanqueados, fracturados, en parte brechados; bastante fracturamiento y hematita introducida.

El afloramiento 6 parece representar una zona de contacto de una brecha marginal con matriz andesítica, posiblemente cerca del techo de la intrusión, incluyendo fragmentos de metasedimentos. El conjunto está atravesado por un par de diques de andesita. Cabe la posibilidad, también, sea un horizonte del Noriano constituido por aglomerados volcánicos ¿basandesíticos?, que por razones de acercamiento al centro hidrotermal, sumado a la acción de los diques andesíticos, se blanquee intensamente, puesto que los minerales ferromagnesianos de su matriz porosa se alterarían rápidamente (propilitización, calcitización, argilitización).

Los afloramientos 7 y 9 corresponden a cuarcitas y ftanitas intruidas por andesitas. El afloramiento 10 es el pórfiro andesítico y monzonítico, y el 11, ftanita gris y cuarcita inyectada por andesita, con filones capa y pequeñas apófisis irregulares, brechas intrusivas? y hay una alteración débil debido a la mineralización tipo vetiforme. El afloramiento 12 posee cuarcitas y ftanitas algo fragmentadas.

Los diversos afloramientos están intensamente alterados, fuerte a regularmente fracturados, piritizados, blanqueados, limonitizados, y poseen en mayor o menor medida cobre color (turquesa).

El afloramiento Paramillos Suroeste es un asomo de 3.600 m^2, ubicado al sur del Abra Cruz de Paramillos, a una altura de 3.025 m s.n.m. El esbozo general es acorazonado, cuyo eje mayor de rumbo noreste mide 90 m apuntando hacia el afloramiento principal, del cual lo separan 1.300 m de terreno coluvial.

Se trata también de una zona de contacto con metasedimentos de grano finísimo a grueso con caracteres tobáceos, rocas de mezcla, e intrusivo de textura porfírica y/o granosa (monzonita a monzodiorita). El diaclasamiento es muy constante norte-sur y la alteración predominante es sericítico-arcillosa; localmente se asocian venas de ortoclasa-cuarzo y cobre color. La monzonita está fuertemente biotitizada.

En este cuerpo se efectuaron las perforaciones 100, 101 y 104, las que no alcanzaron a sobrepasar la zona de lixiviación y de oxidación. No obstante, existen valores en cobre de 3.000 ppm y 60 ppm de molibdeno.

El afloramiento Paramillos Sureste está a 3,3 km al sureste del afloramiento principal, sobre el faldeo noroeste del Cerro Canario. Constituido por un cuerpo de brecha cuya matriz, de carácter andelacítico, incluye en gran cantidad fragmentos de metasedimentitas. El área no fue mapeada, mas su superficie total es del orden de 0,35 kilómetros cuadrados. Se encuentra diaclasada, profundamente blanqueada, lixiviada, limonitizada (predominando goethita), sericitizada y caolinizada.

Su borde oriental es neto y limitado por una falla de rumbo noroeste, mientras que el occidental es irregular y parece estar intruido por dos apófisis de andelacita.

En este área se efectuaron las perforaciones cortas, números 105 y 106, las cuales no sobrepasaron la zona de lixiviación; tenian un aumento notable de plomo-zinc hacia el fondo (zonamiento vertical tipo chimenea de brecha?) y una fuerte sericitización en el pozo Nº 105 en sus últimos 15 metros.

Estructura

Existen fuertes plegamientos y corrimientos asociados al Paleozoico; además se han podido observar las discordancias que median entre el Devónico y el Conglomerado de las Pircas, entre éste y las andesitas y pórfiros permotriásicos ; y finalmente otra separa las andesitas de los depósitos de la Formación Cabras.

En nuestra área se evidencian los movimientos larámicos (Primer Movimiento Ándico) en el límite Cretácico-Terciario hasta los acontecidos en el Terciario superior (Tercer Movimiento Ándico), como reactivaciones de la tectónica antigua. En general las fallas son de alto grado con importantes componentes de deslizamiento de rumbo que presentan tres direcciones preferenciales:

a- rumbo N320-335º, coincide con la faja de cizalla que va desde el portezuelo, entre el Cordón del Canario y del Oro, fractura el afloramiento principal y da cabida a su

Sondeo N°	Profundidad en pies tramos	Au en ppm	Observaciones
5	234-235	0,13	Zona de oxidación
18	130-335	0,42	Z de lixiviación-cementación
21	410-460	0,30	Zona primaria
25	320-420	0,11	Zona de lixiviación

Tabla 2. Análisis de oro efectuados en el USGS (1968).

Sondeo N°	Profundidad en pies tramos	Au en ppm
6	455-467	0,3
	571-575	0,54
	605-609	1,40
	609-615	0,92
	645-650	0,64
12	215-220	0,42
	220-225	0,38
14	640-650	0,33
	705-710	0,38
16	745-750	0,74
	755-760	0,29
18	185-190	0,36
	250-255	0,46
	255-260	0,39
	310-315	0,34
	320-325	2,19
	325-330	0,7
	505-510	1,38
22	740-745	1,32
25	455-460	0,25
	655-660	1,75

Tabla 3. Análisis de oro realizados por Secretaría de Minería de la Nación, delegación Mendoza (1980).

mineralización. También las grandes fallas del borde oriental que ponen en contacto el Devónico con el Noriano con rechazos de hasta 800 m; fallas menores vinculadas al brechamiento de "Mantos de Cobre" y las fallas que al poniente bordean la ¨Pampa¨ de Paramillos. Esta línea de debilidad es la que al parecer condujo y facilitó la inyección de los fluídos hidrotermales mineralizantes.

b- rumbo medio este-oeste hasta N120º E, son de poco resalto con componente horizontal hacia el oeste y otras se relacionan con las grietas portadoras de Pb y Zn.

c- Finalmente las fallas de rumbo N30-60º E son menores con rechazos verticales y suelen estar rellenas con diques andesíticos.

Los juegos a y b señalan un empuje tangencial procedente del nor-noreste.

Alteración hidrotermal

Se observan distintos tipos de alteraciones: fílica (cuarzo-sericita), arcillosa (caolinita, illita, montmorillonita, halloysita), potásica incipiente (biotita secundaria), y propilítica (epidoto, calcita). El zonamiento es evidente partiendo de una zona central silicificada-sericitizada graduando en dirección centrífuga a sericitización-argilización, cloritización.

Mineralogía

La compleja mineralización característica de los pórfiros cupríferos se halla en Paramillos Sur; ésta ha sido bien determinada mediante las perforaciones.

Minerales primarios. El mineral hipogénico principal es la pirita, originada en un largo período de acción hidrotermal iniciado por el ataque de minerales ferromagnesianos y la formación de ésta en forma diseminada. Se encuentra pirita en una generación posterior en diaclasas y venillas asociada a algún otro sulfuro.

La calcopirita es el mineral cuprífero más importante aunque su presencia es muy subordinada a la de pirita. Se encuentra como granos aislados asociados a la pirita y en venillas de hasta 1 cm de espesor.

La relación azufre-cobre para las zonas de minerales hipogénicos es de 20:1 a 30:1 y más altas; mientras que en las zonas supergénicas la relación es de 10:1 a 20:1.

Otro mineral hipogénico de importancia económica es la molibdenita que está asociada a venas de sílice y al parecer pertenece a un pulso posterior a los minerales antes citados; y el oro en estado nativo llegando a valores de 0,30 a 0,42 ppm (analizadas por Brodtkorb, USGS-Denver, 1968).

Aparecen también pirrotina, cubanita, bornita, mackinawita, esfalerita, galena, sulfosales, marcasita, cuarzo, magnetita, especularita e illmenita.

Es importante destacar la presencia de oro nativo detectado en los análisis químicos realizados.

Minerales secundarios. La calcosina supergénica se presenta en forma terrosa barnizando a la pirita diseminada y en venas.

Por su textura deleznable abre un interrogante con respecto a qué cantidad quedó en el subsuelo, lavada por la inyección.

En menor cantidad, aparece covelina patinando calcopirita y pirita.

Alteración meteórica

Este depósito posteriormente fue afectado por soluciones meteóricas, las cuales originaron una importante oxidación y meteorización dando lugar a la formación de

Sondeo Nº	(1) Cota	(2) m Largo en total	(3) m con testigo	(4) Promedio sobre el total atestiguado en ppm Cu	Mo	Pb	Zn	S%	(5) Manto supergénico m espesor	Cu%	Mo%	(6) Cota inferior	Rocas
1	2.930	180	180	950	213	20	40	1	80	0,16	0,024	2.750	pórfiro monzodiorítico
2	2.998	165	165	1.020	330	40	80	2,4	80	0,17	0,025	2.833	brecha polimíctica monzodiorita pórfiro andelacítico
3	2.936	210	210	1.780	130	20	100	4,2	95	0,23	0,009	2.791	pórfiro monzodiorítico
4	2.975	217	203	1.070	150	10	80	1,8	60	0,15	0,012	2.835	metasedimentos
5	3.025	370	299	708	37	15	25	0,8	35	0,1	0,005	2.860	pórfiro monzodiorítico
6	2.980	213	129	2.800	170	20	170	2,6	85	0,31	0,025	2.778	monzodioritas
7	2.960	280	240	1.000	82	20	20	4,9	-	-	-	-	pórfiro andelaciítico
8	2.945	292	284	1.740	119	17	40	1,1	140	0,4	0,02	2.653	roca de mezcla
9	2.885	206	138	1.300	90	20	20	8,7	79	0,25	0,015	2.715	metasedimentos vulcanitas metasedimentos
10	2.930	235	150	2.650	15	20	70	7,4	60	0,55	0,002	2.770	pórfiro monzodiorítico metasedimentitas brecha monzodiorítica
11	2.967	363	301	780	20	20	10	2,1	-	-	-	-	metasedimentos
12	3.000	158	108	1.190	30	30	60	0,5	-	-	-	-	metasedimentos
13	2.915	217	122	2.462	10	20	80	5,1	46	0,6	0,001	2.769	pórfiro monzodiorítico
14	2.995	237	207	2.460	190	20	60	2,6	98	0,4	0,03	2.824	brecha pórfiro monzodiorítico pórfiro monzodiorítico
15	2.870	210	121	900	8	90	1.050	3,6	30	0,4	0,001	2.750	brecha andesítica
16	2.920	302	313	1.700	14	20	60	4,9	137	0,23	0,001	2690	metasedimentos pórfiro diorítico
17	2.910	180	84	415	10	15	35	6,2	80	0,05	0,001	2.730	metasedimentos rocas de mezcla pórfiro andesítico
18	2.985	176	137	1.000	24	50	200	4,1	60	0,2	0,001	2.883	metasedimentos brecha
19	2.925	145	110	800	9	25	246	2,6	22	0,2	0,001	2.834	sedimentos metasedimentos pórfiros andesíticos
20	2.900	202	167	1.660	120	16	51	5,4	96	0,25	0,009	2.743	metasedimentos
21	2.890	323	229	1.860	271	10	60	1,4	177	0,25	0,035	2.567	Rocas de mezcla pórfiro monzodiorítico
22	2.940	239	192	740	62	10	20	4,4	114	0,11	0,005	2.701	monzodita andelacita vulcanitas
23	2.960	461	457	200	114	15	20	0,4	-	-	-	-	metasedimentos rocas de mezcla andelacitas
24	2.975	44	44	130	37	15	20	1,3	-	-	-	-	metasedimentos vulcanita
25	2.965	276	175	4.200	240	16	50	7,4	62	1,05	0,05	2.775	monzodiorita

Tabla 4. Síntesis de los sondeos. (1), (2) = Cota fondo pozo. (2), (3) =Sobrecarga (coluvio más roca lixiviada). (6), (5) = Cota superior manto supergénico.

óxidos e hidróxidos de hierro como hematita, goethita, jarosita y turgita; oxidados de cobre (turquesa, crisocola y cuprita); silicogeles cupríferos; cobre nativo y arcillas.

El afloramiento principal aparece comúnmente rellenado por goethita, limonitas "vivas" y jarosita. Venas de cuarzo cavernoso y/o masivo de 0,5 a 1 cm hasta 3 cm de ancho se cortan entre sí y presentan manchas de turquesa, sobre todo dentro del intrusivo. Sólo en el arroyo que limita el borde oriental de dicho afloramiento se observa pirita fresca. En los demás afloramientos también se observó hematita y pirita diseminada.

Geoquímica

La interpretación de los análisis geoquímicos muestra una zonación típica de pórfiro cuprífero manifestada con una área central anómala en Cu (400 ppm) y Mo (40 ppm), prácticamente coincidente con el afloramiento principal que mide 1.800 m norte-sur y 800 m en sentido este-oeste.

Dentro de esta zona, los valores de plomo y zinc no son en ningún caso anómalos, manteniéndose en 20 ppm (como máximo 30 ppm) para el plomo; mientras que los valores del zinc oscilan entre 20 a 40 partes por millón.

Fuera del área central existe un halo anómalo neto de plomo-zinc; esta franja anómala se continuaría hacia el sur-sureste.

El muestreo de rocas fue restringido a los afloramientos *in situ* ya que el relleno coluvial no tiene relación directa con el depósito mineralizado. Fundamentalmente consistió en un estaqueo de 50 m de equidistancia, con muestras de un kilo y medio de esquirlas.

En el sector de las perforaciones de los pozos 105 y 106 aparecieron valores de 15 a 25 ppm de molibdeno, sugiriendo un panorama digno de mayor investigación.

El oro parece estar presente en su estado nativo. Análisis efectuados en el USGS en Denver, 1968 de algunos tramos representativos de testigos confirman tal presunción.

En el año 1980 la coordinación técnica de la Secretaría de Minería Delegación Mendoza (Lavandaio-Fussari) hizo realizar nuevos análisis y algunos de los resultados fueron llamativos y se indican en las tablas 2 y 3.

En la tabla 4 se puede observar una síntesis de los sondeos.

Geofísica

Se realizaron estudios geofísicos aplicando métodos magnetométricos, sísmicos, resisitividad y principalmente polarización inducida. Esta dió como resultado una clara y neta anomalía con sus márgenes bien definidos (2,3 x 1,7 km) y su techo nítido.

La resistividad señala bajos valores conformando una franja de 400 metros de ancho, de forma anular, orlando interiormente el borde exterior de la anomalía de P.I., y emitiendo una ¨península¨ de dirección este-sureste.

La prospección magnética señala una anomalía moderada hacia el suroeste con un ancho de unos 500 a 700 metros.

La interpretación geofísica de todos los métodos aplicados indicó que Paramillos Sur ¨representa un desarrollo de tipo pórfiro cuprífero de forma clásica y de aspecto general favorable¨. Al mismo tiempo señaló una anomalía principal de 4 km^2 con núcleo silicificado, magnetita al sudoeste, control estructural de rumbo N30ºO, N60ºE y subordinariamente N65ºO, con primario de baja ley y posibilidades de cuerpos económicos por enriquecimiento supergénico. Además, anomalías subordinadas diferenciadas en tres sectores; el sector A coincide con la zona de las perforaciones 100, 101 y 104, contiene mineral diseminado en poca cantidad; el sector B de interés está conectado a la central, no parece extenderse en profundidad. El sector C coincide con las perforaciones 105 y 106, corresponde a un cuerpo elongado de 100 m de ancho, pero la prospección no fue completa.

MODELO GENÉTICO

Paramillos Sur corresponde a un depósito de tipo pórfiro cuprífero con molibdeno y oro. El tiempo geológico desde el Terciario alto produjo una fuerte lixiviación dando lugar a la formación de minerales supergénicos (calcosina-principalmente- y covelina) y minerales oxidados de cobre (turquesa-crisocola).

AGRADECIMIENTOS

Al geólogo Eddy Lavandaio por proporcionarme resultados analíticos de oro; a la licenciada Stella Maris Moreiras por su colaboración en la actualización de la geología regional.

BIBLIOGRAFÍA

Alfaro, M. y R. Fernández, 1985. Una graptofauna del Ordovícico superior (Caradociano) de Estancia Canota (provincia de Mendoza). *Ameghiana,* 22 (1-2): 63-67. Buenos Aires.

Bracaccini, O., 1964. Ordenación y resumen de los antecedentes geológicos relativos a la zona cordillerano de las Provincias de Mendoza, Neuquén, República Argentina. *Dirección General Fabricaciones Militares,* contrato 1.103, informe 1.

Cucchi, R., 1972. Geología y estructura de la Sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (2): 229-248. Buenos Aires.

Cuerda, A. J., C. Cingolani, R. Varela y O. Schauer, 1986. Cámbrico y Ordovícico en la Precordillera de San Juan: Formación Los Sombreros. Ampliación de su conociento bioestratigráfico. *4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), Actas,* 1: 5-17, Mendoza.

Cuerda, A. J., C. Cingolani, R. Varela y O. Schauer, 1987. Graptolitos ordovícicos del ¨Grupo Villavicencio¨, flanco sudoriental de la Siera del Tonatl en el área de Santa Clara. *4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas,* 1: 111-118. Santa Cruz de la Sierra.

Cuerda, A. J., C. Cingolani, R. Varela y O. Schauer, 1988. Faunas graptolíticas en la ¨facies normal¨ (metagrauvacas) del Grupo Villavicencio, Sierra del Tontal, Provincia de San Juan y Mendoza. *Asociación Paleontológica Argentina, Boletín Informativo,* 17. Buenos Aires.

Cuerda, A. J., E. Lavandaio, O. Arrondo, y E. Morel, 1989. Investigaciones estratigráficas en el ¨Grupo Vilavicencio¨, canota, provincia de mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (3): 356-365. Buenos Aires.

González Bonorino, G. y G. Middleton, 1976. A Devonian submarine fan in Western Argentina. *Journal of Sedimentology and Petrology,* 46 (1): 56-69. Tulsa.

Harrington, H. J., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Malpaís. Provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 49: 1-54. Buenos Aires.

Harrington, H. J., 1953. Descripción de la Hoja Geológica 22c Ramblón (provincias de Mendoza y San Juan). *Dirección Nacional de Geología y Minería,* informe inédito. Buenos Aires.

Harrington, H. J., 1971. Descripción de la Hoja Geológica 22c Ramblón provincias de Mendoza y San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 114: 1-81. Buenos Aires.

Lavandaio, E., 1986. Hallazgo de fósiles del Ordovícico en el Grupo Villavicencio, en la Precordillera de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 41 (3-4): 402-404. Buenos Aires.

Navarro, H., 1966. El pórfiro de cobre de Paramillos de Uspallata. *Plan Cordillerano, informe interno*, Mendoza.

Ramos, V. A. (Ed.), 1993. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* I: 1-257.

Ramos, V. A., T. E. Jordan, R.W. Allmendiger, S. M. Kay, J. M. Cortés y M. A. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución de los Andes Centrales. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 2: 84-106. Buenos Aires.

Romani, R. R., 1968a. Informe Final "Zona Paramillos Sur". Area de reserva Nº 3S. Provincia de Mendoza. República Argentina. *Organización de las Naciones Unidas.*

Romani, R. R., 1968b. Area de Reserva Nº 3 S. Zona "Paramillos Sur". Provincia de Mendoza. *Investigación sobre Mineral de Cobre Pórfirico en las provincias de Mendoza, Neuquén y San Juan. Argentina,* Parte 3: 3S.1-3S.13.

Logan, A. V., 1999. Distritos auríferos de Gualilán y Gualcamayo, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1525-1534, Buenos Aires.



DISTRITOS AURÍFEROS DE GUALILÁN Y GUALCAMAYO, SAN JUAN

Amelia V. Logan[1]

DISTRITO GUALILÁN

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El distrito Gualilán está ubicado 120 km al nornoroeste de la ciudad de San Juan, a 30°44' de latitud sur y 68°57’ de longitud oeste (figuras 1 y 2).

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

El total de las reservas conocidas y producción suman 328.900 t métricas (Fernández Lima y Oliveri, 1951; Wleklinski, 1961; Pelichotti, 1976) con una ley promedio de 10 g/t de Au, 80 g/t de Ag, 8 % Zn y trazas de Pb y Cu. Las leyes de oro son muy variables en el yacimiento y están controladas por diferentes factores: 1) la presencia de fallas posteriores a los pulsos I y II, 2) el emplazamiento de vetas del Pulso III (más abundantes de sur a norte) y 3) la extensión de la zona de oxidación. La ley más alta en la zona de oxidación es de 93 g/t de Au y 164 g/t de Ag en la Mina Muchilera de la Zona Sur (Fernández Lima y Oliveri, 1951), pero en general la Zona Norte tiene leyes más altas. La relación Ag:Au en la zona de oxidación varía entre 4,5 y 6,1. La zona primaria también es mena. El contenido de oro más alto en la zona primaria se encuentra en vetas del pulso III (hasta 41,6 g/t Au y 645 g/t Ag, mina Pizarro; Pelichotti, 1976). El *skarn* de mina Magnata tiene una ley promedio de 7 g/t de Au, mientras que en el *skarn* del Pique Sur sólo es de 2 gramos por tonelada. Las relaciones promedio Ag:Au varían entre 6,8 y 7 en los *skarns* y hasta 25,2 en las vetas del Pulso III.

En el último período (1995/1997) se realizaron varios trabajos exploratorios con unos 2.000 m de sondeos con diamantina que permitieron definir una reserva minable del orden de 75.000 onzas de oro para el depósito de minerales de la Zona Norte. El consorcio Minera Aconcagua-Plata Mining y Asociados prevée reiniciar tareas de exploración-explotación.

HISTORIA DEL DISTRITO

El distrito comprende dos grupos mineros: Zona Sur y Zona Norte, que en conjunto suman más de 8.000 m de laboreo.

La explotación de las minas de Gualilán comenzó antes de 1561, año en que se fundó la ciudad de San Juan. En 1872 se construyó una planta de amalgamación. En 1875, la compañía inglesa “Argentina” modificó el circuito de concentración y construyó dos hornos de tostación, con una capacidad de 80 t/d y un rendimiento de 21 g/t Au. La mayor parte del laboreo se ejecutó durante este período, que fue el más activo en la historia del distrito.

En 1955, la compañía Los Marayes S.A., adquirió las minas de Gualilán e instaló una planta completa de cianuración que aplicaba el proceso Merrill-Crowe. En total se extrajeron unas 10.000 t entre mineral de interior mina, desmontes y relaves con un contenido entre 2 y 4 g/t de Au. En 1959 Meteor S.A.I.C. trabajó los relaves. Hasta 1959 se explotaron sectores enriquecidos al pirquén desorganizando los niveles superiores. Luego de un lapso de inactividad

[1] *National Museum of Natural History, Smithsonian Institution. Washington. USA.*

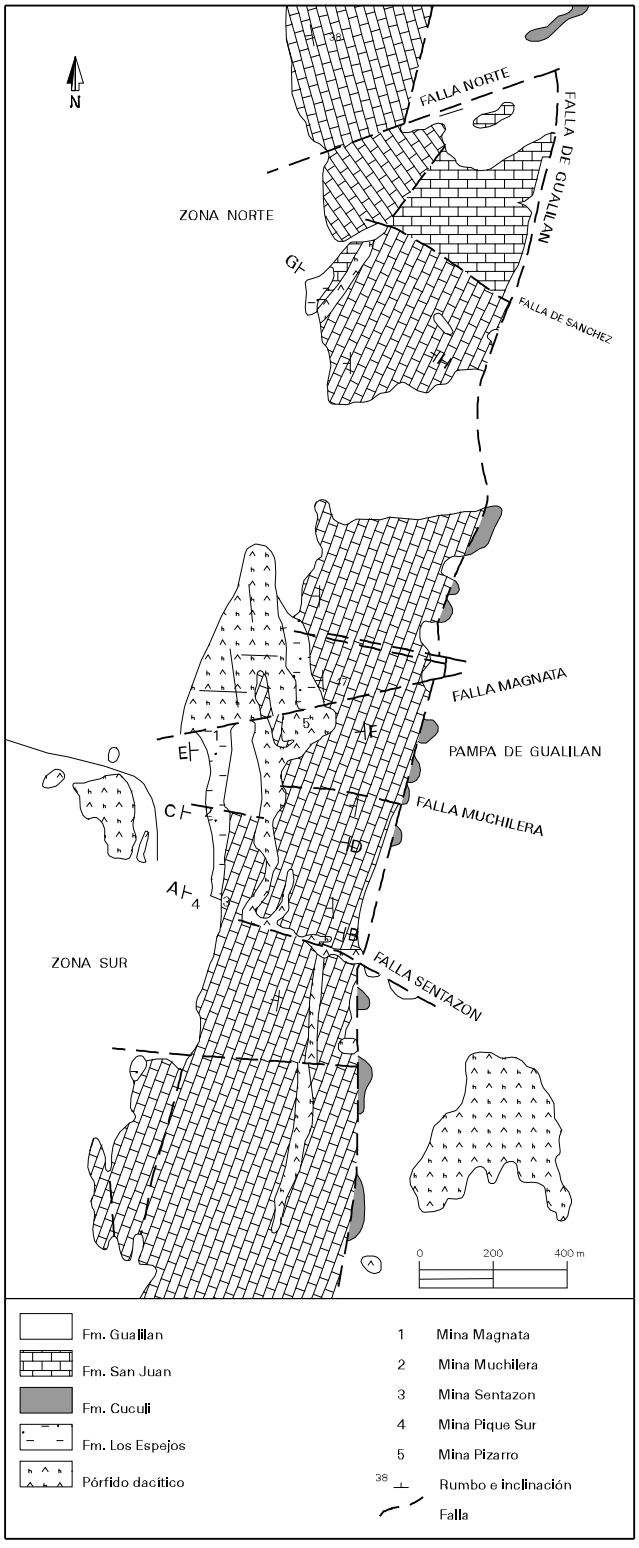


Figura 1. Mapa geológico del distrito Gualilán.

la empresa Minera Aguilar realizó un estudio geofísico con corridas norte-sur y este-oeste. Desde 1985 hasta 1995 la empresa Lixivia S.A. explotó mineral de la zona de oxidación, que era tratado por cianuración y luego recuperado con carbono activado.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito Gualilán se encuentra en el ambiente morfoestructural de Precordillera Central. Este sector de Precordillera tiene un estilo estructural de montaña plegada y fracturada por compresión y se encuentra en la cuenca de retroarco (Leveratto, 1976; Kay *et al.*, 1987 y 1988). La litología de la Sierra de Gualilán comprende una secuencia marina del Paleozoico Inferior (calizas ordovícicas y lutitas silúricas) y una secuencia continental del Terciario, intruídas por pórfiros dacíticos subvolcánicos del Mioceno (16 a 20 Ma, Leveratto, 1976). Depósitos aluviales cuaternarios culminan la columna estratigráfica (figura 1). El área está afectada por fallas inversas regionales longitudinales y por fracturamientos este-oeste.

Los cuerpos subvolcánicos se emplazaron principalmente a lo largo de las fracturas norte-sur.

Si bien el plegamiento de la secuencia del Paleozoico Inferior se produjo durante el Paleozoico Superior, las distintas fases de los movimientos andinos terciarios alternaron con estadíos de mineralización y alteración hidrotermal.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Los depósitos de *skarn* se encuentran en un área de 6 km^2 en la Sierra de Gualilán.

La Caliza San Juan es la roca de caja de los depósitos de *skarn*. Marchese (1972) diferenció dos miembros para la Formación San Juan en la Sierra de Gualilán: uno inferior (220 m) y uno superior (240 m). El *skarn* está reemplazando un estrato portador de cherts con mayor contenido de materia orgánica que los otros estratos del miembro superior.

Estructura

La Sierra de Gualilán es un homoclinal con rumbo norte-sur que inclina hacia el oeste. Los depósitos de *skarn* se presentan en dos zonas, denominadas Zona Sur y Zona Norte. La mayor estructura es la falla inversa Gualilán (ver figura 1) que yuxtapone los depósitos terciarios sobre la secuencia paleozoica.

El control primario del depósito es la intersección de una falla de estratificación en la base del estrato portador de cherts con fallas de rumbo N85°E.

Dos juegos de fallas cortan el *skarn* del estadío I: fallas normales e inversas de rumbo norte-sur y 2) fallas subverticales de rumbo norte-sur. Diques de pórfiros dacíticos alterados hidrotermalmente cortan los cuerpos de *skarn* de las Zonas Sur y Norte.

Morfología

En la Zona Sur se presentan tres cuerpos de *skarn* principales que corresponden a Mina Sentazón-Pique Sur,

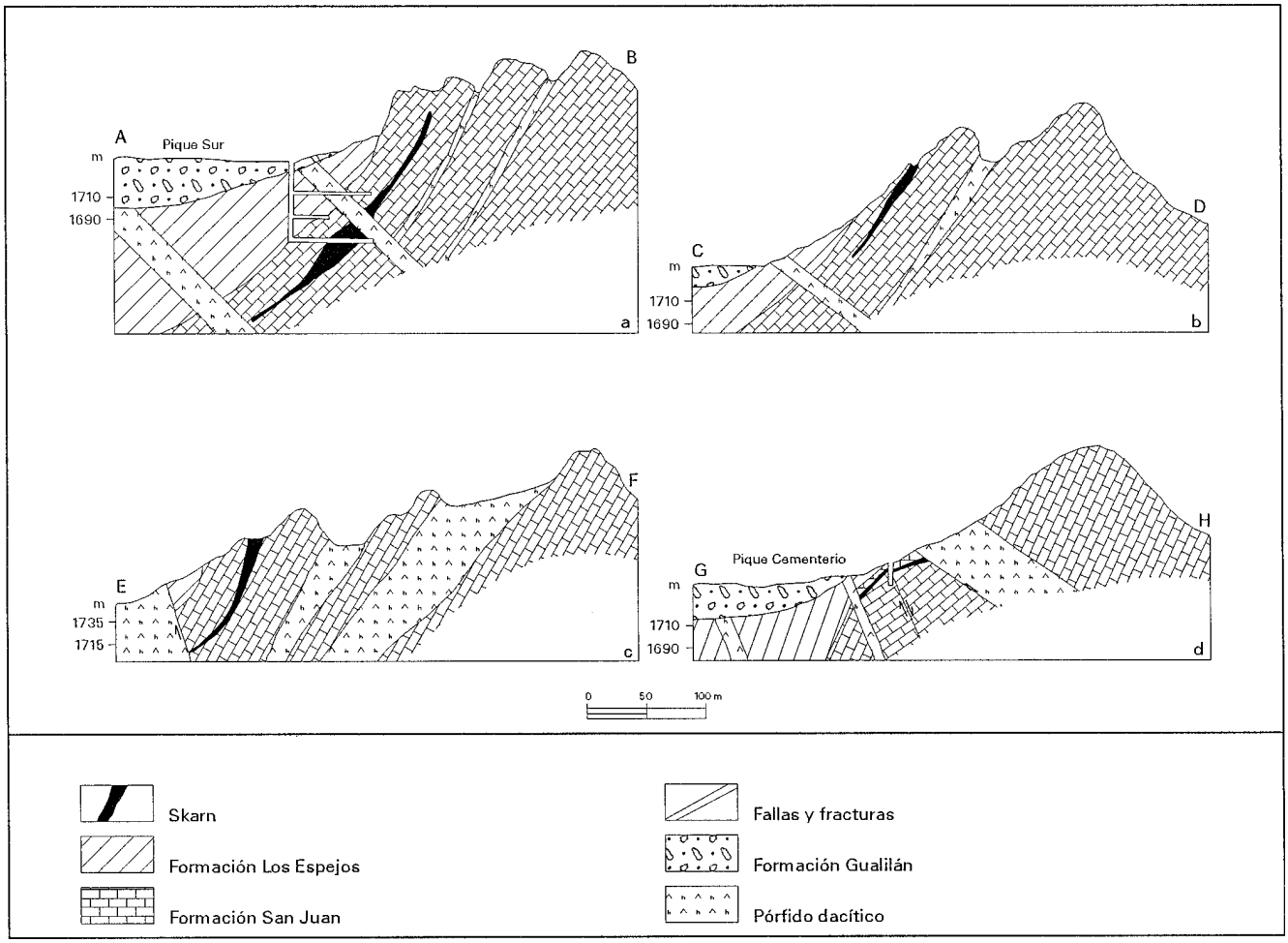


Figura 2. Perfiles: a) Mina Sentazón-Pique Sur, b) Mina Muchilera, c) Mina Magnata y d) Zona Norte. La ubicación de los perfiles está indicada en la figura 1.

Mina Muchilera y Mina Magnata respectivamente (ver figuras 1 y 2).

Los cuerpos de *skarn* son lenticulares y sus contactos con la caliza son netos (figura 3). El *skarn* de Sentazón-Pique Sur tiene una potencia media de 2,8 m y una máxima de 15 m en el nivel 1.673 del Pique Sur. La zona de oxidación se extiende desde el nivel 1.830 hasta el nivel 1.753. El *skarn* de mina Muchilera tiene una potencia que varía entre 3,3 m y 5 m y se encuentra completamente oxidado. El *skarn* de Magnata tiene una potencia que varía entre 3,2 y 13 metros. La zona de oxidación se extiende hasta el nivel 1.757.

En la Zona Norte el depósito es mantiforme, tiene un rumbo N25-30°E, inclina 30-51°O y se encuentra a 25 m de profundidad.

Mineralogía

Los minerales de mena, sulfuros y óxidos cogenéticos de Gualilán se encuentran asociados a un *exoskarns* cálcico. La ausencia de una aureola de contacto metamórfico y de un *endoskarns* indican que Gualilán es un depósito de *skarn* distal a la fuente ígnea (Vallone, 1991; Vallone *et al.*, 1991; Logan, 1996), en el sentido de Phan (1969), Burt (1977), Tanelli (1977) y Einaudi *et al.* (1981). El depósito se formó en tres estadíos (tabla 1): I) *skarn* de prograd, II) *skarn* de retrogrado, alteración hidrotermal de los pórfiros dacíticos y depositación de la mayoría de los sulfuros, y III) Vetas ricas en oro y galena.

Se observa *skarn* sin alterar del Estadío I. en el nivel 1.673 del Pique Sur y en el nivel 1.735 de la mina Magnata. Se reconocieron dos tipos de *skarn*, un *skarn* de grano fino y uno de grano grueso, que conforman una textura bandeada. Piroxeno-magnetita-calcita es la asociación dominante en ambos tipos de *skarn*. Los piroxenos de ambos tipos mostraron un amplio rango composicional: hedembergita (Hd), 38-98 mol %; diopsido (Di), 0-43 mol %; y johannsenita (Jo), 1-54 mol %. Cambios sistemáticos en la composición de los piroxenos desde el centro hacia el borde de los cristales indican una variación temporal en la composición de los fluidos formadores de *skarn*. A diferencia de otros *skarns* proximales, el depósito Gualilán no presenta una zona-

ción característica de Mg a Fe a Mn desde el centro hacia los bordes del *skarn*. En cambio los enriquecimientos en hierro y manganeso de los piroxenos son erráticos y están controlados por fracturas. Pirrotina, calcopirita y pirita se formaron hacia el final del estadío I.

El estadío II está controlado estructuralmente. La asociación de retrogrado incluye ilvaíta, epidoto, clorita, nontronita, esmectita, calcita y cuarzo. Pirita y esfalerita son los sulfuros más abundantes, pirrotina, calcopirita y galena son escasos. Esfalerita se presenta en tres generaciones (tipos I, II y III; Vallone, 1991) que mostraron un decrecimiento sistemático en Fe y Cd desde el tipo I a II a III.

La alteración hidrotermal de los pórfiros dacíticos estuvo controloda estructuralmente por fracturas y contactos litológicos. Las zonas gradan desde sericítica, a argílica a propilítica desde el borde hacia el centro de los diques y cuerpos subvolcánicos (Vallone, 1991). Los pórfiros alterados más intensamente tienen contenidos de hasta 1.500 ppm de Zn (Vallone, 1991). Las calizas en contacto con los diques de la zona norte están fuertemente silicificadas.

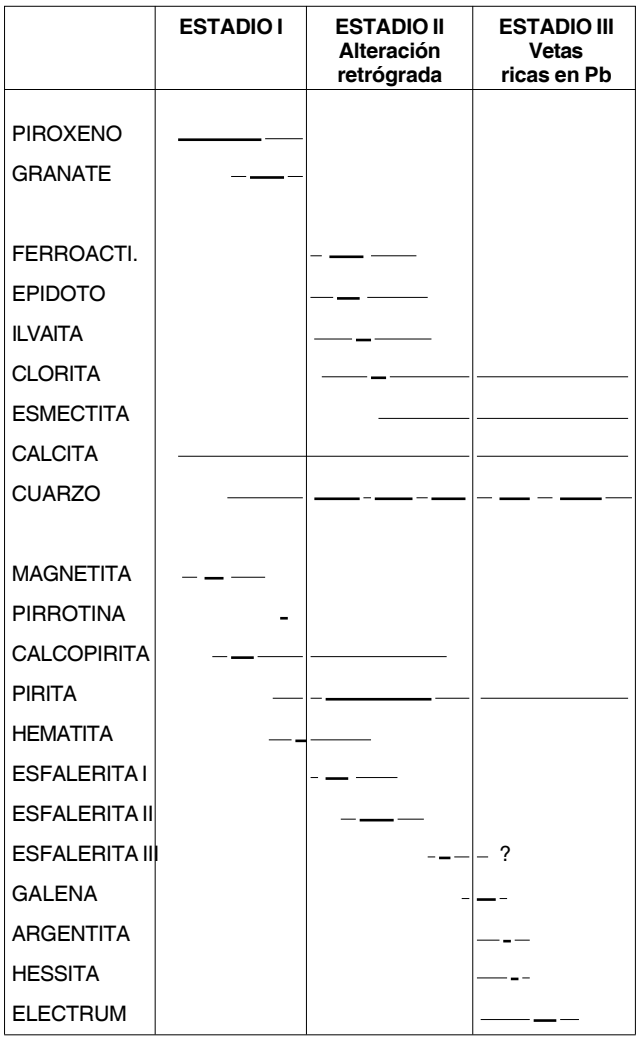


Tabla 1. Diagrama paragenético del distrito Gualilán.

El estadío III se manifiesta como vetas ricas en galena que rellenaron fallas post-estadíos I y II (mina Magnata) o reemplazaron parcialmente a calizas (Mina Pizarro). Las mismas se componen de galena, escasas pirita y esfalerita, electrum ($Au_{1,3}Ag$-AuAg) en una ganga de calcita y quarzo.

La extensión de la zona de oxidación en los diferentes sectores del distrito se correlaciona con la abundancia de fracturas que incrementaron la permeabilidad secundaria y consecuentemente se enriquecieron en oro (zona norte). La mineralogía de la zona de oxidación incluye: hematita, limonita, goethita, smithsonita, hemimorfita, goslarita, covelina, calcocina, digenita, malaquita, azurita, criscola, brochantita, yeso, pirolusita y psilomelano.

Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas medidas en cuarzo del distrito Gualilán oscilan entre 14 y 40 µm y se identificaron dos tipos: I y II (Logan, 1996; Bengochea *et al.*, 1988). Las de tipo I son más abundantes y la fase vapor ocupa entre el 20 y 30 % del volumen. Las de tipo II son muy escasas, más pequeñas y la fase vapor ocupa 70 % del volumen. Los rangos de temperaturas de homogenización y salinidad medidos en inclusiones fluidas en cuarzo son: 1) 320-283°C y 9,2-6,5 % en peso de NaCl eq.; 2) 294-240°C y 5,0-0,4 % en peso de NaCl eq. y 3) 340-245°C y 4-0,4 % en peso de NaCl eq., para los estadíos I, II y III respectivamente (Logan, 1996). Inclusiones de tipo II en cuarzo del estadío III medidas por Bengochea *et al.* (1988) homogenizaron a fase vapor a una temperatura promedio de 303°C y tienen una salinidad promedio de 3,5 % en peso de NaCl eq.

Estudios isotópicos

Las relaciones de isótopos de azufre $d^{34}S$ en los sulfuros de los estadíos II y III del distrito Gualilán presentan un rango estrecho (2,87‰) y un valor promedio de -0,12‰ (Vallone *et al.*, 1991). Galena del estadío III de la Z. Norte mostró el valor más bajo (-0,99‰), mientras que galena del estadío III de la Z. Sur (Mina Pizarro) mostró el valor más alto (+1,88‰).

Geobarometría

El contenido en mol porciento de FeS en esfalerita del estadío II fue empleado para calcular la presión total de formación del depósito Gualilán según el método de Hutchinson y Scott (1981). Inclusiones fluidas en cuarzo en equilibrio con esfalerita tipo I mostraron temperaturas de homogenización promedio de 294°C. Esfaleritas tipo I en equilibrio con pirrotina hexagonal y pirita tienen entre 19,9 y 20,1 mol % FeS indicando una presión de fluido de 0,55±0,05 kb durante la formación del depósito de *skarn* de Gualilán.

MODELO GENÉTICO

Se propone un modelo genético para el depósito Gualilán que consiste en la evolución de tres estadíos de mine-

ralización y su correlación con el ascenso y mineralización de un plutón en un ambiente hipoabisal bajo un regimen compresivo.

Geobarometría en esfalerita del estadío II indicó una presión total de fluido de 0,55±0,05 kb, que corresponde a una profundidad de alrededor de 1,5 kilómetros. El rango de isótopos de azufre $d^{34}S$ (-0,99 a 1,88) en sulfuros de los estadíos II y III indica una fuente magmática para el azufre (Ohmoto and Rye, 1979). Los controles estructural y estratigráfico del *skarn*, y la ausencia de una aureola de metamorfismo de contacto significativa y de un *endoskarns*, indican un proceso de formación distal a la fuente ígnea.

Relaciones de posición en secuencia sugieren que el emplazamiento de los pórfiros dacíticos tuvo lugar al final del estadío I. El contenido anómalo de Zn y la relación de posición en secuencia indican que los pórfiros fueron alterados hidrotermalmente durante el estadío II y previamente al estadío III.

La intersección de un cuerpo ígneo en profundidad ubicado por perforaciones (Pelichotti, comunicación verbal) y la asociación de pórfiros monzodioríticos, tonalíticos y dacíticos terciarios con otros depósitos de la Precordillera de San Juan y La Rioja sugieren que el *skarn* de Gualilán y los pórfiros dacíticos tienen una fuente co-magmática. Hacia el norte de Gualilán afloran rocas menos silícicas del Mioceno tales como los pórfiros tonáliticos del distrito Gualcamayo, departamento de Jachal, San Juan, que presentan asociado un *skarn* magnesiano de Fe-Cu (Mo-Au) (Borelli, 1979; Vallone, 1991; Logan, 1992); y las monzodioritas del distrito Urcushúm, ubicado 25 km al oeste de Guandacol, La Rioja, que presentan un depósito de *skarn* de Mo (Brodtkorb y Brodtkorb, 1981). Diques dacíticos atravesando pórfiros tonalíticos se presentan en el distrito Gualcamayo (Borelli, 1979; Vallone, 1991; Logan, 1992) y en el distrito Tontal (Pb-Ag-Zn) (Stappenbeck, 1918; Petrelli, 1982; Angelleli, 1984). Asimismo, diques dacíticos intruyen pórfiros dioríticos en el distrito aurífero Los Caballos (104 km al nornoroeste de Jachal, San Juan) (Wetten, 1959; Angelleli, 1984).

El metasomatismo es el principal proceso de formación del *skarn* de prograd o. Siguiendo el modelo de Burnham (1979), se asume que el metasomatismo se inició cuando el magma que estaba cristalizando en profundidad expidió fluidos hidrotermales que migraron por fracturas hasta reaccionar con la unidad portadora de cherts del miembro superior de la Caliza San Juan. La ausencia de una zonación espacial desde el centro hacia el borde del *exoskarns* indica que el *skarn* se formó dominantemente por infiltración. La distribucion errática de los enriquecimientos de Fe y Mn en los piroxenos indican que el ascenso de los fluidos formadores de *skarn* se produjo en varios subestadíos alternando con fracturación. La infiltración sucesiva de fluidos diferentes y más evolucionados probablemente destruyó la zonación espacial original.

El campo de estabilidad dominante de los minerales calcosilicáticos se puede expresar como una función de la fugacidad de oxígeno (f_{O2}) y temperatura bajo una presión total de fluido, presión parcial de CO_2 (X_{CO2}) y fugacidad de azufre (f_{S2}) determinadas. Temperaturas de homogenización en inclusiones fluidas en cuarzo de la asociación pirita-hematita-calcita-cuarzo-andradita definen el límite inferior del estadío I a 284±1°C, log f_{O2} = -32,3 y X_{CO2}=0,03. La ausencia de CO_2 líquido en las escasas inclusiones fluidas en granate sugieren fluidos ricos en H_2O y una $X_{CO2} < 0,1$ (Kerrick, 1971) durante la depositación de piroxeno y granate. Por lo tanto la ausencia de wollastonita indicaría una temperatura límite superior para la formación de *skarn* entre 420° y 390°C; y la estabilidad de la asociación hedembergita-calcita indica un límite superior para el log f_{O2} entre -27,6 y -29 (Logan, 1996). Relaciones de equilibrio mineral indican que el enfriamiento del sistema condujo a la depositación de granate. El mayor contenido de materia orgánica de la unidad de caliza portadora de cherts comparado con los otros estratos de caliza del miembro superior de la Caliza San Juan probablemente proveyó el ambiente reductor óptimo para permitir la formación de piroxenos a temperaturas inferiores a 420°C. Las asociaciones minerales indican que el log f_{S2} del sistema durante el estadío I fue relativamente constante a -10±0,2 (Logan, 1996).

El decrecimiento de la temperatura de homogenización de 294° a 245°C y de salinidades de 6,4 a 1 % peso equivalente NaCl en inclusiones fluidas en cuarzo de la asociación esfalerita-pirita-cuarzo a la asociación ilvaíta-cuarzo sugieren que durante el estadío II la mezcla de fluidos puede haber tenido un rol importante en la formación del depósito (Logan, 1996). Los datos de inclusiones fluidas en cuarzo asociado a galena y electrum indican que los fluidos mineralizadores del estadío III tenían temperaturas entre 340° y 300°C y salinidades que variaban entre 4 y 0,4 % en peso NaCl eq. Estas temperaturas representan presiones que son compatibles con una columna hidrostática de 1,5 km y por lo tanto ebullición es un mecanismo de depositación permisible de oro (Logan, 1996).

DISTRITO GUALCAMAYO

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito Gualcamayo está ubicado 200 km al nornoroeste de la ciudad de San Juan, a 29°47'3" de latitud sur y 68°49'36" de longitud oeste en el departamento de Jachal.

Leyes y reservas

El distrito Gualcamayo incluye depósitos de hierro, molibdeno, cobre-zinc-plomo y oro asociados a un *skarn* magnesiano que se desarrolló en el contacto de calizas ordovícicas con pórfiros tonalíticos terciarios. Entre las minas más importantes del distrito se destacan: La Abundancia (hierro), Amelia Inés (oro), General Belgrano (oro) y

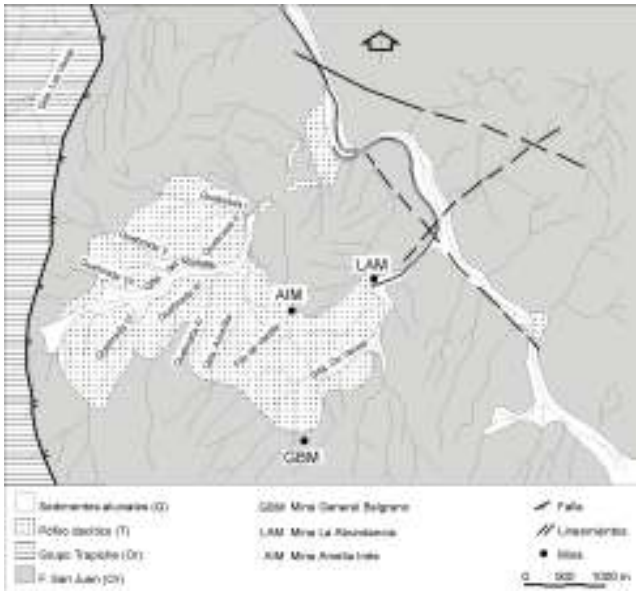


Figura 3. Geología del distrito Gualcamayo.

Virgen de Lourdes, ex Salamanca, (oro). El total de las reservas conocidas y producción de hierro de mina La Abundancia y los depósitos de la Quebrada Amarilla suman 570.000 t métricas con una ley promedio de 21,9 % Fe (125.900 t de Fe) (Borelli, 1979). En el contacto noreste del pórfiro con el *skarn* se cubicaron reservas probables e inferidas de Mo que suman 9.100 t con leyes entre 0,19 a 0,27 % Mo (23.521 kg de Mo) (Borelli, 1979). Los recursos de todo el distrito suman 700.000 t con una ley promedio de 5 g/t de Au de acuerdo con Viceroy Resources. En general el *skarn* y el pórfiro tienen leyes de oro bajas (Borelli, 1979). En contraste, venillas localizadas próximas a los contactos del *skarn* con el mármol tienen contenidos de oro interesantes. Excepcionalmente leyes altas de metales preciosos se registraron en: muestras de la zona de oxidación de mina General Belgrano (45-125 g/t Au; 1450-1875 g/t de Ag) que representan 5.300 t de reservas; muestras de la zona supergénica de mina Amelia Inés (15-55 g/t Au) y muestras de zona supergénica de mina Virgen de Lourdes (7-10 g/t Au), Verdenelli (1976).

HISTORIA

Durante la década del 70 la compañía Aluvión S.R.L. explotó el yacimiento de La Abundancia a cielo abierto. El producido de magnetita, luego de ser concentrado y molido finamente se enviaba a Río Turbio en donde era utilizado en la preparación de medios densos para el lavado de carbón (Angelelli, 1984).

Los depósitos de oro de General Belgrano y Virgen de Lourdes se explotaron a baja escala y en forma intermitente. El yacimiento Virgen de Lourdes fue descubierto en 1936. Entre 1942 y 1943 se trabajaron tres vetas y varias guías; se extrajeron 125 t de mineral de desmonte con una ley entre 8 y 10 g/t que rindieron 1.013 g de Au y 132 t de mineral de veta con una ley entre 18-50 g/t de Au que rindieron 3.610 g de Au. El mineral de zona de oxidación se amalgamaba en la región. La producción hasta 1949 se había estimado entre 4-5 kg de oro. Los relaves de El Salto tienen 500 t de resevas con 6,91 g/t de Au y 440 g/t de Ag.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito Gualcamayo se ubica en las Sierras de Ayala en ambiente de la Precordillera. El marco geológico consiste en sedimentitas ordovícicas intruídas por pórfiros terciarios. La sequencia ordovícica se compone de areniscas arcillosas finamente intercaladas con lutitas de la formación Gualcamayo; calizas dolomíticas del miembro inferior de la formación San Juan; conglomerados y areniscas de la Formación Las Vacas. La datación K-Ar del intrusivo de Cerro Lajitas, ubicado al oeste de mina La Abundancia, dió una edad Miocena (13±2 Ma) (Ramos, com. ver. en Borelli, 1979). El intrusivo tonalítico de Gualcamayo aflora en una superficie de 3 km^2 y está atravesado por diques dacíticos.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología y morfología

El distrito Gualcamayo comprende depósitos de: 1) Fe, 2) Mo, 3) Cu-Zn-Pb y 4) Au asociados a un *skarn* magnesiano que reemplazó calizas dolomíticas del miembro inferior de la Formación San Juan (Vallone, 1991; Logan, 1992) (figura 3).

1) Los cuerpos de magnetita se presentan en la zona piroxénica del *skarn*, cerca del contacto con el mármol. Tienen tamaños variables desde bandas de pocos centímetros hasta lentes de varios metros que siguen el rumbo del *skarn*. En mina La Abundancia existe un cuerpo principal que tiene 35 m de largo por 15 m de potencia y varios cuerpos menores. En la Quebrada Amarilla existen dos cuerpos de magnetita, uno superior de 100 m y uno inferior de 150 m, con potencias de hasta 12 metros. En mina General Belgrano los cuerpos de magnetita tienen potencias inferiores a 1 metro. El *skarn* de la mina Virgen de Lourdes presenta un cuerpo de magnetita de 15 m de largo y hasta 2 m de potencia.

2) Los depósitos de molibdeno están concentrados en el extremo noreste del distrito, principalmente en el pórfiro y en forma subordinada en el *skarn*; se presentan en vetas y diseminados. Las vetas tienen rumbo N40°-65°E, inclinaciones de 55° a 70° hacia el noroeste y potencias de 0,5 a 4 m (Borelli, 1979).

3) Los depósitos de Cu-Zn-Pb se presentan en fracturas menores ubicadas cerca del contacto pórfiro-*skarn*. El depósito de mina General Belgrano consiste en vetas a modo de rosario principalmente en caliza con rumbos N40E y buzamiento entre 58° y 65°SE, con un recorrido de 210 m (Verdenelli, 1976).

4) La venillas portadoras de oro (Ag, Te y Bi) se presentan a modo de rosario en las cercanías del contacto *skarn*-caliza. El yacimiento de mina Virgen de Lourdes consiste en vetas principalmente en el pórfiro tonalítico y una zona mineralizada en el contacto caliza-pórfiro. Las vetas tienen rumbos N80 a 90°O, buzamientos entre 16° y 65°E, hasta subvertical, y potencias de 0,1 a 0,25 m. La zona mineralizada en el contacto pórfiro-caliza tiene hasta 14 m de largo y 2,0 m de ancho, y consiste de venillas intermitentes y discontinuas con rumbo N25°O y buzamientos desde 26ºN hasta subvertical (Verdenelli, 1976). El pórfiro se encuentra muy diaclasado.

Estructura

El distrito fue afectado por un intenso tectonismo que produjo estructuras de fallas mayores y diaclasas de rumbos nornoroeste-sursureste y noreste-suroeste pre-, sin- y post-mineralización. La estructura mayor del distrito es una falla inversa pre-mineralización de rumbo norte-sur que inclina hacia el oeste y yuxtapone sedimentitas del Grupo Trapiche a calizas de la Formación San Juan. El emplazamiento del pórfiro estuvo controlado estructuralmente por la intersección de fracturas de rumbos noreste-suroeste y noroeste-sureste. El *skarn* se desarrolló en el contacto caliza-pórfiro y ocasionalmente en bloques de caliza incluídos en el pórfiro.

Varios episodios de fracturamiento y reactivación de fracturas preexistentes que afectaron al pórfiro tonalítico y al *skarn* alternaron con pulsos tardíos de mineralización, tales como: fallas de rumbo N40º-65ºE con inclinación hacia el noroeste (control del emplazamiento de vetas de Mo) y fallas con rumbo N80º a 90°O con buzamientos entre 16° a 65°E (control del emplazamiento de las vetas de oro).

Mineralogía

Se reconocen cinco estadíos de mineralización en el distrito Gualcamayo que se manifiestan como: I) *skarn* metamórfico, II) *skarn* de progrado y depósitos de magnetita, III) *skarn* de retrógrado y vetas de Mo, IV) vetas de Cu-Zn-Pb y V) vetas de Au-Ag.

Estadío I. La aureola de contacto tiene un espesor de aproximadamente 100 m y consiste de mármol (dolomita recristalizada) y un *skarn* metamórfico. La asociación dominante del *skarn* metamórfico es tremolita-talco-cuarzo-calcita. Tremolita se observa como relicto en las zonas más externas del *skarn* en contacto con el mármol (minas La Abundancia y General Belgrano).

Estadío II. El *skarn* de progrado se compone de un *endoskarns* y de un *exoskarns*. La zonación del *endoskarns* desde el *exoskarns* hacia el interior del intrusivo consiste en granate, piroxeno, anfíbol y biotita. El *exoskarns* se compone de tres zonas desde el mármol hacia el *endoskarns*: 1) *skarn* piroxénico, 2) *skarn* piroxénico-granatífero y 3) *skarn* granatífero. Los *skarns* de La Abundancia y Amelia Inés muestran zonación completa. El *skarn* de General Belgrano es dominantemente piroxénico y presenta abundantes lentes de mármol.

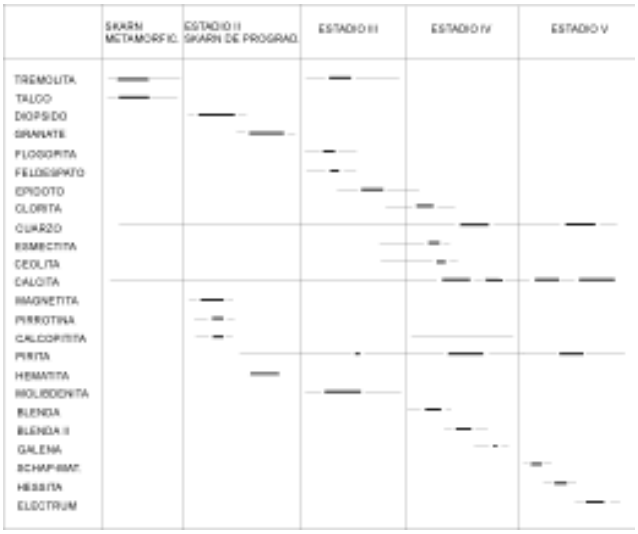


Tabla 2. Diagrama paragenético del distrito Gualcamayo.

El *skarn* piroxénico es de grano fino y tiene una potencia de hasta 2 metros. El piroxeno es miembro de la serie diópsido-hedembergita-johannsenita ($Hd_{2-20}Di_{97-79}Jo_1$). En general se observa un decrecimiento en la cantidad de Mg desde las zonas más externas del *skarn* hacia el intrusivo (Vallone, 1991; Logan, 1992). Algunos cristales muestran un enriquecimiento en Fe y Mn, y un empobrecimiento en Mg desde el centro hacia el borde. Los contenidos de TiO_2 y de Al_2O_3 en piroxeno se incrementan hacia el intrusivo y en profundidad (Vallone, 1991). La asociación dominante es piroxeno-magnetita-calcita. Granate es muy escaso. Los depósitos de hierro consisten en cuerpos de magnetita con inclusiones de calcopirita y pirrotina.

La zona piroxénica-granatífera tiene una potencia variable. La asociaciones dominantes son granate de la serie andradita-espesartino-grosularia ($Ad_{32-98}Sp_{0,5-2}Gr_{11-66}$)-cuarzo y piroxeno ($Hd_{6-10}Di_{88-94}Jo_{0-2}$)-calcita. El componente spesartítico del granate se incrementa hacia el intrusivo.

El *skarn* granatífero se compone de granate en agregados idiomórficos, verdosos a castaño rojizo, con textura granoblástica. La asociación mineralógica dominante es granate-cuarzo y en forma subordinada piroxeno-calcita. En general hacia el intrusivo los granates se empobrecen en Ca y se enriquecen en hierro. Los cristales de granate muestran un núcleo incoloro a amarillento ($Ad_{98}Gr_2$) y un borde rosado ($Ad_{48}Sp_1Gr_{51}$).

Estadío-III. La alteración de retrogrado del *skarn* tuvo un control estructural. La asociación de retrogrado incluye: tremolita-actinolita, epidoto, flogopita, escolecita y feldespato alcalino. Fracturas de rumbos N40-65E y N10-30°O

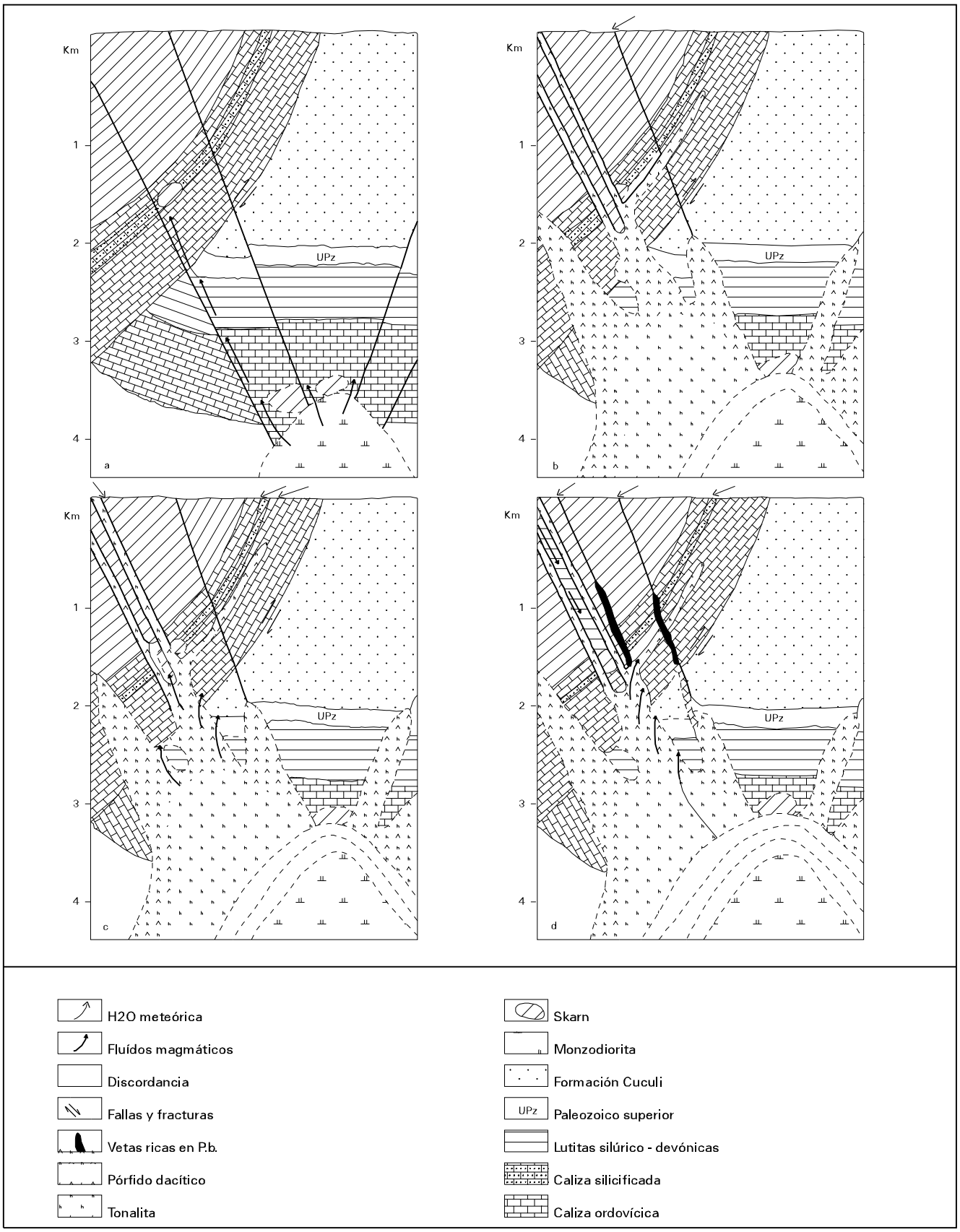


Figura 4. Modelo genético: a) Estadío I, formación del skarn de prograde; b) Final del estadío I, fallamiento y emplazamiento de los diques de dacitas; c) Estadío II, alteración de retrogrado del skarn y depositación de la mayoría de los sulfuros y d) Estadío III, depositación de las vetas Au-Ag-Pb.

controlaron la alteración hidrotermal del pórfiro y el emplazamiento de las vetas de cuarzo-molibdenita y pirita. Molibdenita se presenta también diseminada en el pórfiro y el *skarn*. La alteración hidrotermal del pórfiro consistió principalmente en silicificación y feldespatización. Las zonas alteradas son más abundantes cerca del contacto con el *skarn*; en el sector noreste del intrusivo se presentan como franjas con corridas de hasta 100 m y potencias de hasta 5 metros.

Estadío-IV. Las vetas de Pb-Zn-Cu se emplazaron atravesando al *skarn* y en general cerca del contacto con la caliza. Mineralógicamente se componen de esfalerita, pirita, calcopirita y escasa galena. Dichos sulfuros también se presentan diseminados y reemplazando silicatos. Se distinguieron dos tipos de esfaleritas: tipo I, más rica en Fe (15,2 a 18 mol % FeS) que el tipo II (8,7-12,1 mol % FeS). Inclusiones de calcopirita y pirrotina se presentan sólo en el tipo II.

Estadío V. Las vetas de Au-Ag se emplazaron en la periferia del *skarn* cerca del contacto con el mármol y consisten en pirita aurífera, schapbachita-matildita, hessita, electrum, cuarzo y calcita.

En general las zonas de oxidación no alcanzan espesores mayores a unos pocos metros. Las asociaciones de los minerales de oxidación dependen de la composición de los depósitos primarios. En las vetas de molibdenita se presenta una limonita castaño amarillenta a verdosa (ferromolibdita) que constituye una guía de exploración. En las vetas de Cu-Zn-Pb se observan limonita, malaquita, yeso, hematita y cuarzo microcristalino. En los depósitos de oro predominan limonita, yeso y cuarzo microcristalino.

MODELO GENÉTICO

Para el distrito Gualcamayo se propone un modelo genético que consiste en la evolución de cinco estadíos de mineralización asociados con la intrusión de un pórfiro tonalítico terciario en un ambiente de retroarco (Vallone, 1991) (figura 4).

Geobarometría en esfalerita del estadío III indicó que el *skarn* se formó en un ambiente hipoabisal bajo una presión total de fluido de 2 kb, que correspondería a una profundidad de 3-4 km (Vallone, 1991; Logan, 1992).

Durante el emplazamiento del magma como resultado del calentamiento inicial de la roca de caja se formó la aureola de contacto. Reacciones de deshidratación y decarbonatización por pérdida de volátiles (O_2, CO_2 y H_2O) dieron origen al *skarn* metamórfico.

El *skarn* de prograd o se formó por metasomatismo de calizas dolomíticas, del pórfiro y del *skarn* metamórfico. Los fluidos hidrotermales provenientes del magma que estaba cristalizando se infiltraron a lo largo de fracturas y contactos caliza-pórfiro. La zonación del *endoskarns* resultó de la adición progresiva de calcio al protolito ígneo (Vallone, 1991; Logan, 1992). La zonación del *exoskarns* desde el *endoskarns* hacia el mármol indica que el metasomatismo se produjo principalmente como consecuencia de los gradientes de potenial químico controlados por difusión de los componentes no volátiles. Probablemente los gradientes de presión y temperatura tuvieron un rol importante en la infiltración. La composición del *exoskarns* depende de la distancia al intrusivo y la profundidad de formación (Vallone, 1991; Logan, 1992). Los contenidos de Al_2O_3 y TiO_2 en piroxenos se incrementan hacia la intrusión y en profundidad indicando que los depósitos General Belgrano, La Abundancia y Amelia Inés se formaron en profundidad creciente. La ausencia de CO_2 en inclusiones fluidas en granates indica que la X_{CO2} fue menor que 0,1, por lo tanto la ausencia de wollastonita indicaría una temperatura de formación menor a 450°C. La repetición de zonas granatíferas y piroxénicas probablemente indica en general un descenso de la temperatura y la reducción de los fluidos mineralizadores hacia las zonas más externas. Relaciones de equilibrio mineral indican que los depósitos de magnetita se formaron en las zonas más externas por descenso de la temperatura bajo condiciones mas reductoras que las zonas granatíferas. La presencia de pirrotina y calcopirita en dichos cuerpos hacia el interior del *skarn* indica un incremento de la fugacidad de azufre.

Al estadío II sucedió una fracturación con la invasión de fluidos hidrotermales, probablemente con una proporción mayor de aguas meteóricas que causó la alteración del *skarn* de prograd o, alteración hidrotermal del pórfiro tonalítico y la mineralización de Mo. La paragénesis del estadío III indica que la alteración del *skarn* de prograd o consistió en la lixiviación de Ca e introducción de volátiles, álcalis y Mo. El incremento del contenido de Mo en el pórfiro hacia el contacto con el *skarn* indica que el contacto pórfiro-*skarn* representó un control estructural importante durante el ascenso de las soluciones mineralizadoras.

Sucediendo a una fracturación se produjo la mineralización de Cu-Zn-Pb. Finalmente sucediendo a otra fracturación tuvo lugar el último estadío de mineralización de metales preciosos. Las vetas de Au-Ag se encuentran hacia la periferia del sistema. Es factible que cuando el sistema de Gualcamayo se abrió finalmente, la presión de fluido haya igualado a la atmosférica y que ebullición haya sido un mecanismo importante de precipitación de Au.

BIBLIOGRAFÍA

Angelleli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Com. de Invest. Cient. de la prov. de Bs. As. (CIC),* La Plata: 704.

Bengochea, J. D., A. L. Bengochea y G. Mas, 1988. Inclusiones fluidas en el yacimiento de oro en calizas Hualilán, provincia de San Juan, Argentina. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 251-267.

Borelli, D., 1979. Estudio geológico-económico del área comprendida entre el Río de Los Piojos, Quebrada Las Vacas, Corridita y el Río Gualcamayo. *Secretaría de Estado de Minería, Servicio Minero Nacional. Plan San Juan:* 76, informe inédito.

Brodtkorb, M. K. y A. Brodtkorb, 1981. Sobre un grupo de mineralizaciones ubicado en la margen izquierda del río Guandacol. *Acta Geológica Lilloana,* 15: 3. San Miguel de Tucumán.

Burnham, C. W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. En: Barnes, H. L. (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, *Wiley*: 71-136.

Burt, D. M., 1977. Mineralogy and petrology of *skarn* deposits. *Soc. Italiana Mineralogia Petrologia Rendiconti,* 33: 859-873.

Einaudi, M. T., L. D. Meinert y R. J. Newberry, 1981. *Skarn* deposits. *Econ. Geol. 75th Anniv.* Vol.: 317-391.

Fernández Lima, J. C. y J. C. Oliveri, 1951. Informe geológico-económico de las Minas de Gualilán, departamento de Ullún, provincia de San Juan: *Servicio Minero Nacional,* informe inédito..

French, B. M. y H. P. Eugster, 1965. Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibrium. *Jour. Geophys. Research* 70: 1529-1539.

Hutchinson, M.N. y S. D. Scott, 1981. Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system: *Econ. Geol.* 76: 143-153.

Kay, S. M., V. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis y C. Nasi, 1987. Probing the evolving andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-35°S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Jour. Geophysical Res.*, v. 92, no. B7: 6173-6189.

Kay, S.M., V. Maksaev, R. Moscosos y C. Mpodozis, C. Nasi y C. E. Gordillo, 1988. Tertiary andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Jour. of South Am. Earth Sc.*, v.1 no.1: 21-38.

Kerrick, D. M., 1971. The genesis of zoned *skarns* in the Sierra Nevada, California. *Jour. Petro.,* 18: 144-181.

Leveratto, M. A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 31: 53-58.

Logan, M. A., 1992. Mineral chemistry and paragenetic sequence of the Fe(Au-Mo) *skarn* deposit in the Gualcamayo district, San Juan, Argentina. *Geol. Soc. America. Abstracts with programs,* v. 24, No.7: A355.

Logan, M. A. V., 1996. Physico-chemical conditions of formation in the Gualilán Au-bearing Zn *skarn* deposit, San Juan, Argentina: Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 8/96, *15th Colloquium on the Geology of Latin America,* Hamburg :86-87.

Marchese, H., 1972. Litofacies y ambientes de sedimentación de la Formación San Juan. República Argentina. *Rev. AMPS* 3: 35-40.

Moecher, D. P. y I-Ming Chou, 1990. Experimental investigation of andradite and hedenbergite equilibria employing the hydrogen sensor technique, with revised estimates of $G°_m$,298 for andradite and hedenbergite. *Am. Min.* 75: 1327-1341.

Ohmoto, H. y R. O. Rye, 1979. Isotopes of sulfur and carbon. En: H. L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley: 509-567.

Pelichotti, R., 1976. Estudio y proyecto de exploración del distrito minero Gualilán. *Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito.

Petrelli, H., 1982. Estudio geológico-minero sierra de Tontal, Calingasta, San Juan. *Servicio Minero Nacional, Plan San Juan,* informe inédito.

Phan, K. D., 1969. *Skarns* et mineralisations associés. *Chronique Mines Recherches Minière,* 37: 292-311, 339-362.

Robie, R.A. y B. S. Heminway, 1995. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures. *U.S. Geological Survey Bulletin,* 2131: 462.

Robinson, G. R. Jr., J. L. Jr Haas, C. M. Schafer y H. T. Jr Haselton, 1982. Thermodynamic and thermophysical properties of selected phases in the MgO-SiO_2-H_2O-CO_2, CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2, and Fe-FeO-Fe_2O_3-SiO_2 chemical systems, with special emphasis on the properties of basalts and their mineral components. *United States Department of Interior Geological Survey, Open-File report:* 83-79.

Spycher, N.F. y M. H. Reeed, 1988. Fugacity coefficients of H_2, CO_2, CH_4, H_2O and H_2O-CO_2-CH_4 mixtures: A viral equation treatment for moderate pressures and temperatures applicable to calculations of hydrothermal boiling. *Geochim. Et Cosmochim. Acta* 52: 739-749.

Stappenbeck, R., 1918. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina: *Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol.,* 19. Buenos Aires.

Tanelli, C., 1977. I Giacimenti a *skarn* della Toscana. *Soc. Italiana Mineralog. Petrolog. Rendiconti,* 33: 875-903.

Toulmin, P., III y P. B. Jr. Barton, 1964. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochim. Et Cosmochim. Acta,* 28: 641-671.

Vallone Logan, M. A., M. K. Brodtkorb y I. B. Schalamuk, 1991. Gualilán, a zinc-lead (-gold) *skarn* deposit in the Precordillera of San Juan, Argentina. *Geological Society of America. Abstracts with Programs,* 23: A466.

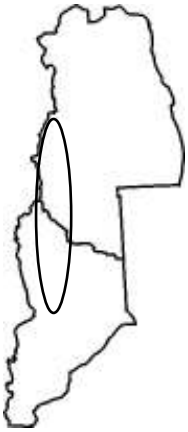
Vallone, M. A., 1991. Estudio geológico y metalogénico del distrito aurífero Gualilán y su relación con el distrito Gualcamayo, provincia de San Juan. *Tesis doctoral de la Universidad Nacional de La Plata*, Argentina: 261.

Verdenelli, V., 1976. Estudio geológico-económico del distrito plumbo-argentífero-zincífero y oro Gualcamayo. *Servicio Geológico-Minero*, informe inédito, 822.

Wetten, F., 1959. Estudio geológico-minero de los yacimientos auríferos de la zona de Los Caballos, San Juan. *Dir. Nac. Min. Fac. Ing. Invest. Minera Univ. Nac. Cuyo,* inédito.

Wleklinski, S., 1961, Informe preliminar sobre la explotación de cinc en la mina Hualilán (Provincia de San Juan). Informe inédito para *Meteor Co.*, Argentina.

Franchini, M. B. y K. M. Dawson, 1999. Manifestaciones metálicas asociadas a *skarns* del suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1535-1545, Buenos Aires.



MANIFESTACIONES METÁLICAS ASOCIADAS A *SKARNS* DEL SUROESTE DE MENDOZA Y NOROESTE DE NEUQUÉN

Marta B. Franchini[1] y Kenneth M. Dawson[2]

INTRODUCCIÓN

Los depósitos en *skarns* son abundantes, variables y económicamente importantes. A nivel mundial se los explota para obtener cobre, tungsteno, hierro, oro, plata, zinc, molibdeno, plomo, estaño, tierras raras, uranio, flúor y boro. También son explotados para obtener minerales industriales tales como grafito, asbestos, wollastonita, magnesita, flogopita, talco, granate y fluorita (Einaudi *et al.* 1981; Meinert, 1983, 1989, 1992; Ray *et al.* 1995). En el sector Argentino de la Cordillera de los Andes, si bien es un hecho comprobado la presencia de numerosas concentraciones metálicas asociadas a *skarns*, es aún insuficiente el conocimiento sobre sus características geológicas, mineralógicas y geoquímicas para evaluar el potencial económico de estas manifestaciones.

El presente capítulo tiene por finalidad brindar una síntesis de las características más relevantes que presentan las concentraciones metálicas del suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén, definidas previamente en la literatura geológica como "de origen metasomático" o "de contacto", destacando sus composiciones mineralógicas, sus controles litológicos y estructurales. También se incluye una breve evaluación de los datos presentados y una clasificación preliminar teniendo en cuenta para ello la clasificación descriptiva vigente, basada en numerosas investigaciones sobre esta interesante variedad de depósitos minerales realizadas en las últimas décadas (Einaudi *et al.* 1981; Einaudi y Burt, 1982; Meinert, 1989, 1992; Ettlinger y Ray 1989; Theodore *et al.*1991) Con esta contribución se espera estimular futuros estudios de estas manifestaciones metálicas y su exploración detallada para localizar *skarns* mineralizados con potencial económico.

DISTRIBUCIÓN, EDAD Y AMBIENTE TECTÓNICO

En el suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén se han descripto 28 manifestaciones de origen metasomático. En la tabla 1 se resumen sus principales características de acuerdo a los datos publicados en la literatura geológica y las figuras 1 y 2 muestran la ubicación de las manifestaciones. Sus tamaños e importancia varían desde pequeños afloramientos reconocidos hasta depósitos chicos a muy chicos que han sido históricamente explotados para obtener hierro y cobre. De las manifestaciones y depósitos ubicados en Mendoza, las minas Hierro Indio (Fe) y Las Choicas (Cu) han sido explotadas en el pasado con una producción de 71.000 t con 40-50% de Fe y 35.000 t con 18,25% de Cu, respectivamente. En Neuquén, la mina Don Oscar (Fe), en el cerro Caicayén y la mina Candelaria (Fe), en Campana Mahuida, fueron explotadas en el pasado para obtener mineral de hierro.

Tanto la calidad de los datos como el conocimiento de la mayoría de estas manifestaciones es variable y excepto cinco casos, en los restantes la información proviene de los afloramientos. Si bien 22 manifestaciones de hierro han sido clasificadas en la literatura como de origen metasomático, en 10 localidades se describen cuerpos de mineral de hierro asociados a *skarns* (Arroyo La Línea, Hierro Indio, Laguna Diamante, Poblet, Vegas Peladas, El Kaiser, Piedra Imán, Aguas Amarillas, Caicayén, Campana Mahuida). En las restantes, las descripciones corresponden a afloramientos

[1] *CONICET-Dirección Provincial de Minería, casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén.*

[2] *Terra Geological Consultants, North Vancouver, Canada.*

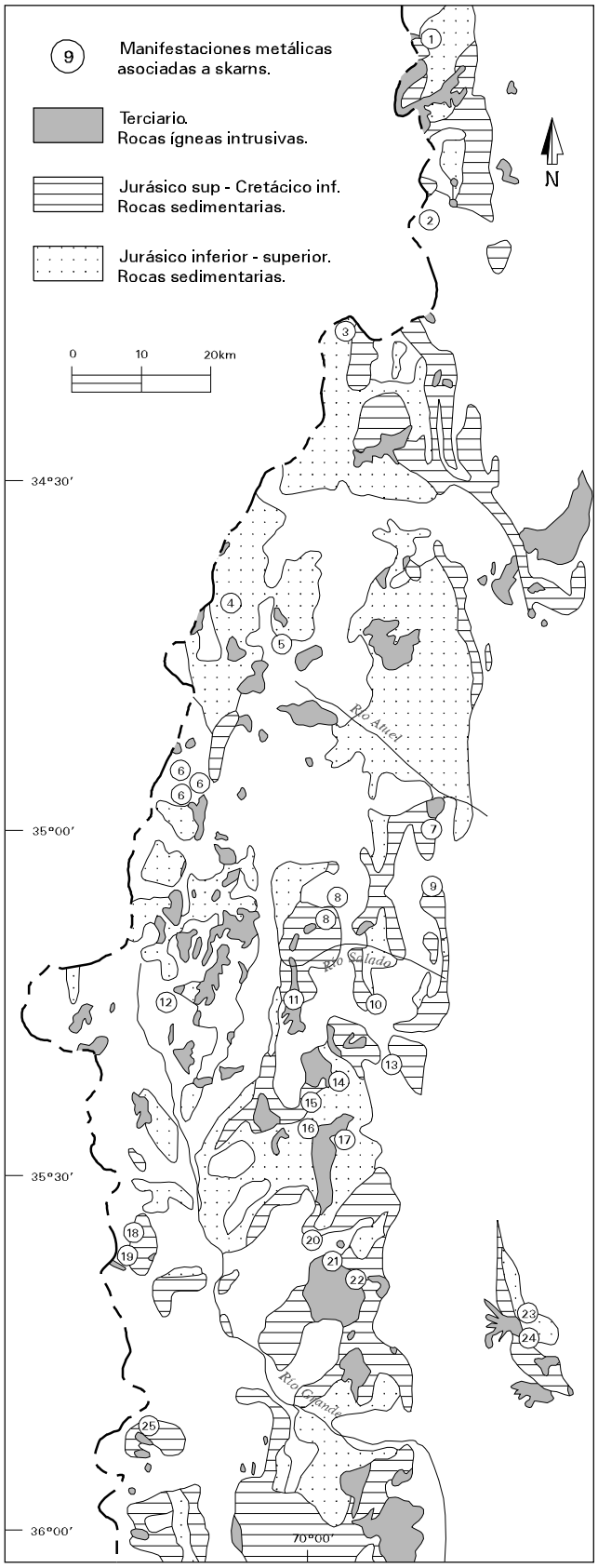


Figura 1. Mapa de ubicación de las manifestaciones metálicas asociadas a *skarn* del suroeste de Mendoza.

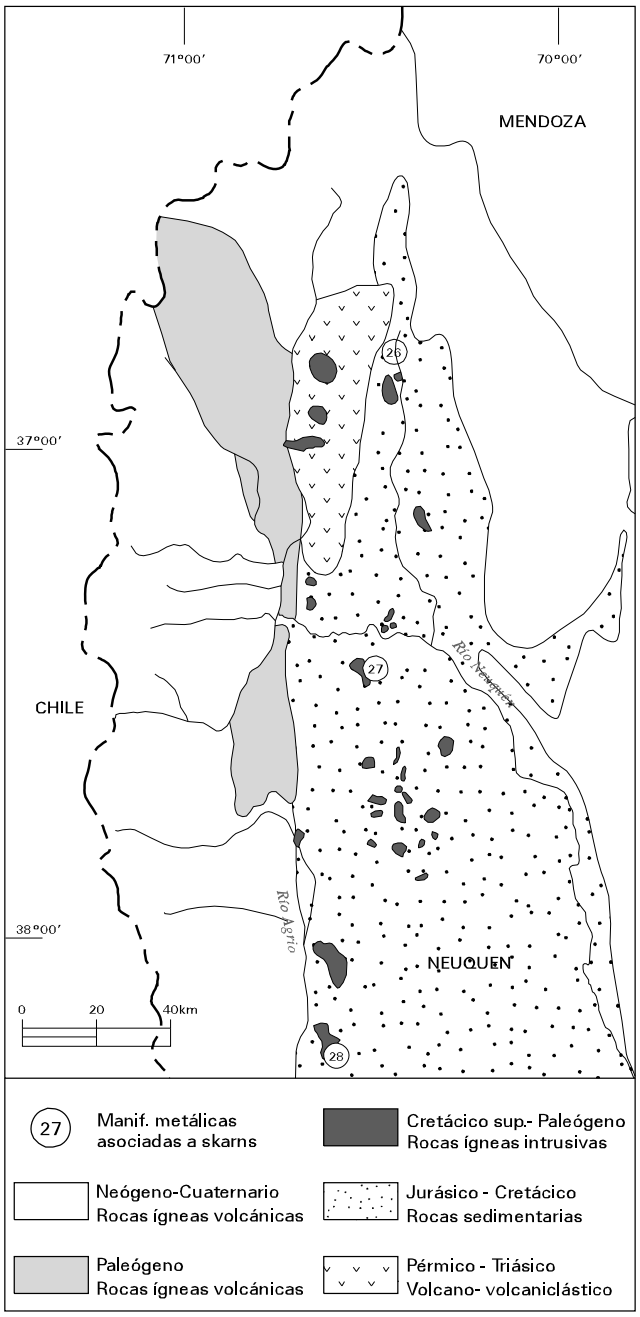


Figura 2. Mapa de ubicación de las manifestaciones metálicas asociadas a *skarn* del noroeste de la provincia de Neuquén.

parciales de minerales de hierro o rodados de mineral de hierro y silicatos cálcicos en asociaciones similares a las descriptas en áreas con afloramientos de *skarns* (Cerro del Panul, Tito, Arroyo Las Cargas, el Chacay, Vegas Atravesadas, Hierro Felix, Arroyo el Seguro, Cerro Rojino, Cerro Rezago, Rincón de la Tordillas, Atlas I y II). Con respecto a las localidades con manifestaciones de Cu, en dos de ellas los minerales de cobre están asociados a *skarns* (Arroyo Nieves Negras, Cerro La Virgen). En las restantes, se describen minerales de cobre asociados a calcita, cuarzo y ba-

ritina (Las Choicas), rodados de *skarn* con minerales de cobre (Arroyo Overas) o cuerpos tabulares con sulfuros de cobre que reemplazan al calcáreo (La Encantadora).

La mayoría de las manifestaciones descriptas carece de un estudio geológico moderno; por ejemplo no se ha efectuado la cartografía detallada de la zonación de los *skarns*, desde el contacto con el intrusivo hasta el límite externo de los *skarns*, en el contacto con las rocas sedimentarias frescas. Como consecuencia, en la literatura se describen las zonas más internas de los *skarns* ricas en granate que por lo general son más resistentes a la erosión o bien mantos o filones ricos en magnetita (hematita) aflorantes que, si bien pueden constituir la única concentración metálica local, también suelen ocurrir en las zonas próximas a los intrusivos de varios tipos de depósitos minerales con *skarns*. Sólo en tres manifestaciones se conocen las composiciones químicas de los silicatos, herramienta que previamente ha demostrado ser muy útil para clasificar los *skarns* cuando no se disponen datos geoquímicos representativos de las mineralizaciones (Einaudi *et al.* 1981; Meinert, 1992).

La mayoría de las manifestaciones asociadas a *skarns* se formaron durante el Terciario y están genéticamente vinculados a los arcos magmáticos del Paleógeno y del Neógeno desarrollados sobre corteza continental, en el margen convergente andino. La geometría de la zona de Benioff indica un ángulo de inclinación de 30° para esta zona (Llambías y Rapela, 1989; Ramos y Nullo, 1993).

CONTROLES LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES

Rocas Sedimentarias hospedantes de las mineralizaciones. La frecuencia y distribución de los *skarns* en las distintas litologías se resumen en las figuras 3 y 4. La mayoría de los *skarns* ocurren en calizas, desconociéndose el porcentaje de magnesio presente en ellas. Otras litologías hospedantes consisten en pelitas, lutitas, limolitas calcáreas y menor participación de areniscas.

Tres manifestaciones están alojadas en las calizas del Grupo Cuyo. En Mendoza se trata de calizas tipo *grainstone* oolítico-bioclástico con fragmentos de corales y algas rojas con intercalaciones de areniscas y conglomerados de hasta 50 m de potencia depositadas en plataforma somera y conocidas como Formación Calabozo (Caloviano inferior; Legarreta *et al.* 1993). En Neuquén están representadas por calizas estromatolíticas y yesosas fétidas depositadas en un ambiente perilitoral somero y correspondientes a la Formación Tábanos (Caloviano medio). Si bien en menor grado que las calizas, también los términos que infrayacen y sobreyacen a las Formaciones Tábanos y Calabozo han sido afectados por el metasomatismo.

Cuatro manifestaciones en *skarns* están hospedadas en las litofacies de la Formación La Manga (Neocaloviano-Oxfordiano). En Mendoza están representadas por calizas con componentes silicoclásticos, *grainstone* oolíticos y *framestones* coralígenos de aguas someras con calizas micríticas y esqueléticas de aguas más profundas (Legarreta *et al.*

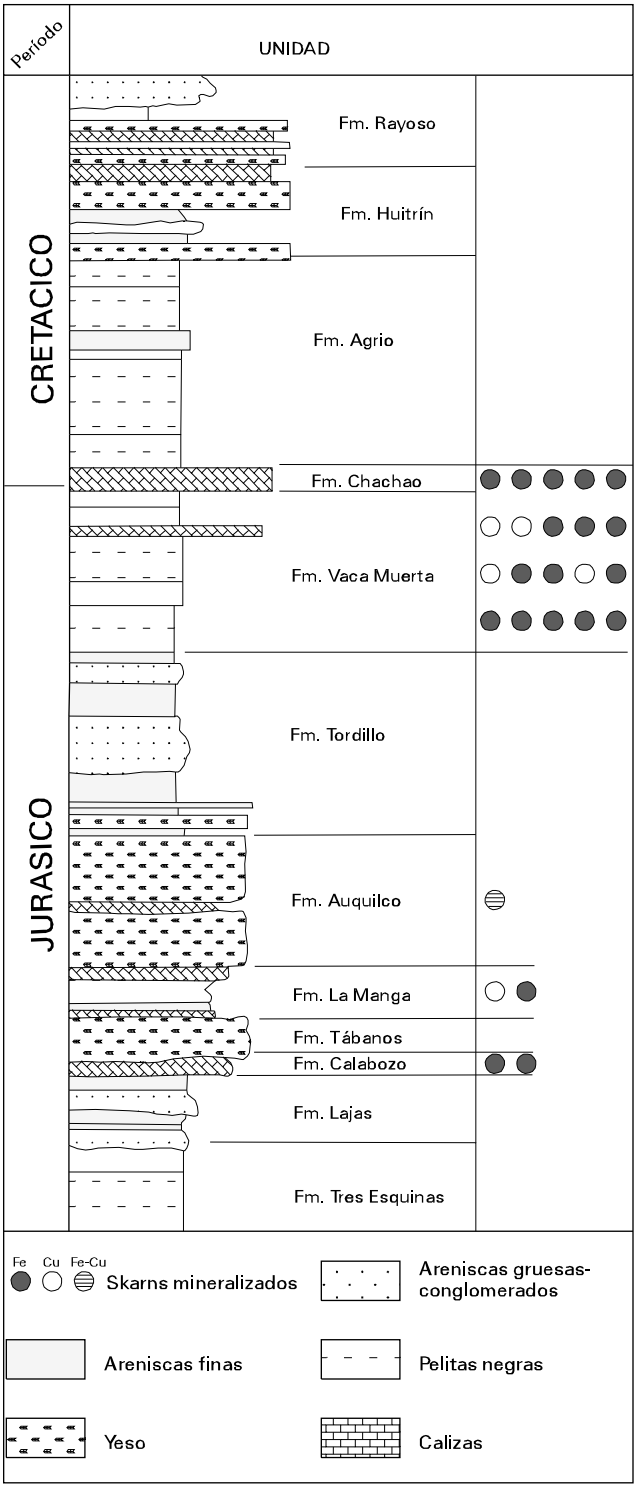


Figura 3. Columna estratigráfica tipo para el suroeste de la provincia de Mendoza con la distribución de las manifestaciones metálicas en skarns en las rocas sedimentarias.

1993). En Neuquén están constituidas por bancos de calizas tabulares micríticas e intraclásticas de plataforma externa que alcanzan 30 m de espesor, aunque en el área el metasomatismo también afecta a las tufitas y pelitas calcáreas correspondientes a la sección superior de la Forma-

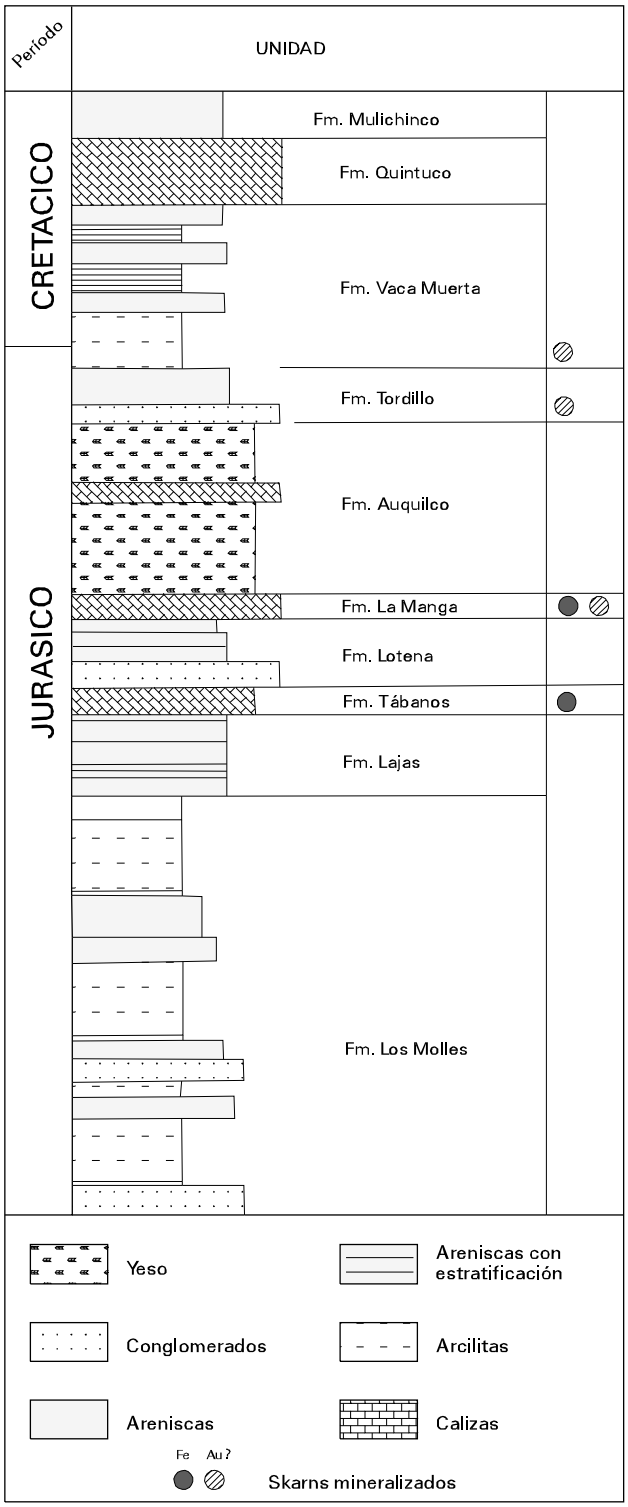


Figura 4. Columna estratigráfica tipo para el noroeste de la provincia de Neuquén mostrando la distribución de las manifestaciones metálicas en skarn en las rocas sedimentarias.

ción Lotena. Una manifestación en *skarn* está alojada en la Formación Auquilco (Oxfordiano), una sucesión evaporítica con calcáreos micríticos intercalados y menor material detrítico.

Finalmente, 21 manifestaciones metálicas en *skarns* están alojadas en los términos inferiores del Grupo Mendoza, una sucesión litológica del Jurásico superior-Cretácico inferior de gran extensión. En Mendoza se trata principalmente de calizas organógenas, dolomitas con lutitas y margas oscuras de 40 m de espesor, depositadas en un ambiente marino sublitoral, correspondientes a la Formación Chachao (Valanginiano-Berriasiano; Legarreta *et al.* 1993). También las sedimentitas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-inferior-Valanginiano) alojan *skarns*. En Mendoza están constituidas por pelitas bituminosas, pelitas calcáreas con pirita diseminada y calizas con intercalaciones de margas y areniscas tobáceas de interior de cuenca (Legarreta *et al.* 1993) y, en Neuquén, por pelitas negras y calizas micríticas con una sección bituminosa en el tramo inferior, de ambiente reductor.

Rocas Ígneas asociadas. La mayoría de las manifestaciones aquí consideradas (23) están en contacto con stocks, filones capa o diques de composición diorítica. Las restantes (4), están vinculadas a rocas ígneas más diferenciadas, caracterizadas como dioritas cuarzosas, granodioritas y monzonitas (tabla 1). Todas estas rocas presentan textura porfirica, alteración hidrotermal, abundantes fracturas, brechas y *stockworks*; estos rasgos indican un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamente superficial. En la mayoría de los casos no hay información geoquímica y radimétrica de los cuerpos ígneos en contacto con los *skarns*; en los párrafos siguientes se brinda una síntesis de la información publicada sobre el magmatismo del Cenozoico en este sector de la Cordillera Principal.

En el suroeste de Mendoza los arcos magmáticos del Paleógeno y del Neógeno se superponen unos a otros complicando su reconocimiento y ubicación cronoestratigráfica (Ramos y Nullo, 1993). La extensión del arco volcánico del Paleógeno es poco conocida y según algunas dataciones radimétricas abarca desde el Eoceno superior al Oligoceno inferior (37 a 44 Ma; Baldauf *et al.* 1992; Linares y González; 1990). Las rocas son de composición intermedia, con un rango de sílice comprendido entre 52 a 74% de y han sido caracterizadas como calcoalcalinas, metaluminosas a peraluminosas (Nullo 1985; Haller *et al.* 1985). El arco volcánico del Mioceno está mejor representado y con una actividad más intensa (Ramos, 1993). En esta etapa se destacan dos eventos magmáticos: uno en el Mioceno inferior, entre los 22 y 20 Ma, y otro entre los 10 y 4,1 Ma que corresponde al Mioceno superior-Plioceno (Linares y González, 1990); ambos conocidos como la Formación Huincán. Constituyen cuerpos alargados y pequeños de composición andesítica a fenoandesítica, ricos en hornblenda, de textura porfírica y colores claros. El emplazamiento es de tipo colada, subvolcánico, diques y filones. Geoquímicamente presentan un enriquecimiento en álcalis con respecto a la alúmina y han sido clasificadas como meta a peraluminosas (Nullo, 1985; Bouza, 1991).

En el sector neuquino el arco volcánico del Paleógeno alcanza mayor desarrollo que en Mendoza (Ramos y Nullo,

Título	Extensión de los afloramientos	Rocas ígneas Asociadas	Skarns	Sulfuros-Oxidos Secundarios	Geoquímica	Bibliografía
Arroyo Nieves Negras (Cu) N° 1 en figura 1	Afloramientos en calcáreos; zona de difícil acceso	Stocks y diques de composición andesítica	.Sílice	Pirita-pirrotina y vestigios de calcopirita		Naciones Unidas, 1970
Laguna Diamante (Fe) N° 2 en figura 1	Escasos afloramientos en el contacto roca ígnea-calizas; zona cubierta por morenas	Granodiorita terciaria con texura porfídica; brecha con pirita-pirrotina-calcopirita	.Diópsido-granate-epidoto-escapolita .Cuarzo-turmalina	. Magnetita-pirita-pirrotina-calcopirita . Malaquita-azurita	En 206 muestras sobre morena: 100-260 ppm Cu (1 valor de 1000 ppm); 10-50 ppm Pb; 20-100 ppm Zn hasta 56 ppm Mo.	Naciones Unidas, 1970
Arroyo La Línea (Fe-Cu) N° 3 en figura 1	Cuerpo tabular de 2 km x 20 m espesor medio en contacto con intrusivo, extensa cubierta de detritos. De difícil acceso	Granodiorita-monzonita terciarias con textura porfírica	. Epidoto-granate-diópsido-escapolita .Calcita	. Pirita-magnetita-hematita; rodados con calcopirita	En 10 muestra tomadas en el contacto skarn-sedimentos: 20-40 ppm Cu; 5-15 ppm Pb y 20-120 ppm Zn.	Naciones Unidas, 1970
Rodado de Skarn (Cu) N° 4 en figura 1			Rodados con skarn	. Sulfosales de cobre	2,68% Cu en rodado	Zanettini, 1984
Poblet (Fe) N° 5 en figura 1	Cuerpo chico de 40 m long. x 45 m espesor	Andesitas y traquitas terciarias, con textura porfírica	.Granate- epidoto .Anfíbol-calcita-cuarzo	. Magnetita, escasa hematita y menor pirita con calcopirita	125.000 T de mena de hierro con leyes de 54 y 57% de Fe en las zonas con magnetita Sin otros datos	Angelelli, 1950, 1984 La Rocque, 1964
Grupo Las Choicas (Cu) N° 6 en figura 1	Varios cuerpos mineralizados, con numerosos trabajos en una extensión de 400 m	Stock diorítico y numerosos filones capa y diques de andesitas hornblendífeeras del Terciarios.	Gangas: .Calcita-cuarzo Siderita-baritina	. Bornita-calcopirita-pirita- . Calcosina- Cu nativo-cuprita-malaquita-azurita-limonitas	Reservas estimadas en 60.000 t con 7-8% de Cu y 44 a 350 g/t Ag.	Angelelli et al., 1970; Angelelli, 1984; Flores, 1945; La Rocque, 1964; Zanettini, 1984.
Hierro Indio (Fe) N° 7 en figura 1	4 afloramientos principales y otros menores, el mayor tiene 45.000 m^2. En el contacto entre rocas ígneas y calizas.	Afloramientos 1 y 2 en contacto con stock de diorita, los restantes en contacto con filones capa de traquitas, traquiandesitas con anfíbol	.Granate- piroxeno-epidoto-zoisita-clinozoisita-fluorapatita-biotita .Anfíbol- clorita-calcita-cuarzo .Sílice-pirita	.Magnetita con hematita-pirita-escasa calcopirita .Malaquita- azurita-crisocola-limonitas	450.000 t de mena de hierro con leyes comprendidas entre 40-70 %Fe. Sin otros datos	Angelelli, 1984; Bonfils, 1972; Elizalde, 1954 La Rocque, 1964; Rigal, 1942; Zanettini, este trabajo
Atlas I y II (Fe) N° 8 en figura 1	6 cuerpos chicos concordantes con la estratificación y sin conexión que afloran en una extensión de 5,5 km	Diques de andesitas		.Hematita limonitizada y mineral de Mn	15.000 t con 36% de Fe y 11% Mn en afloramientos. Sin otros datos	DGFM, 1969; La Rocque, 1964
Cerro del Panul (Fe) N° 9 en figura 1	Sin afloramientos visibles, zona con espesa cubierta detrítica			.Bloques y rodados de magnetita; oxidación en calizas		DGFM, 1969; La Rocque, 1964
Tito (Fe) N° 10 en figura 1	Cuerpos muy chicos (33 m x 4 m) en el contacto calizas-granodiorita	Granodiorita del Terciario		.Hematita oolítica limonitizada Pirrotina en caliza	10.000 t con 62% de Fe.	Fallet, 1972

Tabla 1. Síntesis de las principales características de las manifestaciones metálicas en *skarns* del suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén.

Título	Extensión de los afloramientos	Rocas ígneas Asociadas	Skarns	Sulfuros-Oxidos Secundarios	Geoquímica	Bibliografía
Aguas Amarillas (Fe-Ni-Cu-Co) N° 11 en figura 1	Afloramiento de 4 km x 500 m	Diorita-granodiorita	.Zona Interna Granate-piroxeno- .Zona media wollastonita -escapolita con granate y piroxeno .Zona externa anfíbol-albita-epidoto .Cuarzo-calcita-fluorita	.Pirrotina-pirita con calcopirita-magnetita-hematita .Marcasita-limonitas	Entre 8 y 460 ppm Ni, 2 y 400 ppm Cu-14 y 116 ppm Co, 14 y 460 Zn, 0,3 y 14% Fe; 0,3 y 3,5 ppm Ag, 20 y 90 ppm Pb.	DGFM, 1969
Arroyo Las Cargas (Fe) N° 12 en figura 1	Varios cuerpos chicos (tipo vetas) en una extensión de 400m	Stock diorítico y diques de andesitas (estos últimos asociados con la mineralización)	.Epidoto-calcita (skarn?)	.Hematita- pirita-calcopirita .Malaquita. .Bloques de magnetita	En 4 muestras: 14-54% Fe; 250-2600 ppm Cu 0; 50-200 ppm Bi - < 500 As y < 50 ppm Au; 60-5000 ppm Zn.	Zanettini, 1984; DGFM, 1969
El Chacay (Fe) N° 13 en figura 1		Dioritas terciarias	.Rodados con granate-feldespato .Cloritas-calcita	.Hematita en diorita y en rodado de skarn con pirita .Limonitas	56,6% de Fe En 5 muestras de diorita: 20-80 ppm Cu-14-40 ppm Pb; 20-60 Zn; 4-8 ppm Mo	Barrionuevo y Elizalde, 1950; La Rocque, 1964
Vegas Peladas (Fe) N° 14 en figura 1	Cuerpos de skarn sin continuidad en una extensión de 1 km, con continuidad en una extensión de 2 km. 5 cuerpos con mena de hierro alojados en skarn	Granodiorita-tonalita de textura porfírica y con abundante biotita y magnetita	.Granate-epidoto-con vesubiana-ortoclasa- escapolita-turmalina .Calcita-cuarzo-cloritas- anfíbol-epidoto	.Magnetita-hematita con pirita-calcopirita Parcialmente oxidados (limonitas y hematita supergénica)	En 7 muestras: 39-69% de Fe. Sin otros datos	Angelelli, 1984; Arrospide, 1972; Barrionuevo y Elizalde, 1950; La rocque, 1964
La Encantadora (Cu) N° 15 en figura 1	Cuerpos tabulares que reemplazan calcáreos arenosos	Stocks y pequeños cuerpos de dioritas y andesitas		.Calcopirita-pirita		
Cerro La Virgen (Cu) N° 16 en figura 1	3 bancos con skarn de hasta 25 m de espesor. Tres mantos mineralizados de hasta 57 m long.	Stock de diorita y filones capa-diques andesíticos; todos del Terciario	.Epidoto-granate-diópsido .Calcita	.Calcopirita- pirita .Malaquita-limonitas	Entre 2,15 y 5,6 de Cu y 30 a 105 g /t Ag en mantos mineralizados	Angelelli, 1950; Arrospide, 1972; Barrionuevo, 1953
Vegas Atravesadas (Fe) N° 17 en figura 1	Veta de 50 m x 1,5 m, zona con espesa cubierta de detritos	Diorita terciaria con textura porfírica	.Epidoto-calcita (skarn?)	.Magnetita-hematita	Anomalías de Pb en el intrusivo	Angelelli, 1950; Barrionuevo y Elizalde, 1950; DGFM, 1969; Naciones Unidas, 1970
Hierro Félix (Fe) N° 18 en figura 1	Afloramientos chicos, el más extenso tiene 35 m de long x 3m	Filones capa de andesita		.Magnetita con pirita	55,8% Fe. En 4 muestras: 120 ppm Cu; 5000 Zn, 250 ppm Bi; 5000 As; 250 Sb	DGFM, 1969; La Rocque, 1964: Tabachi y Elizalde, 1961
Arroyo El Seguro (Fe) N° 19 en figura 1	Metasedimentos y brecha mineralizada en contacto con rocas ígneas alteradas	Cuerpos y filones capa andesíticos del Terciario	.Metasedimentos (no descriptos) .Brecha calcárea no descripta	.Especularita-magnetita-calcopirita-pirrotina . Sílice-pirita . Limonitas	Se señalan muestras con anomalías de Zn, Cu y Pb (valores mayores de 100 ppm) en redes de drenaje. Hasta 0,2% Pb en brecha	Naciones Unidas, 1970 Wippern, 1974

Tabla 1 (continuación)

Título	Extensión de los afloramientos	Rocas ígneas Asociadas	Skarns	Sulfuros-Oxidos Secundarios	Geoquímica	Bibliografía
Cerro Rojino (Fe) Nº 20 en figura 1	Dos afloramientos muy chicos: 1 veta de 20 m de long. e impregnaciones	Diques y filones capa de traquitas-traquiandesitas		.Magnetita .Limonitas		Barrionuevo y Elizalde, 1950; La Rocque, 1964
Cabeceras del Colorado (Fe) Nº 21 en figura 1	Varios afloramientos chicos en forma de filones, sin conexión en una extensión de 700 m. El más grande tiene 70 m de long	Diques y filones capa de andesitas hornblendíferas terciarias	.Epidoto-calcita con granate (en algunos afloramientos)	.Magnetita-pirita	100.000 t con 58% Fe. Entre 130-2300 ppm Cu, 110-440 ppm Pb y 120-660 ppm Zn	Angelelli *et al.* 1970; Barrionuevo y Elizalde, 1950; Dessanti, 1973; DGFM, 1969; Naciones Unidas, 1970; Peña, 1955
Cerro Rezago (Fe) Nº 22 en figura 1	Varios afloramientos muy chicos (de hasta 30 m x 4m)	Diques y filones capa de andesitas hornblendíferas terciarias	.Presencia de epidoto y calcita en algunos cuerpos	.Hematita -especularita con magnetita-pirita .Limonitas	En 7 muestras : 40-62% de Fe, 20-300 ppm Cu; 15-30 ppm Pb; 20-140 ppm Zn; 2-10 ppm Mo.	Barrionuevo y Elizalde, 1950; Dessanti, 1973; La Rocque, 1964; DGFM, 1969; Naciones Unidas, 1970, Peña, 1955
Piedra Imán (Fe) Nº 23 en figura 1	Bloque rocoso de 7 m x 4 m, otros afloramientos chicos, zona cubierta por abundante detrito	Diques y filones capa de andesitas hornblendíferas terciarias	Epidoto-calcita-granate	.Magnetita con pirita-hematita	40-50% de Fe. Sin otros datos	Barrionuevo y Elizalde, 1950; Dessanti, 1973; La Rocque, 1964; DGFM, 1969; Peña, 1955
Rincón de las Tordillas (Fe) Nº 24 en figura 1	5 afloramientos chicos en (vetas) una extensión de 400 m (Peña)	Andesitas hornblendíferas terciarias	.Epidoto y cuarzo en calcáreo	.Hematita y limonitas	41-68% de Fe. No se determinaron otros datos	Barrionuevo y Elizalde, 1950; Peña, 1955
Arroyo Overas (Fe) Nº 25 en figura 1	Afloramientos en venas y reemplazos en calizas a lo largo del brazo sur del Arroyo Overas	Stocks de dioritas y andesitas terciarias		.Pirrotina-pirita-calcopirita-minerales de níquel-hematita-magnetita-malaquita	Hasta 80 ppm Cu (1 muestra de rodado con 1.000 ppm Cu); 40 ppm de Pb y 220 Zn	Zanattini, 1984; La Rocque, 1964
Quebrada Mala (Au?) Nº 26 en figura 2	3 afloramientos con skarns y sulfuros de hasta 1,5 km x 0,5 km	Stocks, diques y filones capa de diorita y diorita cuarzosa; escasos gabros y microgabros	.Piroxeno (Hd_{7-79})-escapolita (Me_{28-61})-granate (Ad_{7-99})-vesuvianita-wollastonita .Epidoto-cuarzo-calcita-cloritas-anfíbol	.Pirrotina-pirita-magnetita-arsenopirita-escasa calcopirita-electrum .Greigita-limonitas	Hasta 405 ppm Cu; 409 ppm Pb; 5% Fe; 48 ppb Au; 162 ppm Bi; 4 ppm Ag	Franchini e Innes, 1997
Cerro Caicayén (Fe) Nº 27 en figura 2	Varios cuerpos de 40 m espesor x 35 m long. promedio, que rodean una zona con alteración y mineralización tipo pórfiro de Cu (Quebrada del Bronce)	Filones capa de andesitas cuarzosas ricas en anfíbol del Eoceno	.Epidoto-granates (Ad_{95-97})-piroxenos (Hd_{28-55})-cuarzo-clinozisita .Cuarzo-calcita-siderita-cloritas-actinolita-illita-analcima-ópalo .Sílice-pirita	.Pirita-magnetita-pirrotina-esfalerita-calcopirita-oro .Limonitas-malaquita, azurita	Dos Oscar: 0,1-1,13 % Zn; 0,02-0,23$ Cu; 8,4-100 ppm As y 0,3-0,8 ppm Sb, hsta 0,28 ppm Au. Quebrada del Bronce: hasta 0,2 ppm Au, 10 ppm Ag, 4,6% de Cu, 41 ppm de Zn y 17 ppm Mo	Casé, 1997 Franchini y Meinert, 1991 Franchini, 1992 Franchini *et al.* en prensa Franchini y Malvicini, este trabajo
Campana Mahuida (Fe) Nº 28 en figura 2	Dos cuerpos de sílice y pirita asociados al pórfido cuprífero y un cuerpo de skarns-sílice pirita más alejados (mina Candelaria)	Filones capa y diques de andesitas ricas en anfíbol cretácicas	.Granate (Ad_{36-98})-epidoto-piroxeno (Hd_{16-28})-cuarzo-calcita .Cuarzo-calcita-epidoto-actinolita-cloritas-arcillas .Sílice-pirita	.Magnetita-pirita-calcopirita .Limonitas-malaquita-azurita	Los cuerpos de sílice-pirita (distantes 1,5 km del núcleo potásico) contienen entre 0,1 y 0,28 g/t de Au y 0,0007 a 0,05 % de Cu	Franchini y Danieli, 1991 Franchini y Malvicini, en prensa Franchini, este trabajo

Tabla 1 (continuación)

1993). Las rocas ígneas asociadas a los *skarns* constituyen filones capa y diques de andesitas cuarzosas y andesitas ricas en anfíbol que forman parte de la Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina del Paleógeno (Llambías y Rapela, 1989) si bien, de acuerdo a algunas dataciones radimétricas, las rocas ígneas asociadas a *skarns* de Fe de Campana Mahuida (K/Ar 74 ± 1,4 Ma, Sillitoe, 1977) y a los *skarns* mineralizados del cerro Nevazón y alrededores serían más antiguas (K/Ar 71,5 ± 5 Ma Llambías *et al.* 1978). Geoquímicamente han sido caracterizadas como calcoalcalinas, metaluminosas y del tipo I (Llambías y Rapela, 1989).

Los sectores del orógeno andino donde se ubican los *skarns* presentan fajas plegadas y corridas y se conocen como Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Kozlowski *et al.* 1993), en Mendoza, Fosa Plegada del Agrio y Fosa de Chos Malal, en Neuquén. En líneas generales estas unidades se caracterizan por presentar las secuencias mesozoicas y terciarias con intensos plegamientos e imbricación tectónica, estructuras de cabalgamiento paralelas a la estratificación desarrolladas en los niveles evaporíticos y fallamiento inverso (Kozlowski *et al.* 1993). La distribución de los numerosos cuerpos intrusivos asociados a los *skarns* estarían vinculados con los plegamientos y fallamientos que en varios sectores afecta al basamento prejurásico. La mayoría de las manifestaciones analizadas se localizan en los contactos entre los sedimentos mesozoicos y las rocas ígneas.

MODELO METALOGENÉTICO

Los *skarns* con concentraciones ferríferas (Arroyo La Línea, Hierro Indio, Laguna Diamante, Poblet, Vegas Peladas, El Kaiser, Piedra Imán) son similares a los depósitos de Fe en *skarns* cálcicos de otros márgenes convergentes: (1) están asociadas a rocas ígneas calcoalcalinas de composición diorítica. El elevado porcentaje de álcalis en algunas de estas rocas clasificadas como traquiandesitas pudo haber sido ocasionado por el metasomatismo sódico, alteración común en las rocas ígneas asociadas a *skarns* de Fe; (2) la magnetita es el mineral más abundante, si bien las reservas estimadas para algunos ejemplos (p. ej. Hierro Indio) son considerablemente menores que el promedio para este tipo de *skarns* (entre 5 y 2000 Mt con 40% de Fe); (3) contienen cantidades subordinadas de sulfuros (pirita, pirrotina, calcopirita); (4) el granate y el epidoto son los silicatos más abundantes en los *skarns* y presentan también piroxeno, cloritas, anfibol y biotita; (5) algunos ejemplos están enriquecidos en Ni, Co, Cu. Sin embargo, la mayoría de los depósitos en *skarns* presentan zonación metasomática y los metales también tienen preferencias por ciertas zonas. Como consecuencia, toda manifestación que no ha sido debidamente explorada constituye un potencial para otros metales. La información disponible de las manifestaciones mendocinas es insuficiente para predecir si las concentraciones ferríferas constituyen cuerpos internos de sistemas mayores que contienen concentraciones económicas de magnetita pero que pueden ser explotados por otros metales, como ocurre en numerosos *skarns* emplazados en los márgenes convergentes continentales, tales como cuerpos masivos de magnetita en zonas internas de granate de grandes depósitos de Zn en *skarns* zonados (Hanover, en New Mexico, Megaw *et al.* 1988) y en numerosos *skarns* de Cu asociados a los pórfidos cupríferos (Christmas, en Arizona, Einaudi, 1982; Morenci, en Arizona, Einaudi, 1982; Ok Tedi, en Papua, Bamford, 1972). En algunas manifestaciones de Fe se citan anomalías de Cu en las muestras de los afloramientos (Arroyo Las Cargas, Arroyo El Seguro, Cabeceras del Colorado, Aguas Amarillas).

Las características del *skarn* de Cu del Cerro La Virgen son similares a los *skarns* de Cu, sin embargo en el grupo de minas de Cu ¨Las Choicas¨ no se describen silicatos progradantes, por lo que estas concentraciones parecen más bien cuerpos de reemplazo distales o formados a menor temperatura que los *skarns*. Además, constituyen las únicas manifestaciones descriptas en la literatura como metasomáticas que, si bien están asociadas a cuerpos dioríticos terciarios, en las proximidades de estas minas afloran cuerpos extensos de rocas volcánicas jurásicas. Algunos depósitos de Cu con Au y Ag presentan escasos silicatos progradantes (p.ej. Monterrosas y Raúl Condestable, en Perú, Record mine, en Oregon, Caffrey, 1982, Cerro de Mercado, en México, Lyons, 1988), o constituyen mantos de Cu y Ag con albita, clorita, calcita, sílice (Mantos Blancos y El Soldado, ambos en Chile; Espinoza, 1994). Los depósitos con afinidades volcanogénicas u ortomagmáticas constituyen un nexo entre los *skarns* de Fe y Cu y los depósitos con afinidades volcanogénicas u ortomagmáticas.

Las muestras extraídas de los cuerpos hematíticos de *skarns* de Fe ¨Arroyo Las Cargas¨ presentan anomalías de Cu, As, Bi y Au. Muestras tomadas del *skarn* de Cu ¨Cerro La Virgen¨ contienen entre 30 g/t y 105g/t de Ag. Es importante tener en cuenta que el oro y la plata en *skarns* también se obtienen como subproductos de algunos *skarns* de Cu y *skarns* de Fe, como los *skarns* de British Columbia, en Canadá. En este caso los *skarns* de Cu y los *skarns* de Fe enriquecidos en metales preciosos están genéticamente vinculados a granitoides del tipo I. Estos granitoides tienen valores Sr^{87}/Sr^{86} bajos a intermedios (lo cual sugiere que proceden del manto superior o corteza oceánica reciclada) y son similares a los valores Sr^{87}/Sr^{86} medidos en los plutones tardíos de arcos de islas oceánicas (Ray y Webster 1991). Por lo tanto, los *skarns* de metales base asociados a los granitoides primitivos, del tipo I, que caracterizan los arcos magmáticos terciarios de la Cordillera Principal, también resultan atractivos para la prospección de metales preciosos. Por otro lado, los *skarns* con sulfuros comprendidos entre los arroyos Cajón Grande y Cajón del Medio, en Neuquén, presentan la mineralogía y la geoquímica similares a los típicos *skarns* de Au, tales como Nickel Plate, en British Columbia (Ettlinger *et al.*1992) y Fortitude, en Nevada (Myers, 1994).

Estudios recientes sobre los depósitos y manifestaciones de los cerros Caicayén y Campana Mahuida han puesto de manifiesto la presencia de sistemas hidrotermales zonados con *skarns* ricos en hierro (en los afloramientos) en

contacto con pórfidos cupríferos chicos o zonas de alteración y mineralización en la roca ígnea (Casé, 1997; Franchini *et al.* en prensa; Franchini y Malvicini, en prensa). Esta asociación tiene características similares a los *skarns*-pórfiros cupríferos desarrollados en otros márgenes convergentes. Los *skarns* de Mendoza también pueden estar asociados a pórfiros cupríferos o alteraciones-mineralizaciones tipo pórfiro cuprífero que permanecen ocultos. Al respecto, en el *skarn* de Cu ¨Cerro La Virgen¨ se nombra una vasta zona de alteración en los cerros que rodean al skarn, además de fragmentos de brechas con Cu, Pb y Zn. También en el *skarn* de Fe ¨Vegas Peladas¨se describen abundante magnetita, biotita y numerosas venillas con núcleos de hematita y salbanda de clinozoisita-clorita en las granodioritas-tonalitas vinculadas a los *skarns*. Finalmente, en el *skarn* de Fe ¨Arroyo El Seguro¨ , hay pirita diseminada en las rocas ígneas asociadas al *skarn*. Además, la composición diorítica a diorítica cuarzosa de las rocas ígneas asociadas a la mayoría de mineralizaciones y alteraciones también puede implicar concentraciones de oro de interés económico: los pórfiros cupríferos más ricos en oro (> 0,8 g/t) están alojados en rocas ígneas de composición diorítica a diorítica cuarzosa (Sillitoe 1993; Andrew 1995).

Las siguientes consideraciones permiten concluir que el margen convergente andino en el sur de Mendoza y oeste de Neuquén presenta los atributos para alojar depósitos de Fe y Cu en *skarns* enriquecidos en metales preciosos y pórfiros cupríferos asociados: - una espesa secuencia sedimentaria rica en carbonatos; - arcos magmáticos terciarios calcoalcalinos muy bien desarrollados y constituidos por varios ciclos ígneos; - una configuración tectónica compleja resultante de los movimientos ocurridos durante todo el Terciario, que probablemente han originado zonas favorables para el emplazamiento de los intrusivos y su posterior fracturación aumentando de este modo la permeabilidad de las rocas; - varios ejemplos de *skarns* con concentraciones ferríferas y anomalías locales de Cu, As, Bi, Au y *skarns* de Cu (Ag) subordinados que han sido poco explorados; - indicios de alteraciones-mineralizaciones en las rocas ígneas asociadas a los *skarns*.

Los resultados de un estudio moderno en áreas próximas y de fácil acceso que presenten buenos afloramientos de *skarns* de Cu, *skarns* de Fe, alteraciones y venillas con óxidos-sulfuros en las rocas ígneas pueden ser empleados en la confección de síntesis regionales y en la evaluación de otras manifestaciones poco expuestas. Un mapa detallado con la distribución de las zonas minerales del *skarn* servirá para conocer el tamaño y las características del sistema. Además, estudios recientes han demostrado que la composición y la evolución petrológica de los magmas constituyen los controles primarios en la mineralización y el contenido metálico de los *skarns*, en tanto que los procesos magmáticos-hidrotermales posteriores afectan el tamaño y las leyes del depósito (Brooks, 1994; Meinert,1995; Ray *et al.*, 1995). Por lo tanto, el conocimiento de las similitudes y diferencias entre las composiciones químicas y las edades de los cuerpos intrusivos en contacto con las manifestaciones de Cu, Fe, Au en *skarns* y también en contacto con *skarns* estériles, pueden constituir una herramienta muy útil en la exploración de *skarns* mineralizados y pórfiros cupríferos con potencial económico en este sector de la Cordillera Principal.

BIBLIOGRAFÍA

Andrew, R. L., 1995. Porphyry copper-gold deposits of the southwest Pacific. *Mining Engineering,* 47, 1: 33-38

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de las Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Serie Ciencias Geológicas* II: 1-543, Buenos Aires.

Angelelli, V., J. C. Fernandez Lima, A. Herrera y L. Aristarain, 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Minerales Metalíferos. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales*, 15: 7-172, Buenos Aires.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas,* 1: 1-392 y II: 393-704, La Plata.

Arrospide, 1972. Depósitos de minerales de hierro de Vegas Peladas Mina "Nenche", departamento de Malargüe, Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología,* 3 (1-2): 117-131.

Baldauf , P., G., Stephens, M. Kunk y F. Nullo, 1992. Argon-Argon ages for the Huincan intrusive suite and their implications for the structural development of the Andean foreland, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America,* Abstract with Programs 24: A188, Boulder.

Bamford, R. W., 1972. The Mount Fubilan (Ok Tedi) porphyry copper deposit, Territory of Papua and New Guinea. *Economic Geology,* 67: 1019-1033.

Barrionuevo, L. A., 1953. Sobre los yacimientos cupríferos de los cerros la Virgen y Mirano, provincia de Mendoza. *Informe Geológico-Minero Dirección General Fabricaciones Militares (*inédito), Buenos Aires.

Barrionuevo, L. A., y C. O. Elizalde, 1950. Información preliminar sobre algunos yacimientos de la provincia de Mendoza. Hierro, cobre y molibdeno. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* (inédito), Buenos Aires.

Bonfils, V. H., 1972. Información preliminar sobre los afloramientos 3 y 4 de la mina Hierro Indio. *Dirección General de Minería,* 1-27 (inédito), Mendoza.

Bouza, P., 1991. Descripción Geológica y caracterización petrográfica de las vulcanitas cenozoicas aflorantes entre los arroyos Montañes y El Yeso, Cordillera Principal, Mendoza. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, trabajo final de Licenciatura* (inédito), Buenos Aires.

Brooks, J. W., 1994. Petrology and geochemistry of the McCoy gold skarn, Lander County, Nevada. *Unpublished Ph.D. thesis, Washington State University,* 756p.

Caffrey, G. M., 1982. Petrology and alteration of ultramafic rocks of Bullrun Mountain, Baker County, Oregon. *Master tesis, Universidad del Estado de Washington,* 130 páginas (inédito).

Casé, A. M., 1997. La Quebrada del Bronce, un modelo de pórfido de cobre asociado a skarn. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno,* 2: 891-895, Antofagasta.

Dessanti, R. N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29-b, Bardas Blancas. Provincia de Mendoza. *SSM, Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* N° 139, Buenos Aires.

Dirección General Fabricaciones Militares, 1969. Informe sobre las investigaciones Geológico-Mineras realizadas en la provincia de Mendoza y resultados obtenidos. *Plan Cordillerano Centro,* (inédito).

Einaudi, M. T., L. D. Meinert y R. J. Newberry, 1981, Skarn deposits: *Economic Geology,* 75th Anniversary Volume, 317-391.

Einaudi, M. T. y Burt, 1982. Descriptions of *skarns* associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. En: Titley, S.R., (ed.). *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America: 139-184. University of Arizona Press,* Arizona.

Elizalde, C. O. y González Laguinge, 1954, Informe Geológico-geofísico del yacimiento de magnetita de Hierro Indio, departamento San Rafael, provincia de Medoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares* (inédito), Mendoza.

Espinoza, J. I., 1994. Yaciminetos de Cu tipo manto como mineralizaciones económicas en sistemas geotermlaes mesozoicos andinos, relación al metmorfismo, volcanismo y ambiente geotectónico. *7° Congreso Geológico Chileno, Actas* II: 1565-1570, Concepción.

Ettlinger, D. A. y G. E. Ray, 1989. Precious metal enriched *skarns* in British Columbia: An overview and geological study. *British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper* 1983-3: 128 páginas.

Ettingler, A. D., L. D. Meinert y G. E. Ray,1992. Skarn evolution and hydrothermal fluid characteristics in the Nickel Plate Deposit, Hedley District, British Columbia, Canada: *Economic Geology,* 87: 1541-1565.

Fallet, J., 1972. Informe Geológico-Minero del yacimiento de hierro Tito, departamento Malargüe, Mendoza. *Dirección General de Minería* (inédito), Mendoza.

Franchini, M. y J. C. Danieli, 1991. Los depósitos de hierro en *skarns* de Campana Mahuida. I *Reunión de Mineralogía y Metalogenia,* La Plata: 107-120.

Franchini, M. y L. Meinert, l991. Las manifestaciones de hierro en *skarns* del flanco suroriental del cerro Caicayén, Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 46(3-4):309-324.

Franchini, M 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en *skarns*. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (4): 399-408.

Franchini, M. y A. Innes., 1997. Potencial aurífero de los *skarns* en contacto con las rocas ígneas de Quebrada Mala y áreas adyacentes, Neuquén, Argentina. *Actas del 8° Congreso Geológico Chileno.* 2: 972-977, Antofagasta.

Franchini, M., y L. Malvicini, en prensa. Las Alteraciones y Mineralizaciones de Campana Mahuida y Caicayén, Neuquén: Nuevos Datos para la Exploración de la Asociación *Skarns* de Cu - Pórfiros Cupríferos en la Cordillera Principal. *Asociación Geológica Argentina, Revista.*

Franchini, M., L. Meinert, y T. Montenegro, en prensa. *Skarns* Related to Porphyry-Style Mineralization at Caicayén Hill, Neuquén, Argentina: Composition and Evolution of Hydrothermal Fluids. Special issue devoted to mineralized hydrothermal skarn systems, *Economic Geology.*

Haller, M., F. Nullo, C. Proserpio, P. Parica y M. Cagnoni, 1985. Major element geochemistry of early Tertiary Andean Volcanic (34°-36°): *Comunicaciones* 35: 97-100, Santiago.

Kozlowski, E., R. Manceda, y V. Ramos, 1993. Estructura. *12º Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* 1 (18): 235-2.

La Rocque, J. A., 1964. Areas y prioridades para la prospección. Contrato N°1103. Informe N° 15, *Dirección General de Fabricaciones Militares* (inédito), Buenos Aires.

Legarreta, L., C. A. Gulisano y M. A. Uliana, 1993. Las secuencias Sedimentarias Jurásico-Cretácicas. Metalíferos y Metologénesis. *12º Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* I (9): 87-114.

Linares, E. y R. González, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina. Serie B* (didáctica y complementaria) 19: 1-628, Buenos Aires.

Lurgo, C. y E. Zappettini, 1987. Informe Final del cateo Aguas Amarillas, Departamento Malargüe, provincia de Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* (inédito), Buenos Aires.

Lyons, J. I., 1988. Volcanogenic iron oxide deposits, Cerro de Mercado and vicinity, Durango, Mexico: *Economic Geology,* 83: 1886-1906.

Llambías E., J. Danderfer, M. Palacios y N. Brogioni, 1978. Las rocas ígneas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. *7° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 569584.

Llambías, E. y C. Rapela,1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén y su relación con otras unidades Paleógenas de la Cordillera. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44(1-4): 224-236.

Megaw, P. K. M., J. Ruiz y S. R. Titley, 1988. High-temperature, carbonate-hosted Ag-Pb-Zn (Cu) deposits in northern Mexico. *Economic Geology,* 83: 1856-1885.

Meinert, L. D., 1983. Variability of skarn deposits: guides to exploration. En: Boardman, S. (Ed). *Revolution in the Earth Sciences-Advances in the Past Half Century, Kendall/Hunt Pub. Co*: 301-316, Iowa.

Meinert, L. D., 1989. Gold skarn deposits- geology and exploration criteria: *Economic Geology* Monograph 6: 537-552.

Meinert, L., 1992. *Skarns* and Skarn Deposits. *Geoscience* Canada, 19: 145-162.

Meinert, L., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits, -chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization: *Mineralogical Association of Canada Short Course Series,* 23: 401-418.

Méndez, V., J. C. Zanettini, y E. Zapettini, 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central. *Dirección Nacional del Servicio Geológico. Secretaría de Minería de la Nación, Anales,* 23, Buenos Aires.

Mingramm, González Segura, J. Y Nicioni, A., 1993. Foldbelt Tectonic of the Malargüe Area, Central West, Argentina. Metalíferos y Metologénesis. *12º Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio.,* I (12): 149-160.

Myers, G. L., 1994. Geology of the Copper Canyon-Fortitude skarn System, Battle Mountain, Nevada. *Ph.D. thesis, Washington State University,* 356p. (inédito).

Naciones Unidas, 1970. Investigación sobre mineral de cobre porfídico en las provincias de Mendoza, Neuquén y San Juan, Argentina. *Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo,* 356 páginas (inédito), New York.

Nullo, F. 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29 a Cerro Campanario, Mendoza. *Servicio Geológico Nacional* (inédito), Buenos Aires.

Peña, A., 1955. Informe y Exploración Yacimientos de Hierro. Zona Sur, Mendoza. *Dirección Nacional de Minería* (inédito), Mendoza.

Ramos, V. A., 1993. Interpretación Tectónica. *12º Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* I (19): 257-266.

Ramos, V. A., y F. Nullo, 1993. El Volcanismo de Arco Cenozoico. *12º Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* I (19): 149-160.

Ray, G. E., G. L. Dawson y R. Simpson, 1988. Geology, geochemistry and metallogenic zoning of the Hedley Gold-skarn Camp: in Geological Fieldwork 1987, B.C. *Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, Geological Fieldwork,* 1987, Paper 1988-1: 59-80.

Ray, G. E. y I. C. Webster, 1991. An overview of skarn deposits. In ore deposits, tectonics and metallogeny in the Canadian Cordillera. *British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources,* Paper 1991-4: 213-252.

Ray, G., I. Webster, y A. Ettlinger, 1995. The Distribution of *Skarns* in British Columbia and the Chemistry and Ages of their related plutonic rocks. *Economic Geology,* 90: 920-937.

Rigal, R., 1942. Los yacimientos de magnetita de Hierro Indio y otros menores del Departamento San Rafael, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 52: 7-22, Buenos Aires.

Sillitoe, R. H., 1977. Permo-Carboniferous, upper Cretaceous and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes: *Economic Geology,* 72: 99-103.

Sillitoe, R. H., 1993. Gold - rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications. Geological *Association of Canada. Spetial Paper* 40: 465-478.

Tabachi, M. H., y C. O. Elizalde, 1961. Informe preliminar sobre las manifestaciones ferríferas del Cajón del Yeso, departamento Malargüe, Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares* (inédito), Buenos Aires.

Theodore, T. G , J. Orris, J. Hammarstrom y J. Bliss, 1991. Gold bearing *Skarns*. *U.S.Geological Survey Bulletin,* 1930, 61 p.

Wippern, J. 1974. Informe final área de reserva N° 9 "Las Cuevas", Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* (inédito). Buenos Aires.

Zanettini, J. C., 1979. Geología del pórfido cuprífero Campana Mahuida, provincia del Neuquén: *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 34 (3): 224-234.

Zanettini, J. C., 1984. Prospección Mendoza Sur. En informe final proyecto Santa Clara y Mendoza Sur. *Dirección General de Fabricaciones Militares* (inédito), Mendoza.

Zanettini, J. C. y M. A. Carotti, 1993. Yacimientos Metalíferos y Metalogénesis. *12º Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* 4 (1): 485-504.

Zanettini, J. C. M., 1999. El yacimiento ferrífero Hierro Indio, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1547-1552, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO FERRÍFERO HIERRO INDIO, MENDOZA

Juan C. M. Zanettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El yacimiento ferrífero Hierro Indio se halla situado en la sierra de los Chivatos, departamento Malargüe, 55 km al nor-noroeste de la localidad de Malargüe, a una altura media de 2.400 m sobre el nivel del mar. Las coordenadas geográficas del mismo son 34°59' de latitud sur y 69°47' de longitud oeste de Greenwich.

El acceso desde Malargüe se realiza recorriendo 50 km hacia el norte, por la ruta nacional 40, hasta el puente sobre el río Atuel, desde donde se siguen 25 km al noroeste por camino de tierra que pasa por el puesto Canale.

Leyes, reservas y producción

De acuerdo con los datos proporcionados por Rigal (1942) y Elizalde y González Laguinge (1954), las reservas originales posibles del yacimiento se estiman en 400.800 t de mineral, con una ley media de 63% Fe. La producción desde 1953 hasta 1975 fue de 71.000 t de mineral con ley de 40-50% Fe (Angelelli, 1984).

Sistema de explotación

La explotación de los cuerpos mineralizados se realizó a cielo abierto. La labor de explotación del cuerpo mineral 2 tiene 100 m de largo, 25 m de ancho y unos 10 m de profundidad. La correspondiente al cuerpo mineral 3 es de forma irregular, de 65 m de longitud y 3 m de profundidad. La labor del cuerpo mineral 4 alcanza a 135 m de largo, 35 m de ancho y hasta 15 m de profundidad.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y exploración

Este yacimiento es de los más antiguos conocidos en la región ya que los aborígenes utilizaron el mineral de hierro para confeccionar boleadoras, que han sido halladas en la comarca.

Los primeros trabajos de exploración fueron realizados en 1938-39 por la Dirección Nacional de Minería (Rigal, 1942), consistiendo en el relevamiento geológico-topográfico del área, el estudio magnetométrico del sector comprendido entre los cuerpos 1 y 3 y sobre el cuerpo 4 y labores mineras en el cuerpo 2 que comprendieron trincheras transversales a la mineralización y un pique de 25 m de profundidad con una galería transversal de 20 m de longitud en su fondo con el fin de observar el cuerpo mineral en subsuelo, concluyendo con la evaluación económica del depósito.

En 1954 la Dirección General de Fabricaciones Militares efectuó el levantamiento geológico-topográfico, estudio magnetométrico y cubicación del cuerpo mineral 2 (Elizalde y González Laguinge, 1954).

Por convenio con la provincia de Mendoza, en 1981 el mismo organismo llevó a cabo el mapeo geológico-topográfico del área en que se encuentran los cuerpos mineralizados, estudios geofísicos y perforaciones para comprobación de las anomalías magnéticas más intensas (Vendramini y Zanettini, 1982).

El estudio geofísico consistió en el relevamiento magnetométrico del área comprendida entre los cuerpos mine-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

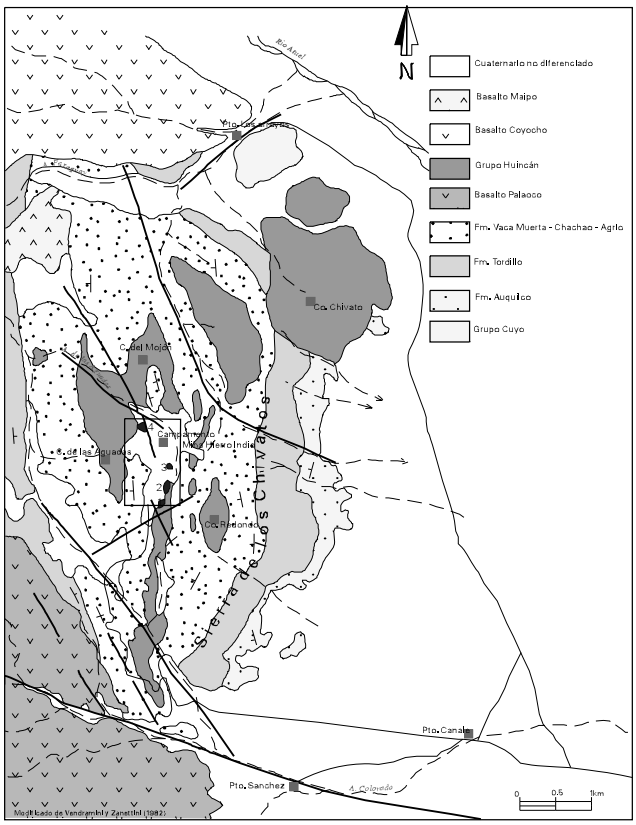


Figura 1. Marco geológico regional.

rales 2 y 4. Se desarrolló sobre 41 líneas de perfil de 350 m de longitud cada una, orientadas en dirección nornoroeste y con separación de 20 m entre ellas, tomándose los valores magnéticos cada 5 m sobre los perfiles.

La medición del módulo del vector total del campo magnético delimitó un sector con anomalías más significativas, de forma envolvente al cuerpo mineral 3. Dentro de dicho sector se realizó un segundo relevamiento midiéndose la componente vertical del campo magnético terrestre, que corroboró la anomalía areal y particularizó ocho máximos anómalos correspondientes a cuerpos de mineral de pequeñas dimensiones y forma irregular. Este trabajo confirmó los estudios realizados por Rigal (1942), que señalaron la discontinuidad de los cuerpos minerales mayores y la existencia de pequeños cuerpos con respuesta magnética en el subsuelo alrededor del número 3.

Sobre las anomalías más promisorias se efectuaron sondeos de exploración, de 30 a 37 m de profundidad, que pusieron en evidencia el dominio casi total de rocas hipabisales en el subsuelo de la zona perforada, conteniendo enclaves de rocas calcáreas. La responsable de la anomalía areal, definida en la medición del campo total, podría ser la abundante cantidad de magnetita diseminada y en venillas que porta el pórfiro andesítico, correspondiendo a cuerpos de mineral solamente los máximos del campo vertical.

PROPIETARIOS

El depósito consta de tres pertenencias que son propiedad de la empresa Carbometal SAIC.

GEOLOGÍA REGIONAL

La comarca donde se sitúa el yacimiento se localiza en el ámbito de la provincia geológica Cordillera Principal (figura 1).

De lo expuesto por Vendramini y Zanettini (1982), a quienes hemos modificado algunos conceptos actualizándolos, surge que las rocas más antiguas aflorantes corresponden al Grupo Cuyo, constituido aquí por conglomerados, areniscas y limolitas marinas que integran las Formaciones El Freno (Hettangiano) y Puesto Araya (Sinemuriano a Bajociano); el mismo se expresa en el sector norte de la región.

En la parte oriental de ésta, con su base oculta, se manifiestan depósitos marinos hipersalinos constituidos por yeso, con calizas subordinadas, de la Formación Auquilco (Oxfordiano superior-Kimmeridgiano inferior). Sobre ella y en discordancia se dispone el Grupo Mendoza, compuesto por conglomerados y areniscas continentales de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano superior-Tithoniano inferior), a la que siguen, sobrepuestas en concordancia, pelitas calcáreas, margas y calizas marinas de las Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio (Tithoniano superior-Hauteriviano).

Las entidades del Jurásico superior y Cretácico inferior se hallan intruidas por pórfiros dioríticos, andesíticos, traquiandesíticos y traquíticos que se asignan al Grupo Huincán (Mioceno superior-Plioceno inferior), los que adoptan la forma de cuerpos subvolcánicos irregulares, diques y filones capa. En el sudoeste y noroeste de la comarca los Basaltos Palaoco (Mioceno medio), Coyocho (Plioceno superior) y Maipo (Pleistoceno superior) cubren discordantemente a las unidades sedimentarias mesozoicas.

Finalmente se encuentran sedimentos coluviales, aluviales y eólicos de reciente y actual deposición.

Las sedimentitas jurásico-cretácicas constituyen un sinclinal. Los sistemas de fallamiento han sido fotointerpretados, destacándose fallas de orientación noroeste y, en menor escala, nordeste.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

En el sector del yacimiento, delimitado por los cerros del Mojón, de las Aguadas y Redondo, se encuentran calizas y pelitas calcáreas del Grupo Mendoza intruidas por magmatitas de composición intermedia, que se incluyen en el Grupo Huincán. Una cubierta aluvial y coluvial se extiende sobre el área enmascarando principalmente su parte central (figura 1).

UNIDADES LITOLÓGICAS

CRETÁCICO

Las Formaciones Vaca Muerta-Chachao, se ponen de manifiesto en afloramientos aislados dispersos en toda el área, cubiertos por sedimentos inconsolidados holocenos e intruidas por las magmatitas del Grupo Huincán. Están compuestas por calizas de color gris mediano a oscuro y subordinadamente pelitas calcáreas color gris claro, dispuestas en bancos delgados a medianos de rumbo 355° e inclinación media de 55°O. En la mitad inferior y sur del cerro de las Aguadas se destacan bancos gruesos constituidos casi totalmente por ostras.

Hacia el pie nororiental del mismo cerro, como también así donde se ubica el cuerpo mineral 3, las calizas se hallan decoloradas y transformadas en calizas cristalinas de grano fino, color blanco, debido a la acción metamorfizante de las hipabisales que penetran a la unidad; las pelitas calcáreas también muestran signos de metamorfismo y la orientación de los componentes otorga fisilidad a estas rocas. En varios sitios se han formado skarns, de los cuales es más notorio e ilustrativo el manifiesto en el cuerpo mineral 4.

Donde es posible observar el contacto con las hipabisales se encuentra pirita diseminada y en venillas dentro de una zona de metamorfismo de contacto y, localmente, en varios afloramientos se presentan venillas de calcita supergénica como relleno de diaclasas. De acuerdo con Rigal (1942), el conjunto contiene restos fósiles de amonites tithonianos en la parte inferior, hallándose hacia arriba *Thurmannia sp*., *Lissonia riveroi* (Lisson), *Pholadomia gigantea* y *Ostrea sp.*, entre otros. La litología y los restos fósiles señalan que las unidades se depositaron en una plataforma marina en el tiempo Tithoniano-Valanginiano.

TERCIARIO

El Grupo Huincán se distribuye en el área constituyendo cuerpos de forma irregular, diques y filones capa que intruyen al Grupo Mendoza.

Está compuesta por variadas rocas hipabisales que corresponden a un mismo ciclo magmático y con los cuales se relaciona el metamorfismo de contacto y el proceso de alteración-mineralización presente en el yacimiento.

Los cuerpos mayores aflorantes en los cerros del Mojón, de las Aguadas y Redondo (figura 2) adoptan formas irregulares, mientras que los filones capas se elongan en sentido norte-sur e inclinan 60°O; los diques atraviesan las estructuras sedimentarias.

En orden de abundancia local, en la unidad se diferencian los siguientes tipos petrológicos:

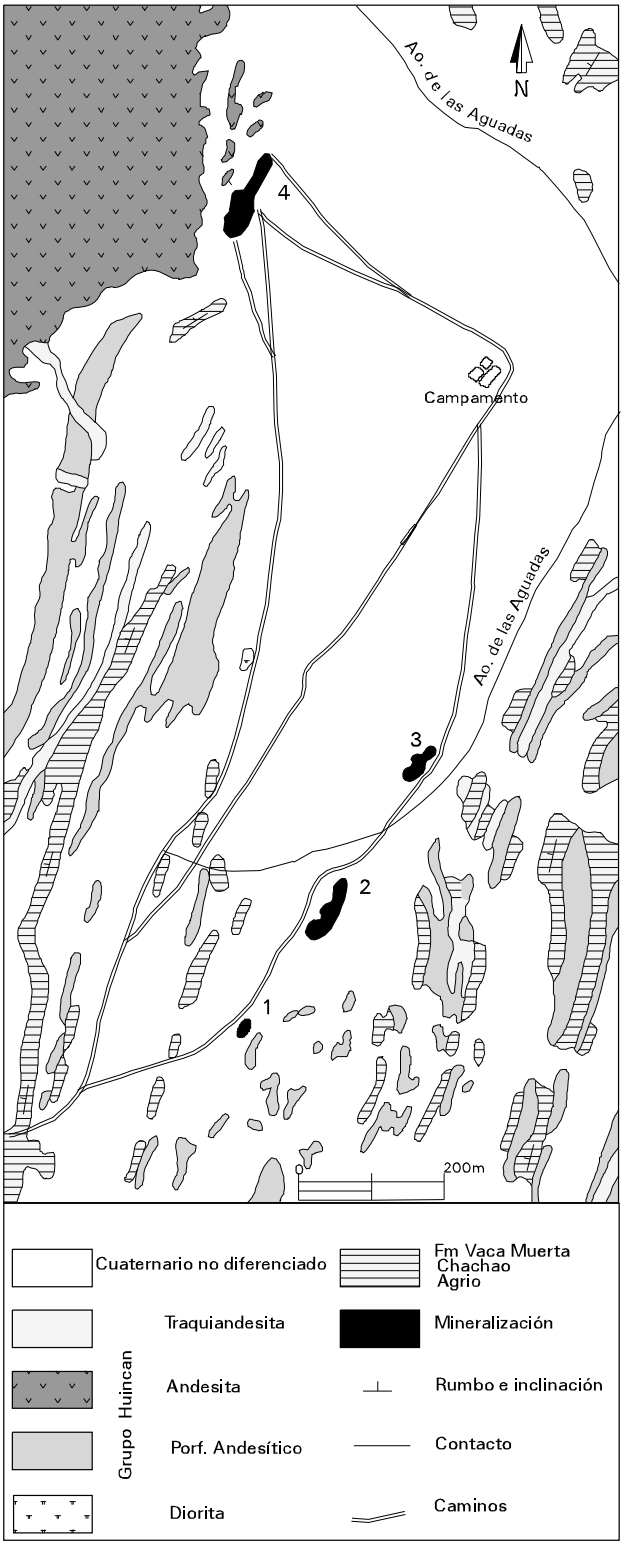


Figura 2. Geología del depósito.

Pórfiro andesítico de estructura porfírica, color gris a blanco con tonalidades verdosas y parduzcas, con fenocristales de hornblenda, escasa pirita y muy escasa calcopirita diseminadas; turmalina, epidoto, cuarzo y carbonato aparecen como relleno de fisuras; localmente contienen xenolitos de andesita.

Andesita de estructura porfírica, de colores gris a blanco con tonalidades verdosa y gris parduzco, con fenocristales de feldespato, hornblenda y augita y escasa pirita dise-

minada. La presencia local de azurita sugiere un bajo contenido de calcopirita.

Traquiandesita de estructura porfírica a granosa mediana, color blanco parduzco, con escasos fenocristales de hornblenda y pirita diseminada.

Diorita de estructura granosa mediana, color gris medio, con fenocristales de hornblenda y escasa diseminación de pirita. Se observa carbonatización de feldespatos y contiene venillas de fluorita incolora.

Las relaciones de campo observadas por Rigal (1942) para estas rocas sugieren la siguiente sucesión: diorita-pórfido andesítico-andesita-traquiandesita. Ellas han sufrido los efectos de procesos hidrotermales, ya que se presentan sericitizadas, argilizadas y carbonatizadas, con venillas de cuarzo, epidoto, turmalina, fluorita y calcita y contienen minerales metálicos. La mineralización de hierro se encuentra vinculada a los pórfiros andesíticos.

Rigal (1942) asigna a la unidad edad miocena superior.

CUATERNARIO

A esta época corresponden sedimentos aluviales y coluviales de reciente y actual deposición, que cubren gran parte del área.

Estructura

Los estratos del conjunto Vaca Muerta-Chachao presentan en general azimut de 350° a 355° en la mitad sur del faldeo este del cerro de las Aguadas, mientras que hacia el norte se arrumban con valores disímiles de 340° y 5° a 10° por efectos deformantes de la intrusión de rocas hipabisales. La inclinación de los bancos sedimentarios es uniforme hacia el oeste, con valores variables entre 45° y 68°; solamente en el cuerpo mineral 3 las calizas recristalizadas se hallan dislocadas inclinando 60°SO con 70° de azimut.

Se observan tres sistemas de fracturación local en los afloramientos minerales. El primero de ellos, de rumbo norte e inclinación vertical, se presenta en el cuerpo mineral 2 con una zona de falla de 2 m de ancho de carácter premineral. Los dos restantes son post-minerales. En el cuerpo mineral 3 una falla de rumbo este e inclinación 35°S afecta tanto a las calizas como a la roca hipabisal. En el cuerpo mineral 4 los metasedimentos del hastial oriental se hallan muy fracturados, por lo que se interpreta una falla de azimut 340° e inclinación 60° al oeste.

Morfología: Los cuerpos minerales

El yacimiento está compuesto por cuatro cuerpos minerales que han sido casi totalmente explotados. De acuerdo con lo que se observa en superficie, corroborado por los estudios magnetométricos, ellos se disponen de manera discontinua. Los numerados por Rigal (1942) como 3, 2 y 1 se alinean en sentido norte-sur, mientras que el 4 se ubica en una posición topográfica más elevada.

Los números 1 y 4 se han emplazado en rocas calcáreas, próximos al contacto de éstas con pórfiro andesítico, y los números 2 y 3 encajan en la roca porfírica y en calcáreos. Los cuatro son de forma irregular, elongándose con escasa extensión en dirección norte a noreste (figura 3).

Cuerpo mineral 1. Es el más austral de los cuerpos minerales, hallándose hoy soterrado. De acuerdo con Bonfils (1972) es de forma elíptica, de 18 m de longitud por 9 m de ancho, constituido por una banco de mineral de hierro y skarn, inclinado el conjunto al oeste; la roca de caja del skarn es un pórfiro andesítico epidotizado y calcitizado.

Cuerpo mineral 2. Se localiza en el extremo sur del valle de las Aguadas, habiendo sido el primero en importancia.

La labor fue abierta sobre pórfiro andesítico y solamente en su extremo sur se observa un skarn que aloja baja cantidad de mineral ferrífero. La roca hipabisal se presenta hidrotermalmente alterada, sobre todo en las paredes este y sur de la labor en las cuales se conservan restos de la mena. En general la roca se encuentra argilizada y, en menor proporción, cloritizada; venas y venillas compuestas por epidoto-calcita-granate (andradita), calcita-epidoto-oligisto y otras de calcita-magnetita, epidoto-pirita y calcita-calcedonia la atraviesan en varias direcciones. Localmente aparecen biotita y menor cantidad de muscovita, actinolita y fluorapatita.

La mena se alojó en el pórfiro andesítico como una masa lentiforme aprovechando, posiblemente, una zona de falla que con rumbo norte e inclinación vertical se observa en la pared sur del pit, introduciéndose también a través de diaclasas formando vetas tabulares y en el contacto intrusivo-calcáreos. En el skarn se observa el reemplazo total y parcial de algunos bancos, conservándose la estratificación original de los calcáreos. Antes de su explotación, la masa de mineral de hierro inclinaba en promedio 40°O, disminuyendo su potencia hacia profundidad (Rigal, 1942; Elizalde y González Laguinge, 1954).

Cuerpo mineral 3. Se encuentra situado en el valle de las Aguadas, presentándose en él calizas recristalizadas de grano fino y color blanco, dispuestas en bancos de 7 a 20 cm de espesor con azimut 70° e inclinación 60° al este; las intruye pórfiro andesítico alterado. La alteración hidrotermal en las calizas consiste en venas de epidoto-calcita, epidoto-calcita-oligisto y epidoto-granate incoloro, encontrándose baja cantidad de magnetita y granate diseminados. Las venas mencionadas se presentan también en el pórfiro andesítico, el cual se observa argilizado, sericitizado, propilitizado y con pirita diseminada.

La mena de hierro contiene pequeños xenolitos de caliza. Ella se emplazó en el pórfiro andesítico y en las calizas a través de diaclasas, planos de estratificación y en la

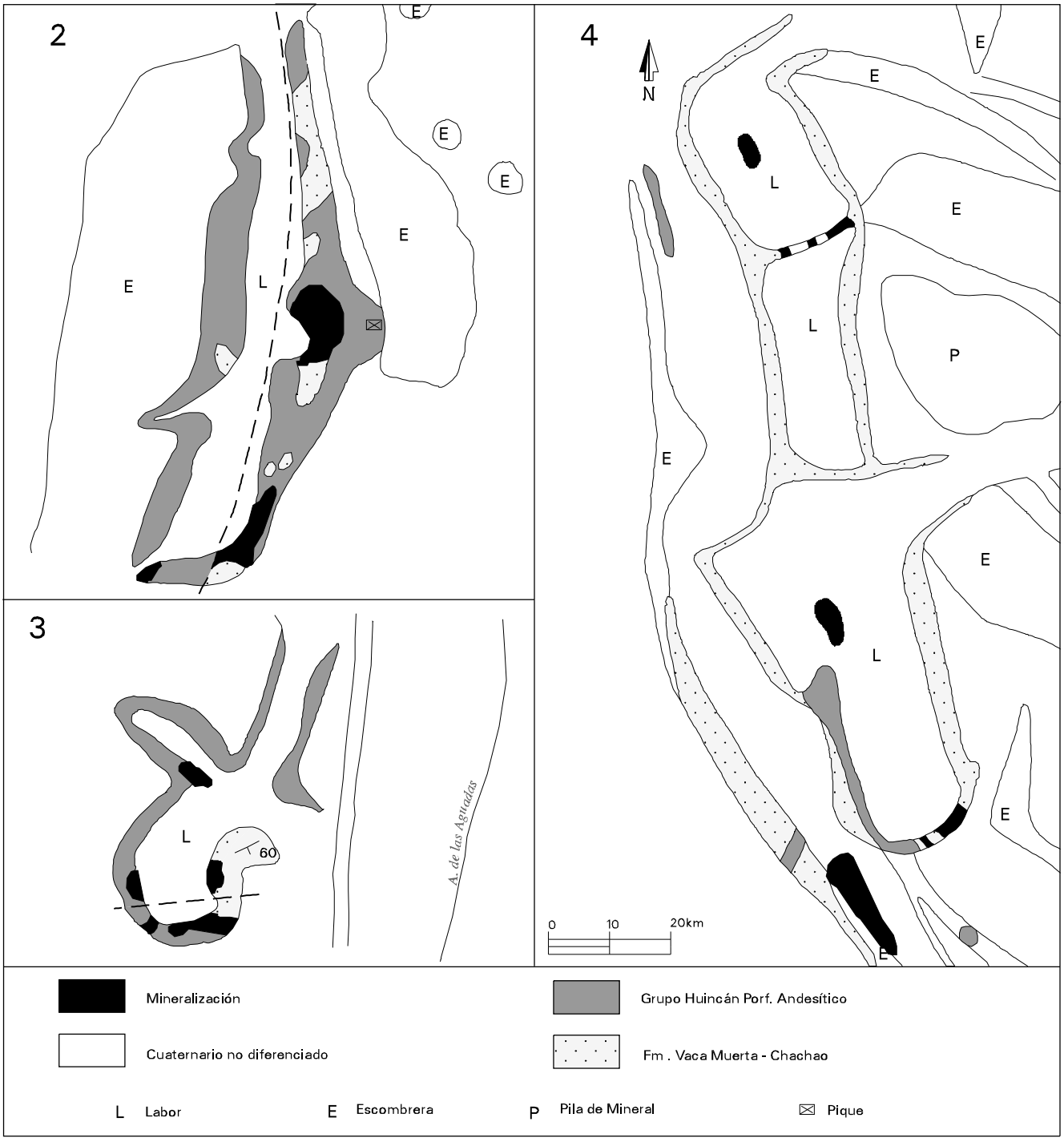


Figura 3. Bosquejo de los cuerpos minerales.

zona de contacto intrusivo-calizas, formando bolsones y vetas tabulares con bordes de epidoto-actinolita-calcita.

Cuerpo mineral 4. Se halla situado en el faldeo nororiental del cerro de las Aguadas, habiendo sido el segundo en importancia económica. En este cuerpo los calcáreos se disponen en bancos delgados a gruesos de azimut 340° e inclinación de 43° al oeste; se encuentran recristalizados por la intrusión de filones capa de pórfiro andesítico, el cual es en partes muy deleznable debido a la alteración meteórica.

Una clara zona de *skarn* se observa entre la mena de hierro y la roca intrusiva. Desde aquella hacia ésta existe una secuencia mineralización-alteración que se puede sintetizar de la siguiente manera: magnetita/magnetita-pirita-epidoto-granate/epidoto-granate-calcita/granate-epidoto-calcita/pórfiro andesítico.

El granate tapiza fracturas y reemplaza totalmente algunos bancos calcáreos, disminuye en cantidad de dentro hacia fuera y se lo encuentra escasamente diseminado en la roca intrusiva. La epidotización es generalizada, como también en venillas, desarrollándose con mayor intensidad en aquellas rocas que fueron lutitas calcáreas intercaladas en las calizas. La calcita se halla independiente en venillas o acompañada por oligisto. Silicificación se manifiesta en forma de ópalo en contacto con el banco principal de mena y como reemplazo de calizas, hallándose además escasa cantidad de fluor-apatita. Epidotización y calcitización se han desarrollado además en la roca hipabisal, la cual se encuentra también argilizada y sericitizada, conteniendo localmente núcleos de calcita rodeados por vesubiana, granate verde y epidoto.

Mineralogía

Minerales primarios. La mena hipogénica de Hierro Indio está formada por magnetita y, de manera subordinada, oligisto, con algunas inclusiones de calcita y granate diseminados. La magnetita es compacta, de grano fino y color gris oscuro. El oligisto es hojoso, color negro y se dispone en venillas atravesando a magnetita y a las rocas granatíferas; se lo encuentra además en la roca encajante como diseminación y en venillas independiente o acompañado por epidoto y calcita. Diseminada en mediana cantidad se presenta pirita en el cuerpo 4.

El mineral ferrífero ocurre en forma de reemplazo total o parcial de bancos calcáreos, como cuerpos lentiformes y en bolsones, habiéndose introducido a través de superficies de estratificación y fracturas, ocupándolas a la vez como cuerpos tabulares de corta longitud.

Minerales secundarios. La mineralización supergénica está constituida por hematita roja y limonitas ocres, como productos característicos de la meteorización de los minerales primarios. Una escasa cantidad de secundarios de cobre (malaquita, azurita, crisocola) sugieren un bajo tenor de calcopirita.

Los análisis químicos realizados por Rigal (1942) y Elizalde y González Laguinge (1954) sobre muestras de mineral del cuerpo 2 y por Vendramini y Zanettini (1982) sobre muestras de testigos de perforación, indican los siguientes tenores:

Ganga silícea: 3,40 a 6,88 %
Hierro total en Fe: 63,05 a 65,00 %
Hierro total en Fe_2O_3: 71,59 a 90,10 %
Hierro en FeO: 7,14 a 16,71 %
Pérdida al fuego, total: 2,01 a 4,38 %
Azufre: 0,05 a 0,21 %
Fósforo: 0,01 a 0,03 %
Titanio: vestigios
Calcio: vestigios
Arsénico: no contiene

MODELO GENÉTICO

Los cuerpos descriptos corresponden a depósitos de *skarn* de hierro vinculados a rocas calcoalcalinas emplazadas en ambiente de arco magmático. Se han originado durante un mismo proceso de metasomatismo de contacto, relacionado a la intrusión de pórfiro andesítico en un conjunto sedimentario de naturaleza calcárea.

La génesis de este tipo de depósito mineral fue discutida por Einaudi *et al.* (1981) y, más recientemente, por Meinert (1992). En síntesis expresan que el origen de la alteración-mineralización es atribuible a la reacción de soluciones hidrotermales con la roca encajante durante la etapa final de emplazamiento de la roca magmática, aunque posteriormente a la fase de metamorfismo de contacto y bajo condiciones de menor temperatura. El proceso metasomático tiene lugar a temperaturas comprendidas entre 800° y 400°, formándose un *exoskarn* controlado por la estratigrafía y la estructura y, localmente, un *endoskarn* en el intrusivo, depositándose magnetita y óxidos y sulfuros asociados. La evolución del *skarn* concluye a baja temperatura por influencia de las aguas meteóricas, ocurriendo una alteración retrógrada del *skarn*, de las rocas metamorfizadas y del intrusivo, con introducción de sílice, carbonatos y sulfuros bajo control estratigráfico y estructural.

BIBLIOGRAFIA

Angelelli, V., Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires,* 1: 1-392, La Plata.

Bonfils, V.H., 1972. Información preliminar sobre los afloramientos Nos. 3 y 4 de la mina Hierro Indio. *Dirección General de Minería de Mendoza,* inédito, Mendoza.

Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology, 75° Anniversary,* 317-391.

Elizalde. C. O. y González Laguinge, H., 1954. Informe geológico-geofísico del yacimiento de magnetita Hierro Indio, departamento San Rafael, provincia de Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 7 pág., inédito, Buenos Aires.

Meinert, L. D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience* Canada, 19(4): 145-162.

Rigal, R., 1942. El yacimiento de magnetita de Hierro Indio y otros menores del departamento San Rafael, provincia de Mendoza. *Boletín de la Dirección de Minas y Geología,* 52, 26 pág., Buenos Aires.

Vendramini, C. H. y Zanettini, J. C. M., 1982. Estudio geológico-geofísico y perforaciones en la mina Hierro Indio y perforaciones en las minas El Kaiser y Buenaventura, provincia de Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 41 pág., inédito, Mendoza.

Centeno, R. y J. Fallet, 1999, Yacimiento de cobre Las Choicas, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1553-1555, Buenos Aires.



YACIMIENTO DE COBRE LAS CHOICAS, MENDOZA

Ricardo Centeno[1] y Juan Fallet[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La mina Las Choicas se sitúa en la alta cordillera, aproximadamente a 3.200 m s.n.m., en la intersección de las coordenadas de 34º54'55'' de latitud sur y 70º16'40'' de longitud oeste.

Dista 490 km de la ciudad de Mendoza, 250 km de San Rafael y 126 km de Malargüe.

Leyes, reservas y producción

La mineralización, según la empresa Abra S.A., está formada principalmente por bornita y calcopirita; presenta leyes de 3 a 4% Cu aproximadamente, y 30 g/t Ag, pudiendo alcanzar a 12-15% Cu en los clavos principales.

Las reservas demostradas, de acuerdo a los trabajos recientemente concluidos por la empresa citada, son 389.700 t, con leyes de 4,27% Cu y 30 g/t Ag.

Estos valores han sido corroborados por los análisis efectuados por la Dirección de Minería e Hidrocarburos sobre muestras orientativas extraídas del yacimiento en estudio (1996).

La única cifra de producción conocida, de los mineros antiguos, data de 1940 y es de 105 t con leyes de 18 a 22% Cu. Las acumulaciones actuales en las canchas de los socavones 2 y 3 tienen leyes variables entre 12 y 17% Cu.

Sistema de explotación

Por los antecedentes conocidos y desarrollados más adelante en el presente informe, el sistema de explotación utilizado es el subterráneo, mediante la construcción de socavones en tres niveles, con labores secundarias que los interconectan.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

De acuerdo a lo informado por Abra S.A., una primera cita sobre la mina Las Choicas aparece en la obra *El libro del cobre y del carbón de piedra en Chile* de B. Vicuña Mackenna (1883: 432).

En la República Argentina, los registros legales indican que el descubrimiento fue realizado en 1875 por los Sres. Manuel Labarca y Tomás Bobadilla y que el primer denuncio de mineral corresponde al ciudadano suizo A. Schatzmann en 1893.

En 1902, The Mining Exploration Company Limited, de origen inglés, constituyó el grupo minero Las Choicas agregando a la mina principal las vetas Atalaya y Choiquitas, a las que posteriormente se sumaron numerosas minas nuevas descubiertas más al sur y al este, en los valles de los arroyos de Las Choicas, el Cobre y el Tordillo.

La explotación se extendió, al parecer, hasta 1929 año en que ya no se cancelaron los cánones mineros.

Entre los años 1937 y 1940 La Cía. Minera Valle Hermoso llevó a cabo las principales explotaciones en las minas enviando a Chile, a lomo de mula, la producción consistente en minerales de alta ley: 20% Cu y 100 a 400 g/t Ag. De esta fecha son las labores subterráneas realizadas en Las Choicas, actualmente derrumbadas e inaccesibles en su

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

[2] *Dirección General de Minería e Hidrocarburos, Mendoza.*

casi totalidad y que de acuerdo a planos antiguos consistían en:

Nivel 1, a la cota 3.107, de aproximadamente 200 m, anegado y con la entrada parcialmente obstruida, posiblemente conectado a labores superiores.

Nivel 2, a la cota 3.142, totalmente derrumbado, se extendía al sur por 190 m en roca sedimentaria calcárea, pasando 6 a 8 m por debajo del Caserón Gloria que, según Angelelli, era un bolsón rico de mineral (50 x 20 x 8 m) ubicado en el contacto entre areniscas calcáreas y un pequeño cuerpo de diorita.

Nivel 3, a la cota 3.170, actualmente derrumbado, de unos 140 m, en roca diorítica, conectándose hacia arriba con los potentes y ricos afloramientos del rajo superior (3.190) y hacia abajo con el Caserón Gloria.

A partir de 1994 inició sus actividades en el área la empresa Cominor completando durante el verano de 1995 un relevamiento geológico del distrito a escala 1:25.000 y del yacimiento principal a escala 1:2.000. Simultáneamente inició la construcción de un camino, desde el kilómetro 11 de la ruta que une Las Leñas con Valle Hermoso, hasta el yacimiento (47 km), y condujo un estudio geofísico (CSAMT – audio magnetotelúrico de fuente controlada) en el entorno de las minas Las Choicas (3.500 m de perfiles) y Atalaya (1.750 m de perfiles), que se completó con 1.000 m de perfiles de polarización inducida en el área de la mina El Burrero.

En abril de 1996 finalizó una campaña de sondajes con aire reverso que totalizó 3.859 m repartidos en 23 sondajes, cuyo objetivo principal fue la investigación de las anomalías geofísicas o posibles cuerpos determinados en Las Choicas y Atalaya.

Propietarios

Todas las propiedades mineras que se detallan se encuentran en estado legal Vigente y, de acuerdo a la Dirección General de la Provincia de Mendoza, pertenecen a Cidef Argentina S. A. (Las Choicas) y ABRA S. A. (Borsuno, Cobrecito y Coloso).

GEOLOGÍA REGIONAL

Estratigrafía

De acuerdo con el informe de Abra S.A., el marco geológico regional está integrado por una secuencia de calizas, areniscas calcáreas y conglomerados (Formación La Manga), yeso (Formación Auquilco), areniscas y conglomerados rojos con intercalaciones locales de lavas (Formación Tordillo) y calcarenitas y calcilutitas (Formación Vaca Muerta) conjunto de formaciones sedimentarias marinas, continentales y volcánicas que se detallan a continuación. La secuencia anterior es cubierta por depósitos no consolidados, principalmente de carácter fluvial, morrénico, coluvial y lacustre.

En la zona norte de esta región afloran cuerpos plutónicos de aproximadamente 50 kilómetros cuadrados. Además se reconocen intrusivos hipabisales, de composición andesítica y diorítica (Grupo Huincan), que atraviesan a casi todas las unidades mesozoicas presentes en el área.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Las rocas de caja del yacimiento están constituidas principalmente por conglomerados, areniscas calcáreas y calizas marinas, pertenecientes a la formación La Manga.

Estas rocas sedimentarias están intruidas por un pequeño cuerpo de pórfiro diorítico de edad eógena (Grupo Huincán), dispuesto subhorizontalmente, caracterizado petrográficamente por abundante plagioclasa, biotita, piroxeno y anfíbol. Aflora a lo largo de 450 m con unos 100 m de ancho máximo y localmente es denominado Diorita Choicas. En las sedimentitas que lo alojan se observa el desarrollo de una delgada zona de metamorfismo de contacto evidenciada por la presencia de anfíboles y granate.

Estructura y morfología

El principal elemento estructural en el área del depósito es un anticlinal con eje de rumbo N20ºE, que pliega suavemente las capas de la Formación La Manga y a cuya geometría se relacionan la intrusión diorítica y el desarrollo de la mineralización.

Existen además varias fallas postminerales que cortan y desplazan el depósito, la más importante de las cuales, de rumbo este-oeste, produjo un desplazamiento descendente del bloque sur del orden de los 50 metros.

El depósito está constituido por un cuerpo mineralizado de 220 m de longitud reconocida y una potencia variable entre 6 y 20 metros. Su rumbo es N20ºE e inclina 50º al oeste, alcanzando una profundidad de 150 m en su extremo sur. Se destaca la presencia de zonas estériles, o débilmente mineralizadas, de hasta 6 m de espesor, que se intercalan entre las franjas de alta ley.

Mineralogía

La mineralización primaria está constituida fundamentalmente por bornita y calcopirita, rodeada por un halo pirítico visible en los bordes y en profundidad. En algunas vetas vecinas se ha observado abundante galena y algo de esfalerita.

La moderada pendiente del terreno y la tectónica de bloques presente, han favorecido el desarrollo de procesos de oxidación que, localmente, profundizan aproximadamente hasta los 20 m desde la superficie. Los principales minerales en esta zona son azurita, malaquita y limonitas, con incipiente desarrollo de calcosina supergénica.

Los minerales de ganga acompañantes son fundamentalmente baritina, siderita, calcita y cuarzo. De estos, los dos primeros son más frecuentes en las partes altas del ya-

cimiento, mientras que calcita y cuarzo predominan en profundidad.

El modo de presentarse la mineralización es a través de grandes y ricos bolsones que se ubican en las proximidades y en el interior de los intrusivos dioríticos. En algunos lugares la mineralización ha sido observada reemplazando a la roca granatizada. De acuerdo a la empresa Abra, hacia abajo los clavos de mineral desaparecerían súbitamente, posiblemente como consecuencia de su mayor distancia a los contactos con la intrusión. La exploración en este marco debería realizarse en el sentido que define el contacto regional entre las rocas mencionadas, más que en profundidad.

La alteración hidrotermal predominante es silicificación que afecta fuertemente a las rocas de caja. También se ha reconocido menor cantidad de clorita y carbonatos fuera de la zona silicificada.

MODELO GENÉTICO

De acuerdo con las descripciones anteriormente expuestas, se ha pensado en un modelo de tipo *skarn* como responsable de la formación del depósito de Las Choicas. Existen numerosos elementos de juicio que apoyan esta tesis que, además, ha sido ya propuesta por otros autores. Efectivamente las rocas de caja calcáreas son intruidas por cuerpos magmáticos que han desarrollado en la zona de contacto depósitos minerales tipo *skarn*.

De acuerdo con Dawson y Kirkham (1996) en la evolución de un *skarn* se pueden reconocer tres principales etapas de evolución: etapa de metamorfismo termal isoquímico, etapa principal de formación de *skarn* de prograd o y etapa de alteración retrógrada acuosa**.**

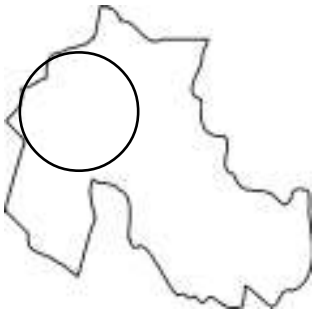
En Las Choicas, se ha producido un proceso similar al descripto aunque no han sido reconocidas todas las etapas mencionadas.

BIBLIOGRAFÍA

Abra S.A., 1997. Informe Geológico Minero del Area Las Choicas-El Guanaco. Inédito. Departamento Malargüe, Mendoza, Argentina.

Dawson, K. M. y R. V. Kirkham, 1996. Skarn Copper en Geology of Canadian Mineral Deposit Types, (Ed.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, and R. I. Thorpe, *Geological Survey of Canada, Geology of Canada,* 8: 460-476.

Coira, B. L., 1999. Potencialidad minera de sistemas megacaldéricos miocenos en Puna Norte. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1557-1567, Buenos Aires.



POTENCIALIDAD MINERA DE SISTEMAS MEGACALDÉRICOS MIOCENOS EN PUNA NORTE

Beatriz L. Coira[1]

INTRODUCCIÓN

Gigantescos centros caldéricos se desarrollaron durante el Mioceno superior (10-6 Ma) en la región de la Puna Norte (22º-24ºS) como resultado de procesos de fusión cortical a gran escala, bajo un régimen de subducción de ángulo creciente iniciado en el Mioceno medio. Ellos forman parte de la provincia ignimbrítica cenozoica de los Andes Centrales, uno de los más voluminosos registros de volcanismo silíceo explosivo a nivel mundial, la que se ha extendido durante el Terciario superior en la región del Altiplano-Puna entre 16º-27ºS. Depósitos epitermales de metales básicos y preciosos, manifestaciones fumarólicas de Sn-Fe y S, depósitos evaporíticos asociados, así como placeres auríferos y estanníferos, se los encuentra frecuentemente asociados a dichos sistemas caldéricos poniendo en evidencia la potencialidad minera de los mismos y planteando la necesidad de analizar los datos existentes sobre sus historias magmáticas evolutivas, sistemas hidrotermales relacionados, características de la mineralización y sus controles, a fin de alcanzar una mayor comprensión de las relaciones existentes entre dicho volcanismo silíceo y los paleosistemas geotermales que se asociaron a ellos, como pautas para futuros planes exploratorios.

Se reconocen en la región de Puna Norte megacalderas, como las de Panizos y Coranzulí, desarrolladas a los 7-6 Ma, Vilama-Coruto que inician su actividad a lo 10,7 Ma, Pairique que lo hace a los 11,2 Ma y una posible caldera de edad miocena media localizada en la depresión de Pozuelos.

Estudios volcanológicos como los realizados en Coranzulí (Seggiaro *et al.*, 1987; Seggiaro, 1994), cerro Panizos (Coira *et al.*, 1987; Ort, 1993) y Vilama (Coira *et al.*, 1996) brindan elementos para el análisis de la evolución magmática, procesos eruptivos y caracteríticas volcano-tectónica de dichos centros. Estos datos junto a estudios mineralógicos y de yacencia de los depósitos minerales, así como de los procesos de alteración hidrotermal asociados, realizados en los centros volcánicos Pairique (Coira, 1990; Seggiaro *et al.*, 1995), Rachaite (Coira, 1978; Coira *et al.*, 1990), Salle (Coira *et al.*, 1984), Chinchillas (Avila *et al.*, 1986; Coira *et al.*, 1993), Pan de Azúcar (Segal, 1980; Caffe,1990), cerro Redondo (Brito y Sureda, 1992), permiten avanzar en el análisis y comprensión magmato-metalogenética de dichos sistemas. Se estima necesario por otra parte realizar dicho análisis dentro del marco evolutivo de los Andes Centrales, confrontando las regiones Puna Norte y Altiplano-Cordillera Oriental (Bolivia) entre las que existen filiaciones metalogenéticas.

ENCUADRE DE LOS CENTROS MEGACALDÉRICOS EN EL MARCO EVOLUTIVO MAGMATO-TECTÓNICO CENOZOICO DE LA PUNA NORTE

El diseño de distribución y características del magmatismo durante el Cenozoico superior en Puna Norte (22º-24ºS) apoyan un modelo de evolución geotectónica para esos tiempos bajo un régimen de subducción de ángulo creciente. Así un período de exiguos a ausentes registros de magmatismo durante el Oligoceno-Mioceno inferior (período de subducción subhorizontal) es seguido por un volcanismo creciente y ampliamente distribuido en el lapso Mioceno medio-superior, el que pasa a concentrarse hacia el oeste (Puna noroccidental-Cordillera Occidental) durante el Plio-

[1] *CONICET. Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería.*

ceno-Reciente, reflejando el incremento sufrido por el ángulo de subducción (Coira *et al.*, 1993).

Durante el Mioceno medio el magmatismo estuvo representado en Puna Norte por pequeños complejos extrusivos dómicos representantes de magmas desgasificados y altamente cristalinos y por sólo un posible sistema caldérico asociado. Mientras tanto en el Altiplano y margen occidental de la Cordillera Oriental (Bolivia) sistemas caldéricos silíceos continuaban su actividad ya iniciada en el Oligoceno superior-Mioceno inferior, como reflejo en esa etapa temprana de una posible astenósfera algo engrosada hacia el margen norte de la zona subducción subhorizontal centrada en Puna Norte. Un importante episodio compresivo, acompañado de engrosamiento cortical, así como de un paulatino e importante incremento en el ángulo de subducción dominó en Puna Norte durante el Mioceno medio.

En el Mioceno superior (10-6 Ma) el voluminoso volcanismo ignimbrítico al que se asoció la formación de los centros megacaldéricos, alcanzó su más amplia distribución en la Puna Norte, extendiéndose a lo largo del Altiplano y flanco occidental de la Cordillera Oriental, como reflejo de importantes procesos de fusión que tuvieron lugar como resultado del engrosamiento de la cuña astenosférica debajo de una litósfera hidratada, bajo un régimen de subducción de ángulo creciente de la placa de Nazca.

CENTROS IGNIMBRÍTICOS MIOCÉNICOS DE PUNA NORTE

Dentro de las calderas de singulares dimensiones reconocidas en la región de Puna (22º-24ºS) se encuentran las de Panizos y Coranzulí desarrolladas a los 7-6 Ma, Vilama-Coruto que inician su actividad a lo 10,7 Ma, Pairique a los 11,2 Ma y una posible caldera en la depresión de Pozuelos de edad miocena media (14?-12 Ma) (figura 1).

Corresponden a calderas de frecuente estructura anidada, con diámetros de hasta 60 km y volúmenes ignimbríticos emitidos que llegan a alcanzar los 650 kilómetros cúbicos.

Las ignimbritas que se asocian se caracterizan por su filiación calco-alcalina ricos en K y su composición dacítica con 65-70% SiO_2 y contenidos de 3,4-4,8% K_2O. Corresponden en general a flujos piroclásticos ricos en cristales (hasta 50%), moderados en pómez no expandidos, muy cristalinos y pobres en fragmentos líticos. Están caracterizados por asociaciones de cristaloclastos representadas por plagioclasa, cuarzo, biotita y óxidos de Fe-Ti. Sanidina, hipersteno, hornblenda y clinopiroxeno tienen menor representación. Apatita, zircón y allanita constituyen las fases accesorias más comunes.

Muestran una conspicua homogeneidad composicional, reflejo de su erupción desde cámaras magmáticas no zonadas. Sus fases minerales en equilibrio indican para sus magmas dacíticos temperaturas de 670-840 ºC, altas fO_2 y altos contenidos en agua (7,5-10%). Sus características petrológicas sugieren que los procesos de fusión a gran escala que las originaron tuvieron lugar a niveles medios de la corteza y sus erupciones se produjeron desde cámaras magmáticas superficiales.

Las condiciones de emplazamiento de dichos centros caldéricos han estado controladas por extensión local, bajo el régimen de colapso compresional a que estuvo sometido en esos tiempos el segmento andino en consideración.

La carencia en general de estructura de los depósitos ignimbríticos asociados, con ausencia de variaciones texturales significativas, usualmente sin registros de tobas de caída, indican que los mismos han sido resultado de la emisión de columnas eruptivas de alto reducido, generalmente estables, con escasos episodios de colapso, fuertemente controladas por la alta densidad de sus magmas, ricos en cristales. Ellos han sido depositados a partir de flujos piroclásticos compuestos en general por un cuerpo denso y una cabeza eficientemente fluidificada.

Distintos mecanismos de subsidencia pueden ser inferidos en la evolución de dichos centros, reconociéndose calderas tipo downsag, como las asociadas a la emisión de la Ignimbrita Vilama o de la unidad inferior de la Ignimbrita Panizos (Ort, 1993). Ellas están asociadas a regímenes de baja descarga, generalmente vinculadas a facies magmáticas de alta viscosidad. Mientras tanto las calderas de colapso se vinculan a sistemas de alta descarga, como en el caso de la caldera Coruto (Coira *et al.*, 1996), Pairique (Seggiaro *et al.*, 1995) o Panizos en su etapa tardía (Ort, 1993).

Procesos de resurgencia magmática post-colapso constituyen una característica distintiva en la evolución de la mayoría de las calderas mencionadas (Ej: Vilama, Panizos). A dicha resurgencia se asocian procesos de domamiento que afectan a los depósitos piroclásticos previos, así como emisiones lávicas controladas por fracturación anular y radial, asociadas con etapas previas de colapso.

DEPÓSITOS MINERALES ASOCIADOS

Se han implantado sistemas geotermales y fumarólicos responsables de mineralizaciones en los centros megacaldéricos en sus etapas póstumas, como así también ulteriores episodios de reactivación geotermal han aprovechado para la circulación sus estructuras y litologías más favorables, produciendo depósitos minerales fuertemente controlados por ellas.

Se considera de interés en la búsqueda de guías exploratorias para dichos depósitos el análisis particular de los principales centros ignimbríticos de la región, a fin de evaluar en ellos la relación entre los eventos metalogenéticos y magmáticos, controles de la mineralización y posibles tipologías de depósitos minerales alojados en ellos.

DEPRESIÓN DE POZUELOS

Secuencias piroclásticas representadas por ignimbritas, depósitos de caída, oleadas piroclásticas (surges) y depósitos volcaniclásticos con una edad mínima 14 Ma aflorantes en el centro y sector sur de la Depresión de Pozuelos, junto a complejos dómicos dacíticos como los de cerro Re-

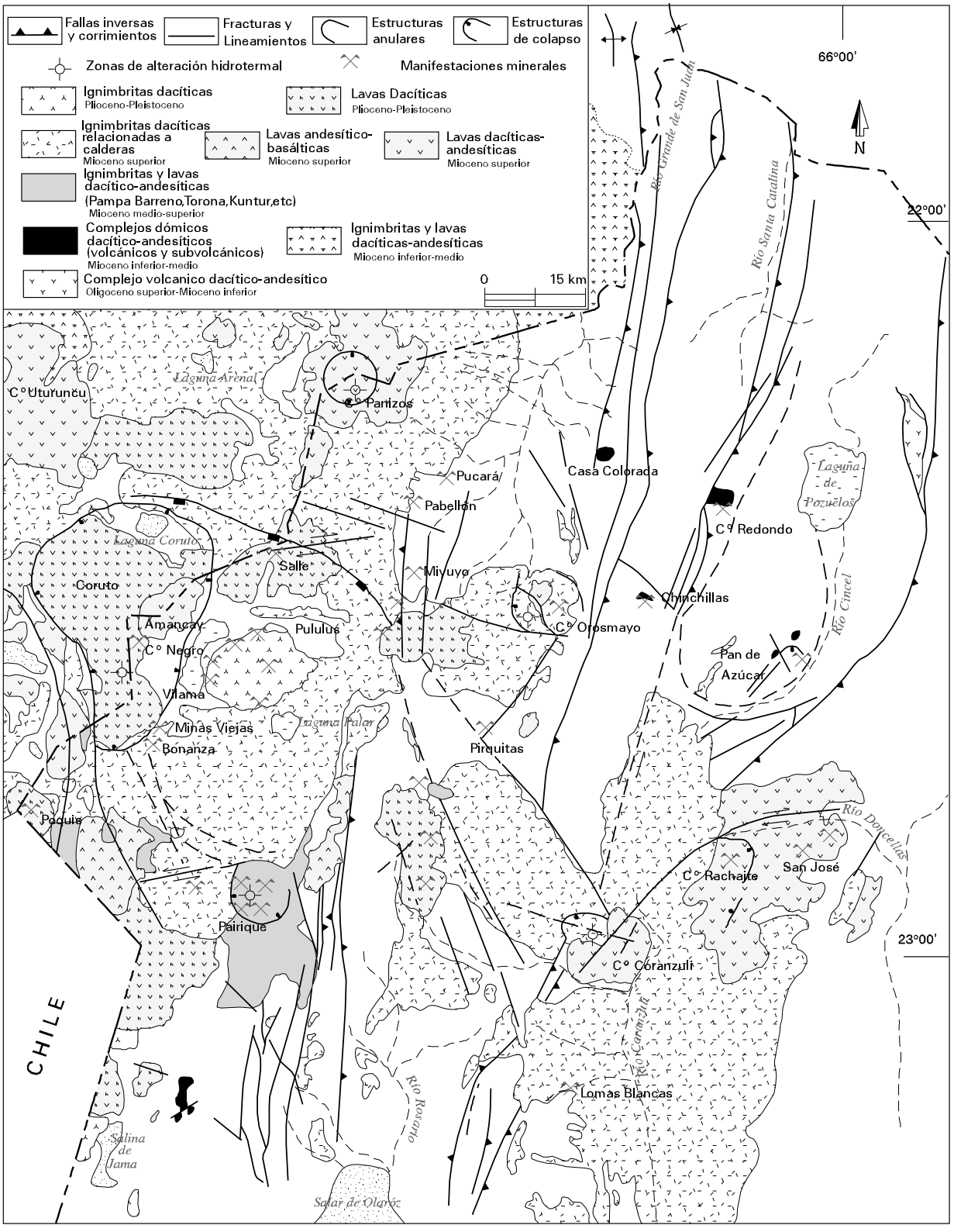


Figura 1. Volcanismo megacaldérico Terciario superior y manifestaciones minerales asociadas.

dondo y Pan de Azúcar (12 Ma), controlados por fallamiento extensional de rumbo noroeste-sureste y oestenoroeste-norte-sur en parte anular, testimonian episodios volcánicos explosivos en dicha depresión, sucedidos por la extrusión de complejos dómicos hacia el final de dicho ciclo evolutivo. La identificación de estructuras anulares como la seguida por el río Cincel e interferida al oeste por fracturación norte-sur en el borde de la Sierra de Rinconada, así como

fracturas coincidentes con la deflexión de Quichagua-Cochinoca señalan la posibilidad de que las mismas reflejen la existencia de una estructura caldérica de gran dimensión localizada en el interior de dicha depresión, a la que se habrían vinculado los registros volcánicos de referencia. Este modelo cuenta con ciertas evidencias geofísicas como anomalías aeromagnéticas reconocidas en dicho sector por Chernicoff *et al.* (1996) y debe ser testeado con mayor información de subsuelo.

Los complejos volcánicos dómicos dacíticos posiblemente relacionados al sistema megacaldérico postulado son generalmente de pequeño volumen y representan magmas altamente cristalizados y desgasificados. Ellos han sido extruídos en varios episodios intermitentes peleanos y vulcanianos. Sus fases explosivas han estado fuertemente controladas por la introducción de agua externa al sistema magmático produciendo fragmentación del magma y apertura del sistema. Detalles de estos complejos volcánicos dómicos han sido considerados en extenso por Caffe y Coira (en este volumen).

Depósitos minerales de metales básicos ricos en Ag, de baja sulfuración y del tipo vena se asocian a ellos como es el caso del yacimiento (Ag-Zn-Pb) Pan de Azúcar (ver Segal y Caffe, este volumen) y del prospecto minero de cerro Redondo (Au-Ag, Zn-Pb-Cu), este último con importantes procesos de brechamiento asociados y con una significativa participación de boro reflejada en la presencia de turmalina asociada a cuarzo en la etapa metalizante de mayor temperatura del sistema (ver Caffe y Coira, página 1569).

CALDERA DE PAIRIQUE

Este Complejo volcánico comenzó su actividad a los 11 Ma con la emisión de lavas y brechas dacíticas (Complejo Viejo) las que conforman actualmente gran parte de un bajo morfológico de ~45 kilómetros cuadrados. A continuación tuvo lugar una etapa pliniana con la erupción de flujos ignimbríticos dacíticos acompañada por el desarrollo de una estructura de colapso (Seggiaro *et al.*, 1995).

Emisiones lávicas dacíticas post-colapso fueron controladas parcialmente por estructuras anulares previas y conforman parte del alto topográfico que margina por el norte y oeste a la depresión de Pairique, así como el cerro Pairique Chico.

Procesos de alteración hidrotermal y mineralización (Sn, Au) han sido reconocidos asociados a este Complejo volcánico (Coira, 1990). Así las lavas y brechas dacíticas iniciales se encuentran fuertemente hidrotermalizadas: sericitizadas, silicificadas y argilitizadas en el sector central de la depresión, con un halo propilítico marginal. Dentro de dicho sector hidrotermalizado se han detectado anomalías de Bi (20-40 ppm), Ag 2-5 g/t, Sn (200-250 ppm).

A lo largo de estructuras noreste-suroeste localizadas en la porción norte del cerro Pairique Chico se reconocen fajas argilitizadas a las que se asocian stockworks de limonitas-goethitas, así como hacia sus zonas centrales cuerpos lenticulares de cuarzo marginados por agregados de sericita-cuarzo con diseminación de pirita-Au. Anomalías de Sn (500 ppm), Au 0,1 g/t, Bi (60 ppm) se asocian por otra parte a estructuras silicificadas de rumbo aproximado este-oeste.

Las dacitas post-colapso suelen alojar casiterita coloforme a la que se asocian ópalo, cuarzo y especularita a lo largo de sus planos de flujo y de diaclasamiento. Así también presentan anomalías de Au (0,1 g/t) y Bi (50-60 ppm) junto a las de estaño.

COMPLEJO CALDÉRICO VILAMA-CORUTO

Constituye un sistema caldérico anidado de excepcionales dimensiones (60x40 km de diámetro) el que se ha desarrollado durante el lapso 8,9-2 Ma a lo largo de 3 ciclos principales.

Durante el primer ciclo (8,9 Ma) tuvo lugar un conspicuo evento pliniano al que se asoció la emisión de una sucesión de flujos piroclásticos pumíceos dacíticos (Ignimbrita Granada), los que cubrieron un área de cerca de 950 km^2 con espesores de hasta 200 metros. A este evento se habría asociado el desarrollo de una caldera de tipo *trap-door*.

A los 8,5 Ma se produjo la erupción dacítica de la Ignimbrita Vilama, acompañada de una estructura de hundimiento del tipo *down-sag*. Este ciclo finalizó con procesos post-colapso de resurgencia magmática evidenciados en notorias estructuras de domamiento y con la efusión de lavas dacíticas siguiendo estructuras anulares previas.

El tercer ciclo involucró la erupción de la Ignimbrita Bonanza (6,2 Ma) y la formación de la caldera de colapso Coruto de 40x20 km de diámetro, anidada en la megacaldera Vilama (65x40km de diámetro) desarrollada en las etapas previas. Volcanismo ignimbrítico y lávico post colapso marcó el final de este ciclo junto a procesos geotermales.

Depósitos minerales, como los reconocidos dentro del complejo caldérico con fuerte control estructural y/o litológico, ponen de manifiesto la importancia que han tenido los sistemas geotermales mineralizantes en el mismo. Ejemplo de ello son:

Prospecto minero Cerro Colla (Minas Viejas-Bonanza)

Se localiza en cercanías a los márgenes de las calderas Coruto y Vilama, en el faldeo oriental del cerro Tinte y consiste en manifestaciones epitermales polimetálicas ricas en Ag (Ag-Zn-Pb-Cu) de tipo vena abierta, fuente termal (*hot spring*) y en parte de tipo reemplazo y diseminado, alojadas en sedimentos con participación carbonática del Grupo Salta, así como en depósitos ignimbríticos asignables al 1º ciclo del complejo caldérico Vilama. Las mismas están controladas por fracturas de rumbo noroeste-sureste, este-oeste y noreste-suroeste, sistema de fracturación que delimitan por otra parte un área deprimida fuertemente hidrotermalizada de aproximadamente 10 km^2 en la que se alojan la mayoría de ellas.

Dentro de este prospecto existen labores mineras de escaso desarrollo como las de mina Bonanza y minas Viejas, con antecedentes de reducida explotación, desarrolladas en 1940.

En mina Bonanza se han identificado vetas de rumbo este-oeste y noroeste-sureste subverticales con potencia de hasta 1 m, las que se extienden en forma discontinua más de 1 kilómetro. Ellas son portadoras de galena rica en Ag, esfalerita, greenockita, argentita, estibnita, pirita, calcopirita, covelina, en gangas de cuarzo, baritina y carbonatos. Estas manifestaciones vetiformes se encuentran emplazadas dentro de un área fuertemente hidrotermalizada, argilitizada-silicificada, en la que se han identificado brechas hidrotermales (con anomalías de hasta 460 g/t Ag, 8% Sb, 0,2% Cu, 0,01% Zn) y zonas craqueladas, silicificadas, sericitizadas, con parcial reemplazo carbonático, limonitizadas y acompañadas en algunos casos por baritina. Entre mina Bonanza y Minas Viejas se extiende un área fuertemente hidrotermalizada, argilitizada-silicificada, en la que se han reconocido sectores microbrechados con cuarzo-estibnita, baritina y anomalias de 0,1-0,2 g/t Au.

En Minas Viejas, dentro de un sector microfracturado, argilitizado y silicificado, se disponen vetas de psilomelano y wad con valores de hasta 26% Mn; 1,6% Pb; 4,4% Zn; 1,6% Cu y 170 g/t Ag. Se reconocen también en dicho sector fajas brechadas con diseminación con valores anómalos de: 3,1% Pb, 1% Zn, 0,07% Cu, 70-100 g/t Ag, 2,5% Mn (Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos, 1990, Jujuy).

Depósito epitermal de baja sulfuración (Sb,As,Sn,Zn) (Au-Ag) del cerro Salle

La brecha hidrotermal del cerro Salle portadora de mineralización de Sb, As, Sn, Zn (Ag-Au) se aloja en el Complejo volcánico andesítico-dacítico, post-colapso, de los cerros Panizos, Alcoak, Salle, el que margina por el norte a la depresión de la laguna Vilama-Pululus y cuyo emplazamiento estuvo controlado por estructuras de colapso previas (Coira *et al.*, 1996).

El área hidrotermalizada y mineralizada fue prospectada en 1970 por el Plan NOA I y evaluada por la Secretaría de Minería de la Nación y la Dirección Provincial de Minería de Jujuy en 1982. Coira *et al.* (1984) definieron aspectos genéticos y asociaciones minerales del depósito. La Dirección General de Fabricaciones Militares continuó en 1991, con sus estudios delimitando áreas prospectivas sobre bases geoquímicas en dicho sector.

El núcleo del complejo volcánico, parcialmente denudado, corresponde a un área hidrotermalizada y dislocada en la que se han identificado zonas de descarga de paleosistemas geotermales, dentro de las que cobra particular importancia la brecha de referencia (Coira *et al.*, 1984). La alteración hidrotermal de la zona de blanqueo es silíceaargílica en los niveles superiores, pobremente erosionados del sistema y se encuentra envuelta por un halo propilítico. Descendiendo en la secuencia y marginando a la brecha hidrotermal mineralizada la alteración está caracterizada por la asociación illita-sericita y sílice.

El cuerpo de brecha, de forma elongada (200x 60 m), emplazado según fracturación de rumbo nornoreste-sursuroeste, esta compuesto en su mayoría por fragmentos subangulares a subredondeados de lavas dacíticas del complejo, presenta alta porosidad y esta cementada por cuarzo y adularia a los que se asocia la mineralización. Esta última está representada por: pirita, marcasita, melnicovita, arsenopirita, antimonita, berthierita, rodoestanita (con 11,05% Ag), blenda, casiterita y oro, así como anomalías en Tl (Brodkorb y Coira, 1986). Halos geoquímicos con valores anómalos en Ag 20-400 g/t y Au 0,2-0,5 g/t englobando a los cuerpos de brecha, han sido determinados como resultado de la prospección geoquímica, llevada a cabo por la Dirección General de Fabricaciones Militares (1991) en áreas hidrotermalizadas del Complejo volcánico.

Las caracteríticas estructurales, paragénesis mineral y tipo de alteración hidrotermal de la brecha del cerro Salle permite circunscribirla al "horizonte de metales preciosos" por encima del nivel de ebullición, de acuerdo al modelo deposicional de fuentes termales de Buchanan (1981).

La preservación de zonas de descarga superficial del sistema geotermal dentro del área hidrotermalizada permite postular la posible existencia en profundidad de otros cuerpos de brecha portadores de mineralización (Coira *et al.*, 1984).

Manifestaciones de estaño del cerro Negro-Caucani

Manifestaciones aluvionales de estaño (Caucani, Santa Bárbara y Mina Constancia) han sido registradas en las inmediaciones de los centros lávicos dacíticos Caucani y cerro Negro, Sgrosso (1935) y Alhfeld (1948) mencionaron en ellas la presencia de casiterita, en su variedad estaño madera. La extracción de concentrados de casiterita alcanzó las 10 t en los aluviones de Caucani-Solterío (1947), llegando a algunas toneladas de un concentrado con 70% Sn.

Posteriormente, Coira (1983) y Coira *et al*, (1984) reconoció la existencia de anomalías de Sn, Sb, Bi, Ag y Au en flujos ignimbríticos y lávicos próximos a dichos aluviones estanníferos indicando así una posible fuente de proveniencia para los mismos.

Se realizaron análisis geoquímicos de las rocas alojantes en ambos sectores, determinándose en las lavas dómicas del cerro Negro anomalías en Sn (175 ppm), Sb (20 ppm) y en las coladas dacíticas de la plataforma del Caucani valores anómalos en Sb: 35 ppm y Au 1,2 gramos por toneladas. Por otra parte los niveles ignimbríticos arrojaron valores de 150-225 ppm Sn; 27-30 ppm Sb y 0,4-0,1 g/t de Au (Coira *et al.*, 1982).

Depósitos fumarólicos de estaño y hierro asociados a la Ignimbrita Pululus

Se reconocen seis manifestaciones de Sn-Fe dentro de las unidades de flujo piroclástico de la Ignimbrita Pululus, destacándose dentro de ellas Pululus y Colpitayoc, depósitos ya citados por Sgrosso (1935) y Ahlfeld (1948). Existen labores de exploración con una profundidad de 40 m de las que se extrajeron algunas toneladas del mineral.

	Ma	MIGRACIÓN MAGMATISMO HACIA OESTE		FASES DIASTRÓFICAS	FASES MINERALES	PANIZOS CALDERA	MINERALIZACIÓN	CORANZULI-RACHAITE CALDERA	MINERALIZACIÓN	PAIRIQUE CALDERA	MINERALIZACIÓN	VILAMACORUTO CALDERA	MINERALIZACIÓN
CUATERNARIO		ESCASOS CENTROS RETROARCO	I I I I I										
				DIAGUITA									
PLIOCENO		CONTINUA INCREMENTO ANGULO MIGRACIÓN DE MAGMATISMO AL OESTE	I I I I I I I		EVENTO MINERALI-ZANTE							3º Ciclo Ig. Pululus Lavas Zapaleri Lavas Campanario Lavas Tinte 3.7 San Pedro Granada-Caucani lavas	Sn exhalativo Azufre nativo Vetas Epitermales metales básicos ricos Ag-Au
	5,3	ANGOSTAMIENTO ARCO											
M		MAGMATISMO EXPANDIDO	I I I I I		EVENTO MINERALI-ZANTE	Panizos Lava 6.2 Ig. Panizos 6.8 Ig. Ciénago 7.87		Dacita Coranzulí 6.7 Fm. L. Blancas 6.9 Fm. Zapaleri 10+2 Fm. Vicuñahuasi 8	Boratos Fuentes termales (Sb-As-Au Bi) Epitermales polimetálicos básicos ricos Ag	Basalto -Río Rosario Lavas dacíticas superiores Ig. Pairique Chico	Sn exhalativo Bi, Sn, Au Sistema epitermal	Ig. Bonanza 6.2 2º Ciclo Lavas Morado 6.7 Bayo 7.5-Ig. Zapaleri Ig. Salle-C. Grande 8.3 Ig Vilama-Capaderos 8.5 1º Ciclo Ig. Granados 10.1-9.8	Vetas epitermales metales básicos ricos Ag-Au
I		ENGROSAMIENTO CORTICAL											
	10			QUECHUA									
O		CORTICAL FUSIÓN CORTICAL TEMPRANA	I I I I I		EVENTO MINERALI-ZANTE TEMPRANO	Toba Cusi-Cusi 12.4				Complejo Viejo 11.2	Bi, Sn anomalías	Pórfiro Poquis 12 Pirquitas	Vetas Sb-Sn-Ag Vetas-stockwork polimetálicos Sn-Ag
C													
	15	INCREMENTO INICIAL ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN											
E				PEHUENCHE									
	20												
N													
O	23.7												
OLIGOCENO	36.6												

Tabla 1a.

El estaño se halla en estas manifestaciones en forma de casiterita fibrosa, botroidal y espinosa roja parda y negra, a las que se asocian hematita y angelellita (Ramdohr *et al.*, 1959). Existen numerosas fisuras en la ignimbrita de unos pocos milímetros cubiertas por películas muy delgadas de casiterita a la que se suele asociar hematita, excepcionalmente se han hallado espinas de casiterita en superficie.

Área prospectiva del cerro Negro-Mina Amancay

Corresponde a un sector hidrotermalizado que se emplaza en el interior de la caldera Coruto en su porción centro-oriental, el que afecta a secuencia de lavas andesíticas-dacíticas post-colapso y al que se asocian anomalías en Ag, Pb, Zn, As, Mn. Se ha comprobado dentro del mismo la presencia de manifestaciones de azufre (Mina Amancay), así como identificado brechas hidrotermales moderada a intensamente silicificadas y argilitizadas con presencia de alunita en las que se diseminan sulfuros y sulfosales.

Manifestaciones de S en los cerros Tinte, Niño-Coyamboy y Zapaleri

Estas manifestaciones de reducidas dimensiones se alojan dentro de áreas argilitizadas-silicificadas de dichos complejos lávicos post-colapso plio-pleistocenos.

	Ma	MIGRACIÓN MAGMATISMO HACIA OESTE		FASES DIASTRÓFICAS	FASES MINERALES	POZUELOS	MINERALIZACIÓN	MIGRACIÓN HACIA EL OESTE MAGMATISMO		FACIES MINERALES	ALTIPLANO BOLIVIANO		CORDILLERA ORIENTAL	
CUATERNARIO		ESCASOS CENTROS RETROARCO									Ignimbritas (SO) 1.7-1.9	S, Mn, Fe Exhalativo		
				DIAGUITA										
PLIOCENO	5,3	CONTINUA INCREMENTO ANGULO MIGRACIÓN DE MAGMATISMO AL OESTE ANGOSTAMIENTO ARCO			EVENTO MINERALI-ZANTE			MIGRACIÓN HACIA OESTE MAGMATISMO ESTRECHAMIENTO ARCO MAGMÁTICO			O Ig. Cachi 3.2	Venas Estaaño madera antimonita, Ag roosvelita	*VK Ignimbritas 5.2	Antimonio, Ag venas
M I O	10	MAGMATISMO EXPANDIDO ENGROSAMIENTO CORTICAL			EVENTO MINERALI-ZANTE			DISPERSIÓN MAGMATISMO ENGROSAMIENTO CORTICAL			Ig. Carcote 5.6 Buena Vista 6	Pb, Zn, Ag, Sb vetas epitermales polimetálica	Ig. Morococala 6.5 8.4 Los Frailes 5-8 *Cerro Villacollu Ig. Chiuchata 8.9 Porco 8.6	Sn, Ag, (As, W, Pb, Zn, Sb, Bi) epitermales polimetálicos
				QUECHUA										
C E	15	CORTICAL FUSIÓN CORTICAL TEMPRANA INCREMENTO INICIAL ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN			EVENTO MINERALI-ZANTE TEMPRANO	Complejos dómicos: Cerro Redondo 11.6 Pan de Azúcar 12-13 Chinchillas 13 Tobas Fm. Sijes	Vetas epitermales Ag (Au) metales básicos	REGIMEN SUBDUCCIÓN ANGULO CRECIENTE		EVENTO MINERALIZACIÓN PRINCIPAL	Ig. Quintana 10.2 Urruputunco 10.8 La Joya 15 Ma F.QUECHUA SUP. F. Chocaya 14.6-15.2 (Morokho-Bonete)	Pb, Zn, Ag, Sb, Bi, Au vetas epitermales polimetálicas Pb, Zn, Ag, Sb Bi, Au vetas epitermales polimetálicas	Carguaycollo 10.6 Ig. Anaruyo Ig. Coroma 12.4 Chocaya 12.2-14 Potosí 11.7-13.5 Tatasi 13.4-15.4 Ig. Larco 16	Sn, Ag, (As, W, Pb, Zn, Sb, Bi) Vetas epitermales polimetálicas
				PEHUENCHE										
N O	20 23.7					Fm. Moreta 20-28		FUSIÓN CORTICAL TEMPRANA INCREMENTO INICIAL ZONA SUBDUCCIÓN		EVENTO MINERALI-ZACIÓN TEMPRANA	Lavas Rondal 21 22.9		Dacita Tupiza 22.7 Colquechaca 21 Kari-Kari 24	Sn, W. Bi Zn, Pb, Sb Vetas epitermales polimetálicas
OLIGOCENO	36.6													

Tabla 1b.

COMPLEJO CALDÉRICO CORANZULÍ

La actividad volcánica de este complejo se inició con la construcción del estratovolcán Rachaite (8-9 Ma), lávico-piroclástico de composición andesítica-dacítica con exiguos niveles de andesitas basálticas. Las etapas subsiguientes esencialmente plinianas estuvieron representadas por la erupción de 3 unidades ignimbríticas principales de composición dacítica las que totalizaron un volumen que excede los 650 km^2 (Seggiaro, 1994). La estructura de colapso caldérica resultante, de 5 km de diámetro, estuvo asociada al tercer pulso ignimbrítico. Se registró una etapa final de resurgencia magmática representada por la emisión de lavas dacíticas, las que ocupando la depresión caldérica ocultan parcialmente la misma

En el edificio volcánico central Rachaite, representante de la etapa inicial del Complejo, se emplaza en su núcleo hidrotermalizado, un depósito epitermal de metales básicos, rico en Ag (mina Chocaya), controlado por fracturación norte-sur, nornoroeste-sursureste y noreste-suroeste. La mineralización se aloja en una zona argílica-sericítica-silícea en forma de vetas, vetillas y diseminada conformando un típico stockwork (Coira *et al.,* 1990). La mineralización está representada por esfalerita, greenockita, galena, tetraedrita argentífera y bournonita, sulfosales de Pb, plata nativa, pirargirita, polibasita y pirita (Coira *et al.*, op cit.).

se reconocen en el área fajas de silicificación según estructuras noroeste-sureste y noreste-suroeste a las que se suelen asociar brechas hidrotermales.

En la sección superior del edificio se observan sinters silíceos asociados a brechas con anomalías de Sb y Ag, representantes de las zonas de descarga de fuentes termales.

En zonas marginales del edificio volcánico han sido reconocidas manifestaciones de ópalo-calcedonia a manera de brechas con anomalías de As, Sb, Mn, Au, las que fueron parcialmente explotadas en 1950 (minas San José y Doncellas, así como depósitos de Fe-Mn como minas Pabelloncito e Iral).

Mina Doncellas comprende: a) depósitos termales con Sb-Mn-ópalo cementando depósitos aluviales cuaternarios, b) manifestaciones asociadas a estructuras N60ºE alojadas en rocas piroclásticas y (Formación Doncellas y Formación Vicuñahuasi, Coira, 1979) con anomalías de As (20-300 ppm), Sb>200 ppm, Au>0,18 g/t, antimonita, estibiconita, calcedonia, c) brechas fuertemente silicificadas asociadas a niveles piroclásticos gruesos a los que cementa regflejando niveles de circulación y precipitación de los paleosistemas geotermales actuantes (Español, 1993).

Mina San José representa por otra parte manifestaciones de Mn asociados a depósitos de surge representantes de procesos hidromagmáticos en el sistema.

Minas Iral y Pabelloncito corresponden a depósitos de Mn y menor Fe (psilomelano y/o criptomelano con escasa participación de oxidados de hierro) ubicados en el extremo nororiental del estratovolcán, los que conforman niveles subparalelos de aspecto venoso que se distribuyen en niveles de tobas y brechas.

Depósito de boratos Loma Blanca capas de tincal, ulexita, inyoita y colemanita, intercaladas en secuencias clásticas-piroclásticas lacustres de 6,8 Ma conforman el depósito boratífero Loma Blanca. Estos niveles boratíferos están asociados a las fases plinianas iniciales del Complejo de Coranzulí.

COMPLEJO CALDÉRICO CERRO PANIZOS

Este centro ha registrado la emisión de voluminosos niveles ignimbríticos de composición dacítica durante el lapso 7,9 Ma-6,7 Ma, con un volumen eruptado mínimo de 650 km^3 (Ort, 1993). El emplazamiento del segundo pulso ignimbrítico, el que coincidió con el climax del sistema magmático, estuvo acompañado por la formación de una caldera de tipo *downsag*. Resurgencia del magmatismo tuvo lugar a los 6,1 Ma con la efusión de flujos lávicos dacíticos que inundaron la caldera, sucedidos por el emplazamiento de domos dacíticos aprovechando parte de la estructura de colapso previa.

Se reconocen *áreas hidrotermalizadas* relacionadas ya sea con lavas pre-caldera del cerro Limitayoc a las que se asocian anomalías de Sb, As y Ag o con los domos lávicos post-colapso como en el cerro Ramadas, adonde se observan sectores argilitizados, silicificados con diseminación de pirita y anomalías en Sb, As, Mn.

Depósitos geotermales de baja temperatura asociados a etapas póstumas del sistema se reconocen en el margen sudoeste del plateau ignimbrítico adonde afloran niveles de mármol ónix (Mina Pucará).

Principales modelos de depósitos

De los ejemplos analizados surge que los principales depósitos minerales asociados a los sistemas megacaldéricos de la Puna Norte corresponden a:

a) Depósitos epitermales vetiformes y brechas con metales básicos ricos en Ag-Au, con anomalías en Sb, Sn y Bi, los que constituyen depósitos de baja sulfuración, con alta relación Ag/Au. Se encuentran emplazados a lo largo de fallas anulares y radiales asociadas a reactivación tectónica de estructuras de colapso y alojados usualmente en rocas piroclásticas.

b) Depósitos fumarólicos de estaño-hierro asociados a lavas dacíticas o escudos ignimbríticos post-colapso (Vilama y Pairique).

c) Manifestaciones exhalativas de azufre asociadas a facies lávicas post-colapso (Ej: cerro Negro en la Caldera Coruto).

d) Restringidas manifestaciones de boratos vinculadas a sistemas paleogeotermales con fuerte control estructural (Lomas Blancas, Coranzulí, Alonso *et al.*, 1984).

e) Depósitos epitermales vetiformes y brechas hidrotermales con metales básicos ricos en Ag-Au (Ej: Pan de Azúcar, cerro Redondo, Chinchillas) de baja sulfuración. relacionados a sistemas dómicos extrusivos de posible filiación tardía con megacalderas del Mioceno medio (Ej: Pozuelos).

f) Por otra parte en relación a estratovolcanes de la región representantes de etapas tempranas en la evolución de dichos sistemas caldéricos (Ej: Rachaite) se asocian:

1) Depósitos vetiformes de metales básicos ricos en Ag, localizados frecuentemente en los centros de dichas estructuras.

2) Niveles superficiales (cap) fuertemente silicificados y brechados portadores de As, Au, Bi, Mo, W fuertemente controlados por paleo-acuíferos.

3) Depósitos de fuentes termales cloruradas, distales portadores de Sb-Mn.

POTENCIALIDAD MINERA DE LA PUNA NORTE DURANTE EL CENOZOICO SUPERIOR

Durante el Mioceno medio se ha reconocido en la Puna Norte un evento mineralizante temprano (13-11 Ma), el de mayor significancia en la evolución cenozoica superior de este sector de los Andes Centrales, representado por depósitos epitermales de metales básicos ricos en Ag o

portadores de Au y Ag, asociados a sistemas dómicos extrusivos, de posible vinculación sistemas megacaldéricos (Ej: Mina Chinchillas, Pan de Azúcar, cerro Colorado). A este período magmático-metalogenético se incluyen también manifestaciones polimetálicas de metales básicos ricas en Sn-Ag (Mina Pirquitas) o Sb-Ag (Poquis, 12 Ma) asociadas a domos intrusivos. Por otra parte la potencialidad de sistemas caldéricos como el del cerro de Pairique estaría apoyada por anomalías de Bi, Sn y Au que se registran en unidades antiguas (11,2 Ma) del mismo. Los distintos depósitos minerales mencionados estarían asociados a un evento magmático de moderada distribución en la región, el que está representado por volcanitas con características geoquímicas que indican desestabilización en la fuente de fases residuales hidratadas, transformación que habría liberado fluidos favoreciendo los procesos mineralizantes, lo que condice con la importancia metalogenética de este evento.

Mientras tanto al N22º en la Cordillera Oriental (Bolivia) el evento mineralizante temprano tuvo lugar entre 25-20 Ma estando caracterizado por mineralizaciones: Sn-W y Sn-An-Pb-Ag-Sb (Grant *et al.*, 1979, 1980) asociadas al magmatismo inicial de centros como los de Kari-Kari (25-21 Ma), Colquechaca (22-21 Ma), Llallagua (21-20 Ma). Dicho episodio magmático-metalogenético marcaría el inicio de un régimen de ángulo creciente a partir de un segmento de bajo ángulo de subducción, determinando así fusión cortical temprana e inicio del engrosamiento cortical en dicho sector, procesos que recién se iniciarían durante el Mioceno medio en el segmento de Puna Norte. El Mioceno medio constituyó nuevamente para la región del Altiplano-Cordillera Oriental un importante período metalogenético con depósitos epitermales polimetálicos de Sn-Ag (As-W-Pb-Zn-Sb-Bi) Ej: cerro Rico-Chocaya, Tatasi, La Joya, etc. El mismo habría estado ligado a un voluminoso volcanismo de retroarco asociado al régimen de subducción de ángulo creciente imperante en este sector, así como en Puna Norte.

El Mioceno superior temprano (10-8 Ma) sigue en importancia metalogenética, reconociéndose también depósitos epitermales de metales básicos ricos en metales preciosos Asociados a secuencias ignimbríticas (Caldera Vilama) y a edificios centrales (Rachaite) de dicha edad.

El lapso 7-6 Ma mientras tanto representó el climax del magmatismo ignimbrítico del Cenozoico superior en la región, el que fue acompañado por el desarrollo de calderas como Panizos, Coranzulí, Coruto cuyas ignimbritas reflejan a través de sus características geoquímicas la presencia en la fuente de una fase residual de alta presión portadora de granate, reflejo del proceso de engrosamiento cortical a que estuvo sujeta la región (Coira *et al.*, 1993). El desarrollo de dichas calderas ha sido acompañado por un magmatismo post-colapso reflejo de resurgencia magmática el que se habría prolongado durante el Plioceno (5-3 Ma). Depósitos epitermales de metales básicos y preciosos, vetiformes o vinculados a brechas hidrotermales asociados a dichos sistemas, así como manifestaciones exhalativas de S y Sn-Fe o depósitos de geotermales de boratos testifican la prosecución, si bien subordinada de los procesos metalogenéticos.

En el Altiplano-Cordillera Oriental tuvieron lugar también durante el Mioceno superior alto-Plioceno voluminosas emisiones ignimbríticas asociadas a efusiones lávicas menores (Ej: Frailes, Morococola, Guacha entre otras) a las que se asocian mineralizaciones epitermales (Sb, Ag) más restringidas que las de etapas metalogenéticas previas.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

-El Terciario superior fue escenario en la región de Puna Norte-Altiplano de voluminosas erupciones ignimbríticas con desarrollo de sistemas megacaldéricos, resultantes de fusiones corticales de gran escala, asociadas a una zona de subducción de bajo ángulo, en un régimen de ángulo creciente.

-Dichos complejos caldéricos de dimensiones gigantescas, (>600 km^3 de material ignimbrítico emitido) corresponden a sistemas magmáticos corticales multicíclicos los que han sido en general activos durante varios millones de años. Sus depósitos ignimbríticos reflejan procesos eruptivos fuertemente controladas por magmas de alta densidad, ricos en cristales, con desarrollo de columnas eruptivas cortas y estables o con cortos períodos de colapso.

-Variados mecanismos de subsidencia tuvieron lugar en dichos centros (tipo *down-sag*, de colapso y variedades *trap-door*). Las etapas de baja descarga se han vinculado con el desarrollo de calderas tipo *down-sag*, mientras que las calderas de colapso se correspondieron con regímenes de la alta descarga. Procesos post-colapso de resurgencia magmática han cobrado importancia en la mayoría de estos sistemas.

-La prolongada vida de los centros caldéricos analizados y la usual resurgencia magmática de los mismos hace de ellos áreas promisorias para el hallazgo de depósitos minerales.

-Sistemas geotermales y fumarólicos responsables de mineralizaciones se han implantado en dichos centros megacaldéricos en sus etapas póstumas, aprovechando también ulteriores episodios de reactivación geotermal metalizantes, sus estructuras y facies piroclásticas más favorables.

-Los principales depósitos minerales asociados a los sistemas megacaldéricos de la Puna Norte corresponden a:

a) Depósitos epitermales vetiformes y brechas con metales básicos ricos en Ag-Au, con anomalías en Sb, Sn y Bi., los que constituyen depósitos de baja sulfuración, con alta relación Ag/Au emplazados a según fallas anulares y radiales asociadas a reactivación tectónica de estructuras de colapso; b) Depósitos fumarólicos de estaño-hierro asociados a lavas dacíticas o escudos ignimbríticos post-colapso; c) Manifestaciones exhalativas de azufre asocia-

das a facies lávicas post-colapso; d) Restringidas manifestaciones de boratos vinculadas a sistemas paleogeotermales; e) Depósitos epitermales vetiformes y brechas hidrotermales con metales básicos ricos en Ag-Au de baja sulfuración. relacionados a sistemas dómicos extrusivos de posible filiación tardía con megacalderas del Mioceno medio.

-En relación a estratovolcanes de la región representantes de etapas tempranas en la evolución de sichos sistemas caldéricos se asocian: depósitos vetiformes de metales básicos ricos en Ag, en los centros de dichas estructuras; niveles fuertemente silicificados y brechados portadores de As, Au, Bi, Mo, W correspondientes a paleo-acuíferos y depósitos marginales portadores de Sb-Mn.

-El espectro de depósitos mineralizados asociados a las calderas miocenas de la Puna Norte presenta fuertes similitudes con los de la Provincia polimetálica del Altiplano (Distrito de Sud Lípez) y con los de la Faja estannífera austral boliviana.

-En el marco de la evolución magmato-tectónica de la región (22º-25ºS) las mejores condiciones para la formación de los mayores depósitos minerales se alcanzaron durante el Mioceno medio e inicio del Mioceno superior, precediendo a las emisiones ignimbríticas más voluminosas del Mioceno superior (7-6 Ma), cuando se infiere se produjo liberación de fluidos en los sistemas magmáticos, en condiciones compresivas, pasando de una mineralogía residual más hidratada en la fuente magmática, a una más anhidra, de mayor presión, favoreciendo de esta forma el transporte de metales y mineralización.

BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la Provincia de Jujuy. Primera Parte. *Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología y Minería, Publicación,* 455.

Alonso, R. N. R. Gutiérrez y J. G. Viramonte, 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos en la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 25-42.

Avila, J. C., R. Chomnales y J. Sonsini, 1986. Geología y metalogénesis del yacimiento Chinchillas, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy, República Argentina. *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería, Revista,* 6: 87-103.

Brito, J. y R., Sureda, 1992. Exploración del Prospecto Polimetálico cerro Redondo, Rinconada, Jujuy, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas*: 183-194.

Buchanan, L. J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. *Arizona Geological Society Digest,* 14: 237-262.

Caffe, P. J. y B. Coira, 1999. Complejos de domos volcánicos del Mioceno medio de Puna Norte. Un modelo geológico y metalogenético para yacimientos epitermales de metales de base ricos en Ag (Sn). *Recursos minerales de la República Argentina (este volúmen).* En prensa.

Caffe, 1999. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior en Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y naturales,* tesis doctoral, inédita, 421 p.

Coira, B., 1978. Episodios volcánicos cenozoicos en el área de Chajarahuaico-Casabindo, Puna jujeña. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 537-551.

Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes Northern Argentina and Chile. *Earth Science Review,* 18: 303-332.

Coira, B., 1983. Magmatismo y mineralizaciones asociadas en Puna jujeña, Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 2: 405-423.

Coira, B., E. Donnari y M. Brodtkorb, 1984. Brecha mineralizada (Sb, Ag, Sb) del Complejo volcánico Panizos-Alcoak-Salle (Terciario superior) Provincia de Jujuy, Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 7: 418-429.

Coira, B., M. Mazzoni y J.C. Merodio, 1987. Cerro Panizos: un centro emisor dacítico, Jujuy, Argentina. Simposio Internacional de Vulcanismo Andino. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 338-340.

Coira, B., 1990. Ignimbritas y lavas dacíticas del Cenozoico Superior de la Puna jujeña y sus contenidos anómalos en Sn, Sb, Ag y Au. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 299-302**.**

Coira, B., W. Chayle, E. Barber, N. Solís, M. Brodtkorb, M. Camacho y A. Díaz, 1990. Paleosistema geotermal del Terciario superior y su mineralización de metales básicos (Pb, Zn, Ag), Rachaite, Jujuy, Argentina. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 303-306.

Coira, B., A. Díaz, W. Chayle, A. Pérez y A. Ramírez, 1993. Chinchillas, un modelo de complejo volcánico dómico portador de depósitos de metales de base con Ag y Sn en Puna jujeña. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 4: 270-276.

Coira, B., P. Caffe, A. Díaz y A. Ramírez, 1996. Sistema de Calderas anidadas del Cenozoico Superior: Vilama-Coruto, Puna (Argentina)-Altiplano (Bolivia). *12º Congreso Geológico de Bolivia, Memorias,* 3: 991-1002.

Chernicoff, C. J., G. Garea, F. Hongn, R. Seggiaro, E. Zappettini, B. Coira, P. Caffe, W. Chayle, G. Rodríguez, A. Pérez, M. Soler y L. Rankin, 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico-Serie Contribuciones Técnicas-Geofísica,* 1: 46 p.

Españón, A., 1993. Geología del Complejo Rachaite. Informe Beca-*CONICOR.* (Inédito).

Grant, N. J., C. Halls, S. W. Avila y N. J. Snelling, 1979. K-Ar ages of igneous rocks and the Bolivian tin belt. *Economic Geology,* 74 (4): 838-851.

Grant, N. J., C. Halls, S. M. Sheppard y W. Avila, 1980. Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. *Mining Geology, Special Issue,* 8: 151-173.

Ort, M. H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: cerro Panizos, Central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 56: 221-252.

Ramdohr, P., F. Ahlfeld y F., Berndt, 1959. Angelellit ein natPurliches triklines Eisen Arseniat 2 Fe2O3.AsO5. *Neues Jahtbuch fur Mineralogie,* 7: 145-151.

Segal de Svetliza, S., 1980. Estudio mineralógico y consideraciones genéticas del depósito minero Pan de Azúcar, Departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (3): 375-400.

Segal, S. J. y P. J. Caffe, 1999. El yacimiento Pan de Azúcar, Provincia de Jujuy, Argentina. *Recursos Minerales de la República Argentina (este volúmen).* En prensa.

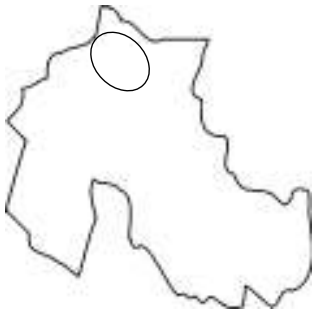
Seggiaro, R., S. A. Gorustovich y J. Martí, 1987. Las ignimbritas del complejo volcánico Coranzulí (Puna Argentina-Andes Centrales). *Estudios Geológicos,* 43: 345-358.

Seggiaro, R., 1994. Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del complejo volcánico Coranzulí. *Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, tesis doctoral,* inédita.

Seggiaro, R., R. Becchio, B. Coira y R. Hogn, 1995. La caldera del Pairique (Puna Jujeña), vinculación con zonas de alteración hidrotermal y manifestaciones metalíferas de posible interés económico. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1:274-280.

Sgrosso, P., 1935. Los yacimientos aluvionales de estaño del departamento Rinconada, Provincia de Jujuy. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación,* 110. Inédito.

Caffe, P. J. y B. L. Coira, 1999. Complejos de domos volcánicos del Mioceno medio de Puna Norte. Un modelo geológico y metalogenético para yacimientos epitermales de metales de base ricos en plata (estaño). En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1569-1578, Buenos Aires.



COMPLEJOS DE DOMOS VOLCÁNICOS DEL MIOCENO MEDIO DE PUNA NORTE. UN MODELO GEOLÓGICO Y METALOGENÉTICO PARA YACIMIENTOS EPITERMALES DE METALES DE BASE RICOS EN PLATA (ESTAÑO)

Pablo J. Caffe[1] y Beatriz L. Coira[1]

INTRODUCCIÓN

Las etapas iniciales del volcanismo andino de la Puna Norte (22º-24ºS, 65º30´-67ºO), previas al climax eruptivo alcanzado a los 10-2 Ma (Coira *et al.,* 1993a; Allmendinger *et al.,* 1997), ocurrieron durante el lapso Oligoceno superior-Mioceno medio. Esos episodios tempranos se caracterizaron por la extrusión de manifestaciones magmáticas de composición esencialmente dacítica, las que se distribuyen regionalmente en forma amplia (figura 1), siendo notoriamente menos voluminosas que los productos volcánicos del Mioceno superior-Plioceno. El estilo eruptivo del magmatismo neógeno más temprano de la zona es variable, abarcando tanto eventos intrusivos como subaéreos, si bien existe un amplio predominio de los representantes volcánicos. El magmatismo previo al Mioceno superior fue contemporáneo a los episodios principales de deformación compresiva de la Puna Norte, que resultaron en el engrosamiento cortical de la zona y alzamiento del plateau de los Andes Centrales (Cladouhos *et al.,* 1994, Allmendinger *et al.,* 1997).

El grupo de rocas más representativo de esta etapa, tanto en Puna Norte como en Altiplano y Cordillera Oriental bolivianos, queda constituido por una serie de pequeños cuerpos piroclástico-lávicos, clasificados anteriormente como stocks subvolcánicos (Sillitoe *et al.,* 1975; Grant *et al.,* 1980; Gorustovich *et al.,* 1985; Aniel, 1987; Long *et al.,* 1993). Si bien algunas de estas expresiones magmáticas son verdaderamente subvolcánicas, la mayoría no responde a una tipología intrusiva, modificando las estimaciones existentes de profundidad de emplazamiento de los yacimientos metalíferos que a ellas se asocian. Su vinculación sistemática con rocas piroclásticas y morfologías (Igarzábal y Viramonte, 1972; Schneider, 1985; Cunningham *et al.*, 1991; Coira *et al.*, 1993b; Caffe, 1999), son parámetros que permiten caracterizarlos como complejos volcánicos de morfologías dómicas, implicando su localización subaérea.

En Puna Norte y el sector contiguo boliviano, estos cuerpos magmáticos están íntimamente ligados a mineralización polimetálica de metales de base (Pb-Zn) rica en elementos preciosos (Ag-Au) o con altos tenores de Sn (±W-Bi-Sb), y en algunos casos (Sillitoe *et al.*, 1975; Grant *et al.*, 1980; Long *et al.*, 1993) llegaron a definirse compulsivamente como pórfiros de estaño en el área boliviana.

La redefinición de sus niveles de emplazamiento, plantea la necesidad de evaluar la validez de los modelos geológico-metalogenéticos vigentes hasta el momento para los yacimientos mencionados. Es necesario también identificar más claramente cuál/es episodio/s magmático/s del ciclo andino han estado relacionados con dicha mineralización en la región. Dichos aspectos tienen aplicabilidad directa en trabajos exploratorios futuros en la región, sobre todo cuando su potencialidad minera es ampliada por la general similitud que existe en la geología y mineralización de Puna Norte y Altiplano-Cordillera Oriental de Bolivia.

ERUPTIVIDAD DURANTE EL NEÓGENO TEMPRANO DE PUNA NORTE

En Puna Norte (ver figura 1) se distinguen varios registros magmáticos asignables a la etapa Oligoceno supe-

[1] *CONICET. Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería.*

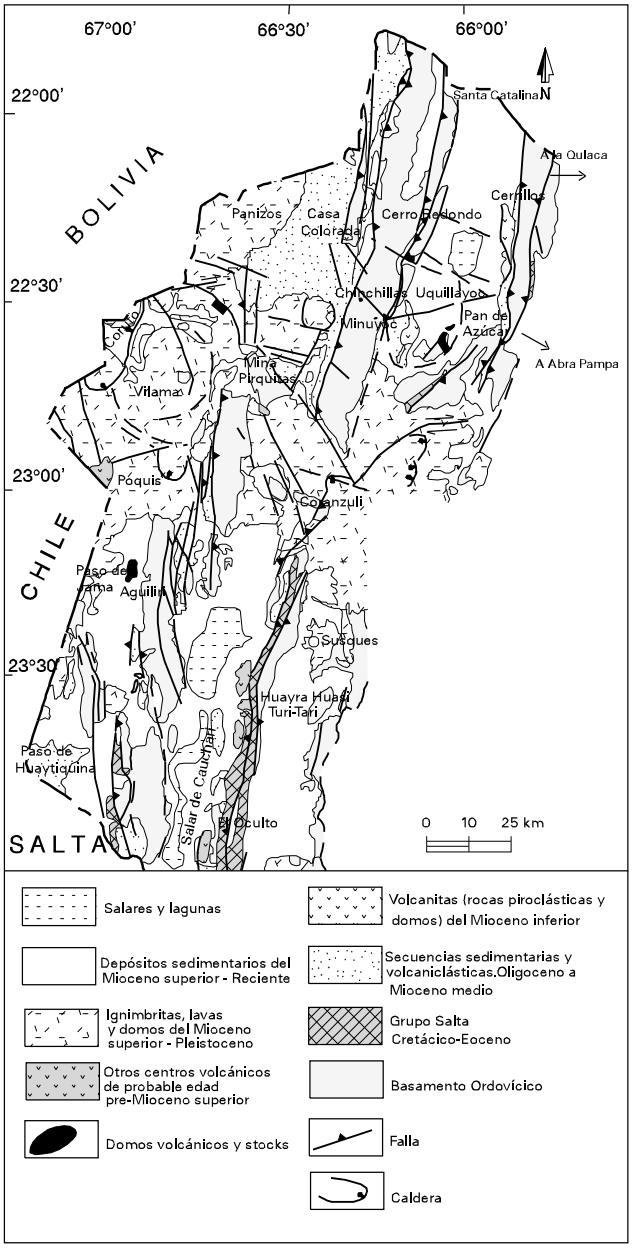


Figura 1. Mapa regional de la Puna norte y distribución del magmatismo neógeno.

rior a Mioceno medio, los cuales han sido compilados por Caffe (1999). Entre los centros volcánicos que se encuadran como complejos dómicos se encuentran Pan de Azúcar (22º35'S-66º04'O), Cerro Redondo (22º22'S-66º08'O), Chinchillas (22º30'S-66º15'O), Aguiliri (23º14'S-66º54'O), Minuyoc (22º32'S-66º14'O) y Casa Colorada (22º19'S-66º20'O), mientras que manifestaciones como Poquis (23º02'S-67º00'O) y los complejos de Huayra Huasi-Turi Tari (23º32'S-66º37'O) pueden caracterizarse mejor como intrusivos subvolcánicos.

Usualmente, los productos del magmatismo neógeno previo al Mioceno superior se emplazan sobre rocas del basamento ordovícico, aunque también lo hacen sobreponiéndose o intruyendo a sedimentitas cretácicas y terciarias (figura 1). Los magmas fueron por lo común canalizados por estructuras transversales al rumbo principal del orógeno, con direcciones aproximadamente este-oeste a noroeste-sureste, o en sus intersecciones con fallas de rumbo submeridional. En la depresión de Pozuelos, algunos indicios de tipo geofísico sugieren emplazamientos de algunos domos (Pan de Azúcar y Cerro Redondo) ligados a la actividad de una estructura anular mayor de dimensiones caldéricas (Chernicoff *et al.*, 1996), aún no suficientemente comprendida.

Es posible diferenciar dos pulsos magmáticos distintos en base a la posición estratigráfica que ocupan los domos, refrendada por dataciones radimétricas existentes y por correlación geoquímica de las rocas que los integran:

a) un primer grupo corresponde al pulso volcánico inicial de la región desarrollado durante el lapso Oligoceno superior y Mioceno inferior (Coira *et al.,* 1993a), integrado por los domos de Casa Colorada (17,3±0,7 Ma, Caffe, 1999) y Minuyoc, en general desprovistos de mineralización económica. A ellos se asocian una serie importante de rocas piroclásticas coetáneas recientemente identificadas, representadas por un conjunto de ignimbritas dacíticas aflorantes en la Depresión de Pozuelos (cubiertas por sedimentitas y tufitas de Formación Tiomayo de 14,26 Ma en esa zona), por ignimbritas existentes al oeste de la Sierra de Rinconada (Formación Cabrería: 17,4±0,8 Ma, Coira *et al.*, 1998), a las que se integran el Complejo volcánico andesítico-dacítico Pirurayo (Soler, 1996) de 20±2 Ma (Linares y González, 1990).

b) el segundo grupo fue eruptado durante un ciclo magmático posterior, que se desarrolló en el Mioceno medio previamente al episodio volcánico principal, acaecido luego de los 10 millones de años. El conjunto se caracteriza por tener una relación bastante más estrecha con mineralización metalífera, y comparte la misma posición temporal con los centros magmáticos que alojan al Cinturón Estañífero Boliviano. Chinchillas (13±1 Ma; Linares y González, 1990), Pan de Azúcar (12±2 Ma; Coira, 1979, 13±1 Ma; Linares y González, 1990), Cerro Redondo (12,54±1,1 Ma, Claudohos *et al.,* 1994), Huayra Huasi (11,8±0,4 Ma; Schwab y Lippolt, 1974), Poquis (12,9±0,5 Ma; Marinovic, 1979) y Aguiliri (cubierto en discordancia por la Formación Pastos Chicos de 9,5±0,3 Ma; Schwab y Lippolt, 1974) representan este estadio eruptivo. Mientras tanto, expresiones magmáticas explosivas de mayores dimensiones (ignimbritas) han sido reconocidas sólo más al norte, en el Altiplano Boliviano (Sud Lípez), con espesores importantes provenientes de los volcanes Morokho y Bonete (Fornari *et al.*, 1993) y de la caldera Chocaya entre otros. En el sector de Puna Norte, la Formación Tiomayo (Seggiaro y Aniel, 1989; edad de 15-11 Ma, Coira *et al.*, 1998) exhibe sólo algunas intercalaciones de piroclastitas, que representan unidades equivalentes pero distales del volcanismo explosivo desarrollado más francamente en el área boliviana.

GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LOS COMPLEJOS DÓMICOS

Estilo eruptivo

Los complejos de domos dacíticos evidencian una alternancia de fases explosivas (formadoras de piroclastos) y efusivas (extrusiones de lavas dómicas) que implican emplazamientos volcánicos subaéreos. Las facies que integran estos complejos son variadas, predominando las coladas lávicas, piroclastitas y también rocas intrusivas muy someras y poco frecuentes.

Por lo general los complejos volcánicos dómicos de Puna Norte han sido extruídos en varios episodios, alternando erupciones de tipo peleanas con otras de estilo vulcaniano, intermitentes y con fuertes características hidromagmáticas. La efusión de lavas fue usualmente más importante hacia la finalización de cada episodio eruptivo explosivo, generalmente produciéndose desde una boca única desde la cual se derramaron las coladas dómicas (y autobrechas), otorgando la morfología cónica o de campana invertida a los complejos. Las lavas exhiben importantes foliaciones de flujo, característica que permite una buena distinción entre diferentes coladas. La definición de la yacencia y de la estructura interna de las coladas en estos casos es muy importante para su adecuada tipificación ya que, siendo frecuentemente muy ricas en cristales (porfíricas) y encontrándose parcialmente erosionadas, han sido sistemáticamente confundidas con pórfiros intrusivos.

Aunque es difícil definir un modelo eruptivo general, los puntos comunes que comparten casi todos los centros estudiados son:

a) participación de agua externa, que ingresando a los sistemas magmáticos provocó la fragmentación de magma y en consecuencia la erupción explosiva de los mismos;

b) recurrencia de fases de crecimiento y destrucción de domos lávicos, que generó depósitos de flujos de bloques y cenizas o de avalanchas volcánicas incandescentes (Cerro Redondo, Casa Colorada, Chinchillas, Pan de Azúcar).

La interacción hidromagmática generó diferentes tipos de oleadas y flujos piroclásticos (tobas y brechas de oleadas piroclásticas en Pan de Azúcar y Casa Colorada; pequeños anillos de piroclastitas gruesas en Minuyoc y Cerro Redondo), en respuesta a variables proporciones relativas de la mezcla agua:magma, que en cada caso condicionaron la eficiencia de la fragmentación y la dinámica de las nubes eruptivas resultantes.

Los dos extremos -en lo que a complejidad eruptiva se refiere- estarían representados por Aguiliri, que exhibe estilos bastante simples involucrando episodios efusivos lávicos e intrusivos muy someros, y Pan de Azúcar, que registra una historia volcánica compleja (ver Caffe, 1999; Segal y Caffe, 1999, este volumen). En este último complejo, alternan episodios plinianos y peleanos, fases de tipo vulcanianas (brechas de explosión, oleadas piroclásticas densas con o sin ruptura de caja sedimentaria) seguidas de efusiones lávicas e intrusiones y nuevas fases de apertura, crecimiento-destrucción de domos y construcción de edificios dómicos dacíticos finales.

Aspectos petrológicos de los domos dacíticos estudiados

Petrográficamente los domos se caracterizan por una composición general fenodacítica. Las lavas son porfíricas, con altos contenidos cristalinos (30-60%). La mineralogía participante incluye cuarzo, plagioclasa (andesina-labradorita; siempre es el mineral dominante), sanidina (exigua en Chinchillas y Pan de Azúcar, abundante ortoclasa en Huayra Huasi), biotita como máfico principal y variables cantidades de anfíbol (Pan de Azúcar y Aguiliri), menores proporciones en Casa Colorada y Minuyoc), clinopiroxeno (Pan de Azúcar), ortopiroxeno (Minuyoc), apatita, circón, monacita (Pan de Azúcar, Aguiliri y Huayra Huasi), magnetita (salvo en Aguiliri), ilmenita y allanita (excepto en Cerro Redondo).

Un estudio de detalle de la química mineral de algunos de estos magmas dacíticos (Caffe, 1999) permitió estimar condiciones de T-P preeruptivas caracterizadas por altas temperaturas (>740ºC-900ºC) y presiones variables en el rango 5-2,5 kbar. Al igual que otros magmas dacíticos de la Puna-Altiplano, los domos representan magmas bastante "secos", con contenidos de H_2O siempre por debajo del nivel de saturación -para composiciones dacíticas o granodioríticas- a las temperaturas calculadas. Las fO_2 estimadas siempre son altas, entre los buffers NiNiO y HM, controladas por el equilibrio entre magnetita, ilmenita y silicatos hidratados (biotita u hornblenda). Este último aspecto establece una importante diferencia con los magmas estañíferos bolivianos, los cuales se habrían generado bajo condiciones más reductoras (entre los buffers FMQ y NiNiO; Schneider, 1985, Morgan *et al.*, 1998).

Desde el punto de vista geoquímico los complejos dómicos se clasifican como dacitas calcoalcalinas ricas en K, con ciertas tendencias hacia riolitas y con menores términos andesíticos. Son rocas casi siempre peraluminosas (a marginalmente metaluminosas), aunque no es usual encontrar minerales más ricos en Al_2O_3 que la biotita. El estudio de sus elementos mayoritarios permite reconocer una evolución magmática final por fraccionamiento cristalino. Sin embargo, el comportamiento de los elementos traza y de los isótopos radiogénicos permiten inferir una historia evolutiva no tan simple, involucrando procesos de asimilación-fraccionamiento cristalino (AFC) profundos y mezcla de magmas mantélicos y corticales.

Es posible distinguir los dos grupos de complejos dómicos -y volcanitas asociadas- diferenciados cronológicamente (Mioceno inferior y Mioceno medio, ver más arriba) a partir de ciertas relaciones entre las REE (La/Yb, La/Sm, Sm/Yb) y de las concentraciones de algunos elementos (Ba, La, Yb, Sr, Zr, Nb, Y). Los domos del Mioceno inferior se caracterizan por bajos valores en La/Yb (13-20), Sr (<400 ppm), Ba (<700 ppm), Zr (<150 ppm) y Nb (<15 ppm). Aquellos eruptados durante el Mioceno medio tienen altas

relaciones de REE (La/Yb > 20-35), y elevadas concentraciones de Sr (>400-900 ppm), Ba (>700 ppm-1000 ppm), Zr (>150 ppm) y Nb (>16-20 ppm), aunque poseen bajos niveles de Y y Sc (<22 ppm y <7 ppm; frente a >25 ppm y >10 ppm para el Mioceno inferior respectivamente). Estas características implican mayor profundidad de génesis de los magmas en el Mioceno medio respecto al Mioceno inferior.

En el grupo de domos del Mioceno inferior (Casa Colorada y Minuyoc) las relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ son más radiogénicas que en el Mioceno medio (Chinchillas y Pan de Azúcar) (>0,712-0,714 versus 0,709-0,710 respectivamente), mientras que los isótopos de Nd son bastante comparables en ambos casos ($eNd_{(T)}$= -6.9 a -8.9). Usando modelos de tipo AFC, se pueden estimar altas participaciones de componentes corticales (>60-90%) en la génesis de los domos del Mioceno inferior. Durante el Mioceno medio, la proporción de corteza involucrada en el proceso de contaminación o mezcla de magmas primitivos de origen mantélico habría sido menor (~50%), y el comportamiento del Sr bastante incompatible, sugiriendo, en forma similar al estudio geoquímico de las trazas, condiciones de génesis y evolución de magmas a mayor profundidad dentro de la corteza inferior. Con respecto a los isótopos de Pb, las diferencias temporales son poco significativas, mostrando relaciones ($^{206}Pb/^{204}Pb$= 18,56-18,97; $^{207}Pb/^{204}Pb$= 15,65-15,70; $^{208}Pb/^{204}Pb$= 38,81-39,17) similares a las halladas en Bolivia (Cordillera Oriental y Altiplano Sur). Esta característica refleja la presencia de un basamento subyacente similar para toda el área, el cual es bastante radiogénico y ha sufrido una integración muy alta de Th/Pb y U/Pb en el tiempo.

Tanto los modelos AFC, como el comportamiento de los elementos traza permiten entonces estimar condiciones de génesis más profundas durante el Mioceno medio que en el Mioceno inferior, en concordancia con el engrosamiento cortical evidenciado en la Puna Norte durante ese lapso temporal (Coira *et al.*, 1993a). Siguiendo el modelo de Kay *et al.* (1997), se infieren mejores condiciones para la portación de metales en los magmas de los Andes Centrales eruptados en el Mioceno medio. Esto se basa en la idea de que el proceso de deformación que causó el acortamiento y engrosamiento cortical de la Puna, provocó la desestabilización de minerales máficos hidratados (hornblenda en facies de anfibolitas) y su reemplazo por una mineralogía más anhidra (granate o clinopiroxeno en facies de granulitas) en la zona de fuente (zona de MASH). Los fluidos liberados en ese proceso facilitaron la incorporación y transporte de metales por los magmas generados contemporáneamente al mismo.

Alteración hidrotermal y mineralización en los complejos dómicos de Puna Norte

Existen varias manifestaciones hidrotermales relacionadas a los complejos dómicos dacíticos de Puna Norte. En cada domo se reconocen distintas zonas de alteración hidrotermal y en algunos casos mineralizaciones metálicas asociadas a las mismas. Los diseños geométricos de las diferentes zonas sugieren expresiones superficiales tipo fuente termal (*hot spring*) o vena abierta (Berger y Eimon, 1983). Los ejemplos más relevantes están dados por Chinchillas, Cerro Redondo, Pan de Azúcar y Casa Colorada.

CHINCHILLAS

El complejo dómico alojante del yacimiento está constituido principalmente por piroclastitas (brechas, depósitos de flujos de bloques y ceniza, ignimbritas y tobas) que rellenan una depresión de origen magmático, de planta elíptica, elaborada sobre basamento ordovícico (Coira *et al.*, 1993b). Lavas dómicas dacíticas penetran y se apoyan sobre el sustrato volcaniclástico. Al igual que las piroclastitas previas, las lavas fueron eruptadas aprovechando una estructura de fracturación anular dispuesta a lo largo de su borde sudeste (figura 2).

La alteración hidrotermal afectó tanto a lavas dómicas como a las piroclastitas, aunque fue más importante en éstos últimos niveles, considerablemente más permeables. Se caracteriza por el desarrollo de una zona de alta temperatura, con neoformación de adularia + cuarzo en las cercanías (50-200 m de ancho) de la fractura anular mencionada. En el sector central del complejo existe una zona coincidente con una fractura de rumbo este-oeste, brechada y silicificada -con menores proporciones de adularia-, la cual se desarrolla por algo más de 1.000 m de largo coincidentemente con el Arroyo de las Cuevas. En profundidad, estas brechas de explosión hidrotermal llegan a tener más de 10 m de espesor, mientras que en superficie rondan espesores entre 0,5-1 m al oeste del Socavón del Diablo (figura 2) y entre 0,4-3,5 m al este de ese punto. Los clastos de la brecha están constituidos por rocas dacíticas e ignimbritas, así como fragmentos de sedimentitas del basamento ordovícico, mientras que su cemento está formado por cuarzo + mena polimetálica±adularia. Otras brechas menos importantes se sitúan sobre Formación Acoite, marginalmente al complejo (figura 2 y 5). Las mismas se asocian a fallas submeridionales y noreste-suroeste, como también a fracturas de colapso de la estructura volcánica alojante. La zona inmediatamente contigua a la brecha del Arroyo de las Cuevas suele presentar sericitización y argilitización bastante intensas. Este tipo de alteración está sobreimpuesto a la roca previamente feldespatizada y silicificada y respondería, junto al depósito de algunos carbonatos, a una etapa posterior y de menor temperatura de la alteración. Los episodios póstumos del sistema epitermal desarrollado en Chinchillas comprenden halos de Mn y Fe muy conspicuos y que afectan a la estructura de la brecha, a parte de las piroclastitas, como también al encajonante ordovícico del complejo.

La mineralización de Chinchillas se asocia al episodio de mayor temperatura y de brechamiento hidrotermal, y aunque siempre es acompañado por cuarzo, raramente se vincula con adularia. La mena (Coira *et al.*, 1993b, Coira y

Brodtkorb, 1995) incluye precipitación de pirita, calcopirita, blenda (miel u oscura), oro, galena, pirargirita, proustita, freibergita, argentita, polibasita, jamesonita, antimonita y arsenopirita. Coira (1997) estimó 2.000.000 t de reservas prospectivas, considerando el volumen conocido mineralizado de brecha de rumbo este-oeste (siguiendo la traza del río Cuevas), con leyes de 140 g/t Ag, 0,95% Pb y 2,2% Zn (datos calculados sobre un muestra tipo de 4.180 t, extraída para una prueba de tratamiento y beneficio en la planta de la Mina Pan de Azúcar, y del promedio de tenores determinados en una perforación de 110 m de profundidad en la brecha mineralizada). Las reservas actuales, luego de 780 m de perforación (Daroca, com. pers.) y del muestreo de 8 calicatas superficiales (3 m de profundidad) desarrollados en el prospecto por Lapacha S.R.L., sugieren recursos potenciales (identificados + hipotéticos + especulativos) de 100-200 millones de toneladas, con leyes medias de 0,7% Pb; 50 g/t Ag y 1,90 % Zn. Estos últimos cálculos se han llevado a cabo considerando un modelo de mineralización diseminada.

CERRO REDONDO

Cerro Redondo es un pequeño centro magmático (2 x 2 km) de composición dacítica, implantado sobre basamento ordovícico en la margen oriental de la Sierra de Rinconada. Al igual que en el caso anterior, está compuesto por una base predominantemente piroclástica (brechas de explosiones hidromagmáticas), sobre la cual fueron extruídas lavas dómicas dacíticas (figura 3).

La alteración en Cerro Redondo comprende una zona brechada central (Cerro Redondo y Banana) de planta semicircular, la cual es afectada por silicificación y turmalinización pervasivas, que aprovecharon una de las fracturas anulares que afectan al complejo, como también numerosas estructuras radiales que se generaron durante el colapso del edificio dómico. Esta zona es rodeada por un área feldespatizada, la cual fue casi totalmente obliterada por sericitización-argilitización posterior, que selectivamente realteró al feldespato K secundario. Parte de la alteración fílica-argílica puede haber sido concomitante al evento de mayor temperatura, localizándose hacia sectores marginales (figura 3 y 5). Un importante halo propilítico afecta a las piroclastitas de la base del complejo, aunque también altera a las lavas, sobre todo en los afloramientos del oeste.

La mena se depositó conjuntamente al brechamiento, turmalinización y silicificación. Brito y Sureda (1992) definen una serie de pulsos de mineralización metalífera hipogénica, que depositan mena de Pb, Zn, Cu, As, Sb, Fe, Au y Ag, a saber: 1) Pirita, arsenopirita, menor magnetita y calcopirita, en asociación a la silicificación-turmalinización. 2) Precipitación de $pirita_2$ y marcasita rellenando grietas, reemplazados luego por galena y esfalerita. 3) Tennantita y bournonita, con menores cantidades de proustita, sartorita, $arsenopirita_2$, $marcasita_2$, $pirita_3$, greigita, enargita, $calcopirita_2$, bismutina, bismuto y oro nativo. Este último evento se localiza en pequeñas vetillas silíceas y constituye una avenida de fluídos de menor temperatura.

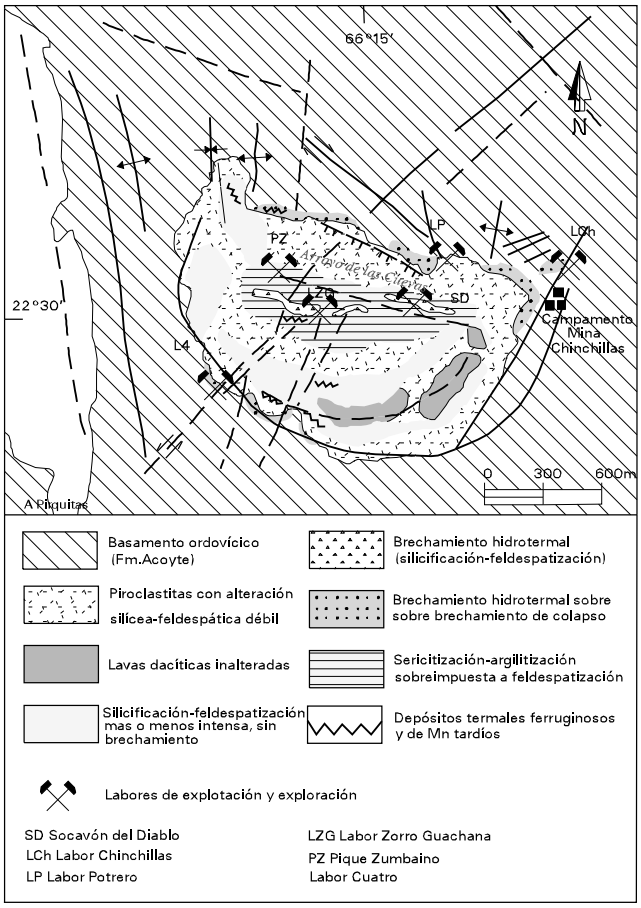


Figura 2. Mapa de alteración hidrotermal del Complejo Dómico Chinchillas.

Según exploración geoquímica, estos autores determinaron tres áreas superficiales anómalas en elementos preciosos, ubicadas en el extremo norte del Cerro Banana, y en los flancos norte y sur del Cerro Redondo (esta última a manera de faja de rumbo este-oeste). Los valores medios de anomalía en Au y Ag son: 0,5 ppm Au y 32 ppm Ag en los sectores ubicados al norte y 0,13 ppm Au y 12 ppm Ag en los sitios más australes. Los tenores medios de Pb y Zn en el prospecto oscilan entre 0,11-0,48 % y 0,28-1,97 % respectivamente. A partir de seis perforaciones realizadas en el yacimiento por la empresa BHP, Brito y Sureda (1992) llegaron a la conclusión de que As, Au y Cu tienen una tendencia de concentración positiva con la profundidad, mientras que Pb y Ag alcanzan su pico en un nivel ~100 m por debajo de la superficie. Zn no tiene una correlación clara en el espacio. As, Au, Cu y Zn, se asocian con dacitas sericitizadas-argilitizadas, con dacitas silicificadas y con venillas silíceas sin brechamiento en profundidad, mientras que las brechas silicificadas y turmalinizadas se relacionan preferentemente al Pb y Ag.

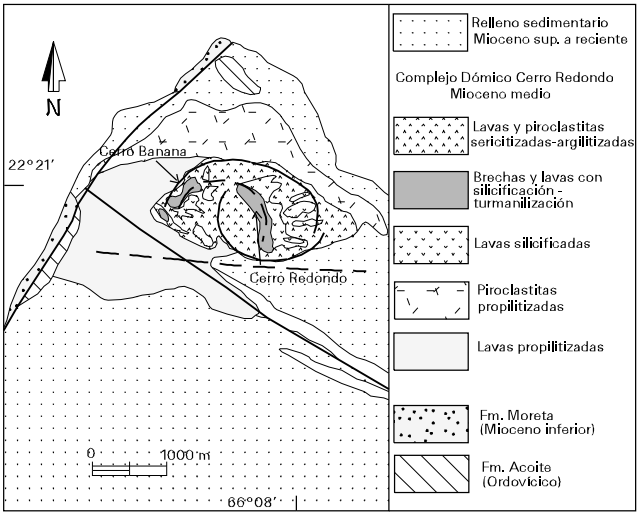


Figura 3. Mapa de alteración hidrotermal del Cerro Redondo.

Estudios de inclusiones fluidas (Caffe, 1999) indican que, vinculándose a las brechas turmalinizadas, existieron fluidos altamente salinos de probable origen magmático, como también fluidos acuosos meteóricos más diluídos. Estos últimos serían escasos y generalmente tardíos (inclusiones monofásicas líquidas de muy baja temperatura). Las inclusiones predominantes son secundarias, y de dos tipos distintos: a) multifásicas, con cristales hijos de halita y salinidad media de 37% NaCl eq., y Th_{media} ~320±35 ºC; b) bifásicas ricas en vapor de agua (grado de llenado por fase vapor: 70-90%), o prácticamente monofásicas gaseosas (fase vapor> 95%), con Th_{media} ~290±56 ºC. La coexistencia textural entre las inclusiones salinas y las bifásicas ricas en fase vapor, su general similitud en Th_{media}, la existencia de una fase gaseosa casi pura (inclusiones monofásicas) y la presencia de inclusiones con cristal hijo de halita con grado de llenado anómalo (>60%) por fase vapor, sugieren el entrampamiento heterogéneo de un fluido en ebullición. Si bien la salinidad final determinada está exagerada por el mismo proceso de ebullición, Caffe (1999) estimó que el fluido original debe haber sido bastante salino, ya que no se encuentra ningún tipo de inclusiones con salinidad intermedia entre los dos extremos hallados. Este último aspecto puede interpretarse como un fenómeno de ebullición súbita o "flashing" afectando a un fluido salino altamente presurizado, durante la liberación rápida de la presión litostática que lo comprimía en profundidad. Algunas inclusiones a), como también en ciertos casos de IF tipo b), incluyen cristalitos de turmalina, los cuales deben haber sido entrampados al estado sólido, señalando cierta contemporaneidad entre turmalinización y circulación de fluidos salinos en ebullición. La presencia de fluidos ricos en boro y la alta salinidad inferida para los fluidos acuosos asociados al evento turmalínico, son buenos indicadores del origen magmático de estos últimos en Cerro Redondo.

PAN DE AZÚCAR

Es el más importante de los sistemas magmáticos mineralizados de la región, y ha sido sistemáticamente explotado desde tiempos coloniales, hasta el año 1990. El yacimiento tiene forma de una veta de rumbo oestenoroeste-estesureste con cinco cuerpos mineralizados ciegos, alojados en un intrusivo muy somero que forma parte de un complejo dómico dacítico mayor. La erupción fue controlada estructuralmente por fallas tensionales oestenoroeste-estesureste y noroeste-sureste (Chernicoff *et al.*, 1996) y por otras estructuras de probable origen magmático (fracturas anulares). Los estilos eruptivos sugieren presencia importante de agua como disruptora externa del magma. El criadero puede caracterizarse como un sistema epitermal polimetálico, con paragénesis de alteración hidrotermal del tipo adularia-sericita, y mena de Pb-Ag-Zn (Sn). Estudios de inclusiones fluidas realizados por Caffe (1998) sugieren la circulación de fluidos acuosos de origen magmático (salinos, con ~33% NaCl eq.) y fluidos diluídos de naturaleza meteórica (~1-7 % NaCl eq.) esencialmente a las mismas temperaturas (280º-260º C). Los mismos se habrían mezclado a profundidades propias de la mineralización económica. Para mayores detalles ver Segal y Caffe (este volumen).

CASA COLORADA

El complejo dómico de Casa Colorada se localiza 5 km al oeste de la localidad homónima (figura 1), vinculado a una fractura norte-sur que eleva una escama de rocas ordovícicas a occidente de la Sierra de Rinconada. La unidad basal del complejo corresponde a tobas verdosas o moradas, producto de oleadas piroclásticas, seguidas de depósitos de flujos de bloques y cenizas de tonalidades rojizas. Por último se eruptaron lavas dómicas dacíticas foliadas por flujo que construyeron un domo subcircular (3x2 km) hacia los episodios finales de erupcion en este centro. El complejo se apoya tanto sobre Formación Acoite (Ordovícico) como sobre Formación Peña Colorada (Terciario).

La alteración hidrotermal está muy extendida (figura 4), caracterizándose por la presencia de zonas brechadas de silicificación-feldespatización (cuarzo-adularia±sericita), de forma elíptica y tamaño pequeño, alineadas en los bordes del domo lávico. Estas zonas rápidamente gradan hacia un halo propilítico de menor temperatura, muy extendido arealmente. Silicificación de menor temperatura (ópalo-tridimita-calcedonia) suele localizarse hacia el sector occidental del complejo, en la forma de enjambres de brechas, o bien como numerosas venillas y stockworks opalinos sin brechamiento hidrotermal. Este tipo de alteración también afecta la caja. Sericitización y argilitizaciones menores generalmente se ven vinculadas a alteración supergénica en sectores fracturados del borde del domo. Episodios muy tardíos de circulaciones de aguas termales resultaron en depositación de boratos (bórax, ulexita, borcarita), arcillas (caolini-

ta) y travertinos alineados según una fractura estenoreste-oestesuroeste (figura 4) que margina por el sur al complejo.

A pesar de las importantes estructuras de brechamiento hidrotermal y alteraciones que afectan al domo y su encajonante, los minerales de mena asociados son escasos (blenda, galena y pirita en pequeños stockworks o diseminadas en las tobas basales o en zonas de silicificación). Las anomalías metalíferas por lo tanto son muy débiles (Cu= 176 ppm, Zn= 335 ppm, Au =6 ppb, Ag= 0.5 ppm, Sb= 68 ppm, Hg= 0.5 ppm y As= 187 ppm) y están vinculadas a los sectores con alteración de mayor temperatura (cuarzo – adularia).

MODELO GEOLÓGICO-METALOGENÉTICO

En todos los casos vistos, la existencia de fases piroclásticas de apertura ha favorecido la mayor circulación de los fluidos hidrotermales, a causa de una porosidad/permeabilidad más alta en las piroclastitas -ignimbritas, tobas basales, brechas, depósitos de flujos de bloques y cenizaque en lavas o pórfiros dacíticos. La presencia de agua durante los eventos explosivos es también un rasgo muy notable de estos sistemas magmáticos: la declinación progresiva en los volúmenes de magma que se extruían en superficie hacia el final de estos episodios volcánicos y la retracción del foco de calor hacia profundidad, habrían provocado una transición desde sistemas hidromagmáticos a sistemas geotermales posteriores. Este pasaje incluyó episodios de explosiones puramente hidrotermales (brechamiento hidrotermal) en casos como Cerro Redondo, Casa Colorada y Chinchillas. En forma contrapuesta, el complejo de Aguiliri, caracterizado por sólo haber eruptado lavas y pórfiros intrusivos someros, sin expresiones piroclásticas durante su formación (Caffe, 1999), carece de manifestaciones hidrotermales de interés asociadas. Otro aspecto saliente de la asociación entre procesos volcánicos y alteración hidrotermal es que esta última parece canalizarse mejor a favor de las estructuras previas (figura 5), que fueron determinantes durante las erupciones volcánicas de apertura (fracturas anulares, intersecciones entre estructuras tectónicas norte-sur y transversales), y la posterior evolución de los complejos dómicos (fracturas cónicas y radiales de colapso). En todos los ejemplos presentados más arriba son los mismos domos los que alojan la alteración (eventualmente la mena), por lo que pueden ser entendidos como expresiones superficiales de sistemas magmáticos contemporáneos más profundos -y tal vez más extensos-, que oficiaron de foco termal y de aporte de parte de los fluidos involucrados en los sistemas epitermales generados.

Generalizando los ejemplos vistos, la alteración comprende una zona de alta temperatura (ver figura 2 a 5), generalmente potásica, con precipitación de adularia (±cuarzo±sericita) en la zona del foco termal, rodeada por sectores caracterizados por paragénesis de menor temperatura. Turmalinización en las zonas de descarga de los fluidos más calientes (como en Cerro Redondo) son poco comunes, aunque con frecuencia ha sido observada en sistemas hidrotermales vinculados a complejos dómicos similares en el área boliviana (Cunningham *et al.*, 1991; Marwin Columba y Cunningham, 1993). La alteración potásica es seguida por eventos de silicificación importante que le suceden brevemente en el tiempo, a los que se asocia la mineralización (Chinchillas, Pan de Azúcar y en parte de la mena de Cerro Redondo). El depósito de SiO_2 (en la forma de cuarzo microgranular) puede estar acompañado de fuerte brechamiento hidrotermal de la roca dacítica, de las piroclastitas o bien de la caja (Cerro Redondo, Casa Colorada, Chinchillas), alojándose eventualmente allí la mena. En cambio, situaciones como las de Pan de Azúcar, señalan también episodios de silicificación más pasivos, rellenando espacios abiertos y formando vetas.

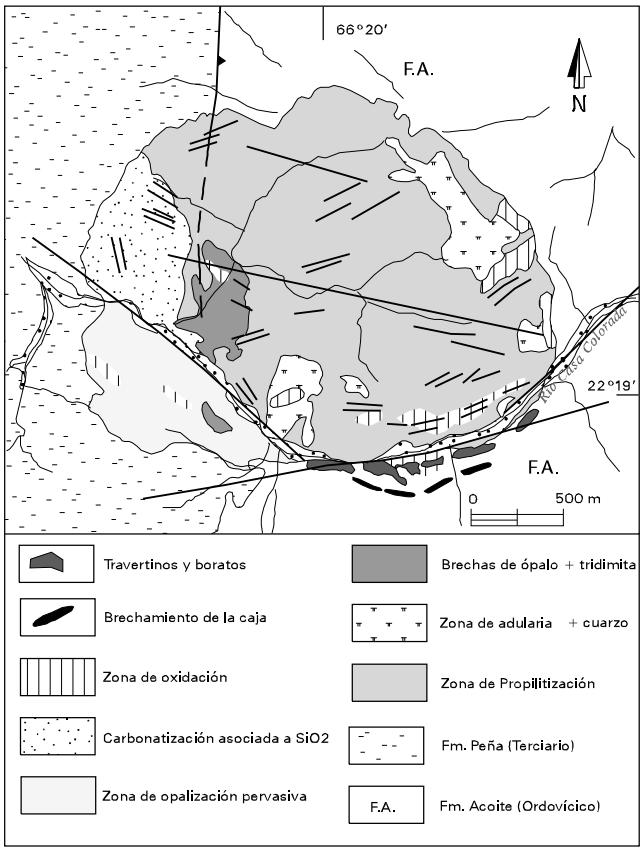


Figura 4. Zonas de alteración en el Complejo dómico de Casa Colorada.

En las zonas más exteriores y de menor temperatura, las rocas de los complejos dómicos y de sus encajonantes son argilitizadas o sericitizadas variablemente, muchas veces sobreimponiéndose sobre la feldespatización inicial (los feldespatos secundarios son reemplazados por sericita±caolinita±carbonatos). Otro fenómeno común vinculado a estos episodios es la argilitización de la veta o brecha que porta la mena (figura 2), y de la dacita o piroclastos que ofician de caja de la estructura mineralizada inmediatamente en contacto con ella, sugiriendo alteración continuada de las zonas más permeables mientras el sistema hi-

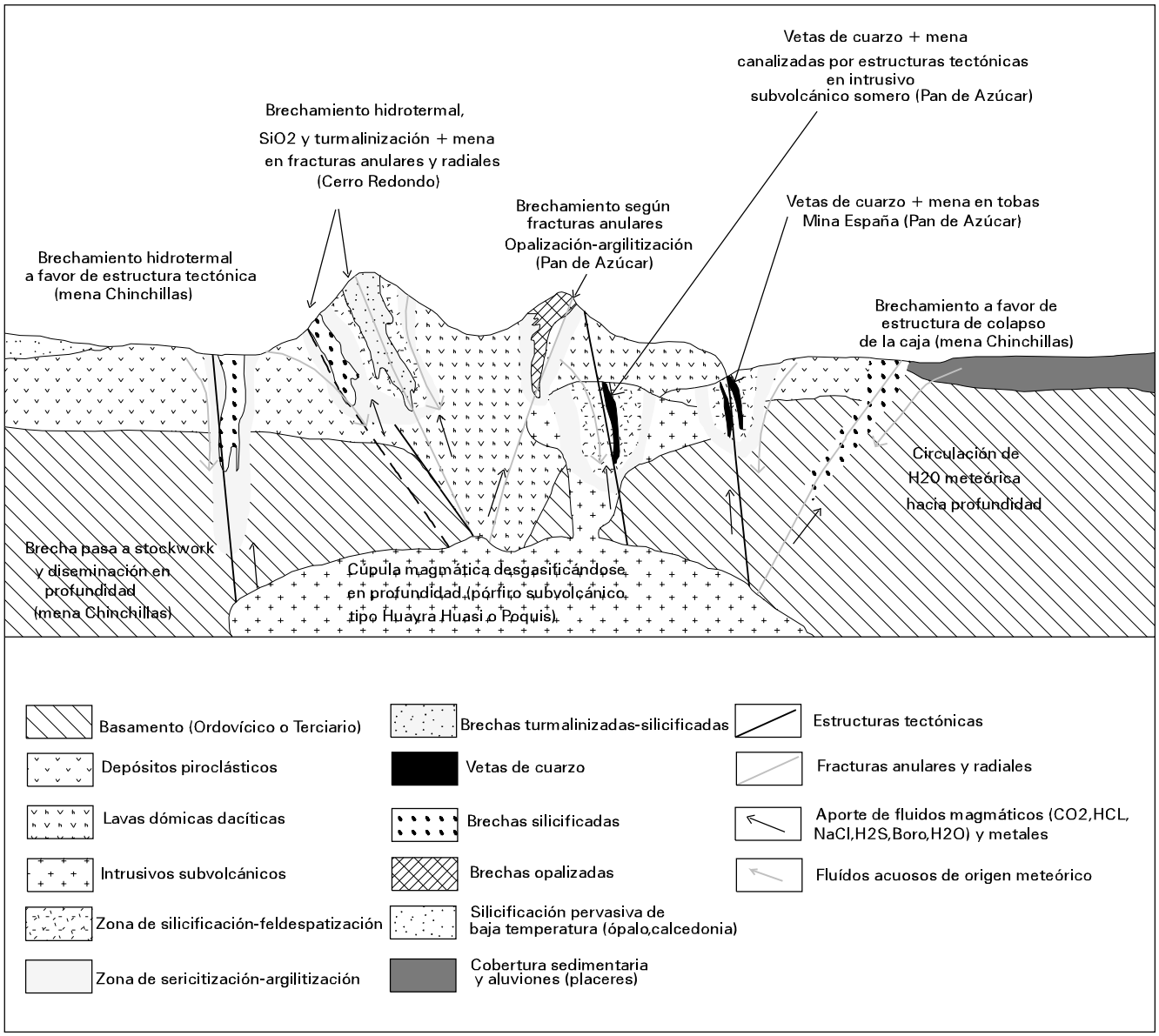


Figura 5. Modelo epitermal para los yacimientos asociados a complejos volcánicos dómicos de Puna Norte.

drotermal iba perdiendo temperatura y su desarrollo areal era menor. Los niveles expuestos son generalmente muy superficiales y las zonas de oxidación-cementación siempre están bien desarrolladas, aunque definiendo pobres enriquecimientos supergénicos.

La mineralogía de alteración y la de mena (sulfuros y sulfosales polimetálicos en bajo estado de sulfuración) es compatible con sistemas epitermales de tipo cuarzo-adularia-sericita o de baja sulfuración, a excepción de las últimas etapas de mineralización en Cerro Redondo, donde coexisten ciertas características de alta aS^{-} (precipitación de enargita, sartorita, greigita y bismuto asociados a oro) y baja sulfuración (depósito de carbonatos y sílice como ganga; ausencia total de alunita hipogénica; escasas texturas de reemplazo).

El aporte de fluidos de origen magmático parece haber tenido un rol importante en estos sistemas, según lo que se desprende de los estudios de inclusiones fluidas (ver también Caffe, 1998, Segal y Caffe, en este libro). La presencia de fluidos altamente salinos ->30% NaCl eq., como los de Pan de Azúcar y Cerro Redondo- asemeja a los yacimientos epitermales de Puna Norte, caracterizados por bajos estados de sulfuración, con los depósitos epitermales tipo sulfato-ácido donde dichos fluidos son relativamente usuales (Hedenquist *et al.*, 1994). El origen magmático de la mena no puede ser asegurado sólo por las inclusiones fluidas, pero el estudio geoquímico de trazas e isótopos radiogénicos indica (ver más arriba, también Kay *et al.*, 1997 y Caffe, 1999) que las condiciones óptimas de transporte de metales por los magmas desde su zona de fuente fue ideal en el Mioceno medio, durante el proceso de engrosamiento cortical, mientras que fueron mucho menos favorables en el Mioceno inferior. Un origen magmático de gran parte de la mena pue-

de explicar entonces por qué el complejo de Casa Colorada (~18 Ma) no está económicamente mineralizado, a pesar de exhibir una importante alteración hidrotermal, varias estructuras capaces de alojar la mena, y el mismo encajonante que los domos que sí están mineralizados durante el Mioceno medio. La procedencia magmática de los metales también explicaría las diferencias que existen entre los magmas estañíferos (ubicados en Bolivia principalmente) y aquellos ricos en elementos como Pb, Zn y Ag, ya que el enriquecimiento alternativo en uno u otro caso es regulado por las condiciones de óxido-reducción de los magmas al momento de su génesis y evoluciones finales. Los magmas que eruptaron los domos de Puna Norte evolucionaron a altas fO_2, por lo cual las concentraciones de Sn y W son previsiblemente bajas en la mayoría de ellos.

Dentro del modelo epitermal en el cual se encuadran los domos de Puna Norte, Cerro Redondo (figura 3) constituye un caso especial: como se mencionó más arriba, fluídos bastante calientes (290º-320ºC) ricos en boro y en ebullición, brecharon fuertemente a las rocas dacíticas y depositaron una paragénesis con abundante turmalina y sílice, desplazando a la zona potásica a una posición marginal de menor temperatura (figura 5). Si bien la turmalinización es típica de ambientes mesotermales vinculados a intrusivos o alteración tipo greissen (como ocurre en el intrusivo estañífero de Huayra Huasi), varios ejemplos de su presencia en yacimientos epitermales asociados a domos fueron reconocidos en el ámbito del Altiplano Boliviano. Algunos ejemplos de estos sistemas muestran la presencia de turmalina diseminada hacia profundidad (Sillitoe *et al.*, 1975, Grant *et al.*, 1980, Schneider, 1985), mientras que en otros, la turmalinización como expresión superficial adopta forma diseminada escasa o asociada a brechamiento (Avila Salinas, 1993; Marwin Columba y Cunningham, 1993). La profundidad del sistema hidrotermal que provocó la turmalinización en Cerro Redondo no parece haber sido muy grande, y aunque la erosión de la columna volcánica puede haber sido importante, sus temperaturas son similares a las de los sistemas geotermales actuales más calientes. A esto último se suma la presencia contemporánea de adularia, un mineral clásico del ambiente epitermal. Lehmann *et al.* (1988) consideraron que la causa fundamental de la concentración de boro en los sistemas hidrotermales de Sn bolivianos responde a una herencia magmática. Al igual que las inclusiones fluidas salinas, la presencia de abundante turmalina permite especular con una cúpula magmática rica en boro de un magma cristalizando en profundidad (figura 5). De esta manera, fluidos acuosos iniciales de alta temperatura, con altos contenidos en esos elementos magmáticos volátiles -sin desestimar cierta participación de aguas meteóricas también-, alcanzarían niveles muy superficiales desde sectores más profundos en cristalización, favorecidos por estructuras de colapso del edificio dómico (fracturas anulares y radiales). Este tipo de alteración caracterizaría también a muchos de los depósitos bolivianos polimetálicos ricos en Sn y a algunos vinculados a metales preciosos.

A manera de conclusión surge que los complejos dómicos, característicos del volcanismo temprano de este segmento de los Andes Centrales (22º-25º S), alcanzaron durante el Mioceno medio (15-12 Ma) las mejores condiciones para una mayor mineralización. Las mismas resultaron de la conjunción de varios aspectos, como ser: mecanismos eruptivos (peleanos y vulcanianos) con importantes componentes hidromagmáticas, procesos de formación de magmas silíceos fuertemente controlados por desestabilización de minerales hidratados en zonas de fuente (MASH), y marcada participación cortical en los mismos. Las particularidades genéticas de los magmas fueron resultado del engrosamiento de la corteza durante el Mioceno medio, fenómeno que aumentó las chances de enriquecimiento de dichos magmas en elementos litófilos. La existencia de estructuras tanto de origen magmático como tectónico, y de facies piroclásticas permeables (figura 5), permitieron la implantación posterior de sistemas epitermales de altas temperaturas (260º-320ºC). Estos últimos exhiben importante participación de fluidos salinos de origen magmático, los cuales eventualmente se mezclaron con aguas meteóricas circulantes en profundidad.

De esta forma, el avance en la comprensión de los procesos volcanicos, magmáticos e hidrotermales, ha brindado guías de alto valor para una prospección racional de yacimientos metalíferos asociados a manifestaciones magmáticas, en este caso representadas por los complejos volcánicos dómicos que caracterizan a la etapa inicial del magmatismo Terciario de Puna Norte.

BIBLIOGRAFÍA

Allmendinger, R.W., T. E. Jordan, S. M. Kay y Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna of the Central Andes. *Annual Reviews Earth Planet. Sciences,* 25: 139-174.

Aniel, B. G, 1987. Comportement Naturel de l´Uranium en Milieu Volcanique et Approche experimentale. *Université de Nancy,* Francia, tesis doctoral, inédita.

Ávila Salinas, W., 1993.Génesis del complejo volcánico de Oruro y sus yacimientos de Sn-Ag. *Boletín de Geobol,* 1: 70-84.

Berger, B. R. y Eimon, P. L., 1983. Conceptual models of epithermal precious-metals deposits. En: Skanks, W.C. (Ed.): *Cameron volume on un conventional mineral deposits. Society Mining Engeeniring:* 191-205.

Brito, J. y S. Sureda, 1992. Exploración del Prospecto Polimetálico Cerro Redondo, Rinconada, Jujuy, Argentina. *4º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 183-194. Córdoba.

Caffe, P. J., 1998. Origen y evolución de fluidos hidrotermales en el sistema epitermal Pan de Azúcar, Puna Norte, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 3: 208-213. Buenos Aires.

Caffe, P. J., 1999. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior en Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. *Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, tesis doctoral*, inédita, 421 p.

Cladouhos, T., R. Allmendinger, B. Coira y E. Farrar, 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Faultkinematics from the Northern Puna, Northwestern Argentina and Southwestern Bolivia. *Journal of South America Earth Science,* 7 (2): 209-228.

Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Pcia. de Jujuy. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 170: 1-90.

Coira, B., 1997. Informe final del Proyecto PID-BID II "Provincia Minera Cenozoica Puneña, Metalogénesis y Beneficio de sus Menas". *CONICET*, inédito.

Coira, B. y M. K. Brodtkorb, 1995. Paragenesis of pollymetalic mineralizations related with Cenozoic volcanism in Northern Puna, Argentina. En: J. L. Mank and J. D. S George (Eds.) *Pacrim Congress:* 135-140.

Coira, B., P. J. Caffe, A. Ramírez, W. Chayle, A. Díaz, S. Rosas, A. Pérez, E. M. B. Pérez, O. Orosco y M. Martínez, 1998. Hoja Geológica 2366-I Mina Pirquitas (escala 1:250.000). *Dirección Nacional del Servicio Geológico. Secretaría de Minería de la Nación.* En prensa.

Coira, B., A. Díaz, W. Chayle, A. Pérez y A. Ramírez, 1993b. Chinchillas: Modelo de complejo volcánico dómico portador de depósitos de metales de base con Ag y Sn en Puna Jujeña. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 270-276.

Coira, B., S. M. Kay y J. G. Viramonte, 1993a. Upper Cenozoic Magmatic Evolution of the Argentine Puna-A Model for Changing Subduction Geometry. *International Geology Review,* 35 (8): 677-720.

Cunningham, Ch., J. McNamee, J. Pinto Vázquez y G. Ericksen, 1991. A model of volcanic dome-hosted precious metal deposits in Bolivia. *Economic Geology,* 86: 415-421.

Chernicoff, C. J., G. Garea, F. Hongn, R. Seggiaro, E. Zappettini, B. Coira, P. J. Caffe, W. Chayle, G. Rodríguez, A. Pérez, M. Soler y L. Rankin, 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones técnicas (1): Geofísica:* 46 p. Buenos Aires.

Fornari, M., L. Pozzo, P. Soler, L. Bailly, J. Leroy y M. G. Bonhomme, 1993. Miocene volcanic centers in the southern Altiplano of Bolivia, The Cerro Morokho & Cerro Bonete area (Sud Lípez). En: *Second ISAG,* Oxford (U.K.): 363-366.

Gorustovich, S., J. Salfity, D. Rubiolo y R. Sureda, 1985. Yacimiento Aguiliri (Puna argentina): Depósito uranífero en rocas subvolcánicas terciarias. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 3: 250-270. Antofagasta.

Grant, J. N., C. Halls, S. Sheppard y W. Avila, 1980. Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. *Mining Geology, Special Issue,* 8: 151-173.

Hedenquist, J.W., Y. Matsuhisa, E. Izawa, N. C. White, W. F. Giggenbach y M. Aoki, 1994. Geology, geochemistry and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. *Economic Geology,* 89(1): 1-30.

Igarzábal, A. P. y J. G. Viramonte, 1972. Geomorfología y Petrología de los Domos del Sur del Bolsón de Pozuelos (provincia de Jujuy). *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 187-207.

Kay, S. M., C. Mpodozis y B. Coira, 1997. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22ºS to 33ºS). In B. Skinner et al. (Eds.): *Geology and mineral deposits of Central Andes. Society of Economic Geology Special Publication,* en prensa.

Lehmann, B., U. Petersen, R. Santiváñez y L. Winkelmann, 1988. Distribución geoquímica de estaño y boro en la secuencia paleozoica inferior de la Cordillera Real de Bolivia. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín,* 77: 19-27.

Linares, E. y R. González, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Publicación Especial,* 19.

Long, K., S. Ludington, E. du Bray, O. Andre Ramos y E. McKee, 1993. Geología y yacimientos minerales del distrito La Joya, Altiplano Norte de Bolivia. *Boletín de Geobol,* 1: 63-69.

Marinovic, N., 1979. Geología de los cuadrángulos Zapaleri y Nevados de Poquis, II Región, Antofagasta. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, tesis de grado.* Santiago.

Marwin Columba, C. y C. Cunningham, 1993. Geologic model for the mineral deposits of the La Joya District, Oruro, Bolivia. *Economic Geology,* 88: 701-708.

Morgan, G., D. London y R. Luedke, 1998. Petrochemistry of Late Miocene peraluminous silicic volcanic rocks from the Morococala Field, Bolivia. *Journal of Petrology,* 39 (4): 601-632.

Schneider, A., 1985. Eruptive processes, mineralization and isotopic evolution of The Los Frailes-Kari Kari region, Bolivia. *Royal School of Mines, Imperial College of Science and Technology, London. Ph. D. Thesis,* inédita: 1-281.

Schwab, K. y H. Lippolt, 1974. K-Ar mineral ages and late Cenozoic history of the Salar Cauchari area (Argentine Puna). *Proceedings Symposium on Andean and Antartic Volcanology*: 693-714. Santiago.

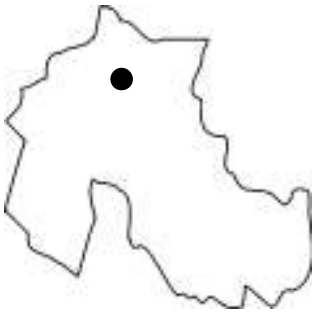
Segal, S. J. y P. J. Caffe. El yacimiento Pan de Azúcar, Provincia de Jujuy, Argentina. *Recursos minerales de la República Argentina (este libro).* En prensa.

Seggiaro, R. y B. Aniel, 1989. Los ciclos volcánicos cenozoicos del área Coranzulí-Tiomayo, Jujuy, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44 (1-4): 394-401.

Sillitoe, R., C. Halls y J. N. Grant, 1975. Porphiry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology,* 70: 913-927.

Soler, M. M., 1996. Geología del Complejo Volcánico Pirurayo, Puna de Jujuy. *Universidad Nacional de Córdoba, Escuela de Geología,* trabajo final, inédito, 1-119.

Segal, S. J. y P. J. Caffe, 1999. El grupo minero Pan de Azúcar, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1579-1592, Buenos Aires.



EL GRUPO MINERO PAN DE AZÚCAR, JUJUY

Susana J. Segal[1] y Pablo J. Caffe[2]

INTRODUCCIÓN

El Yacimiento Pan de Azúcar clasificado como epitermal polimetálico está emplazado en ambiente de Puna norte, alojado en dacitas y parcialmente en brechas dacíticas alteradas hidrotermalmente por procesos de caolinización, sericitización, silicificación y piritización.

La mineralización aconteció a lo largo de una zona de fallas en un estadio tardío del proceso de intrusión.

En el año 1990 (fecha de cierre de mina) se estimaron las reservas del yacimiento en 59.000 t incluyendo el nivel–330 con 4,62% Pb, 6,58%Zn; 0,224 kg/t Ag y 0,88 % Sb.

UBICACIÓN

El grupo minero Pan de Azúcar comprende la mina homónima y las manifestaciones España y Potosí. Se ubica en el extremo suroeste de la depresión de Pozuelos (figura 1), provincia de Jujuy, 50 km al oeste de Abra Pampa y 25 km al noroeste de la localidad de Cochinoca.

Dentro de la fisiografía local se destaca la presencia de los cerros León Cumbre, León Chico, Pan de Azúcar, Cruz, Potosí y el denominado "cerro de la mina Pan de Azúcar".

El yacimiento se encuentra a una altura de 3.600 m s.n.m. y su acceso se realiza por el camino que une Abra Pampa con Mina Pirquitas, del cual se separa un desvío con dirección suroeste después del cruce por Abra de Moreta que conduce a la zona.

Sus coordenadas geográficas son 22º32-22º38' de latitud sur y 66º01'-66º08'de longitud oeste.

Coira *et al.* (1998) consideran a este sistema como parte del Complejo Volcánico Laguna Pozuelos, que conjuntamente con otras manifestaciones de tipo lávico-piroclástico de origen subaéreo y morfologías dómicas (Chinchillas, Cerro Redondo, Aguiliri) fueron eruptados durante el Mioceno medio en Puna Norte.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

La Mina Pan de Azúcar dispone de reservas probables y posibles. Según Kleine Hering *et al.* (1981) la sumatoria de reservas probables del bloque I con 30% de dilución y el bloque II sin dilución es de 11.395 t con 1,2% de Sb; 10,94% Pb; 6,56 % Zn y 654 g/t de Ag.

La sumatoria de reservas posibles es de 6.861 t con 2,66% de Pb, 5,96% de Zn y 172 g/t de Ag.

Según Pasquín (1976) las reservas de mineral probable, considerando dilución y pérdida por explotación ascendieron al orden de 35.240 t con una ley media de 4,92% Pb, 5,91% Zn y 377,5 g/t en una potencia media de 1,28 metros.

El tonelaje de mineral posible es de 11.030 t y la estimación de reservas alcanzó 46.270 t, por lo que se trataría de un yacimiento de medianos recursos (Pasquín, 1976).

En base a las estimaciones de las reservas probables se determinó una explotación viable de 33 t/d, con una vida útil de 1,4 años referida a reservas positivas y probables (Kleine Hering *et al.*, 1981). Por tal motivo se suspendió la explotación en el yacimiento en el año 1990.

De Los Hoyos (1993) hace referencia al estudio que Río Cincel S.A. llevó a cabo en el yacimiento estimando las reservas en aproximadamente 59.000 t de mena probable más posible (teniendo en cuenta dilución, pérdidas por ex-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

[2] *CONICET. Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería.*

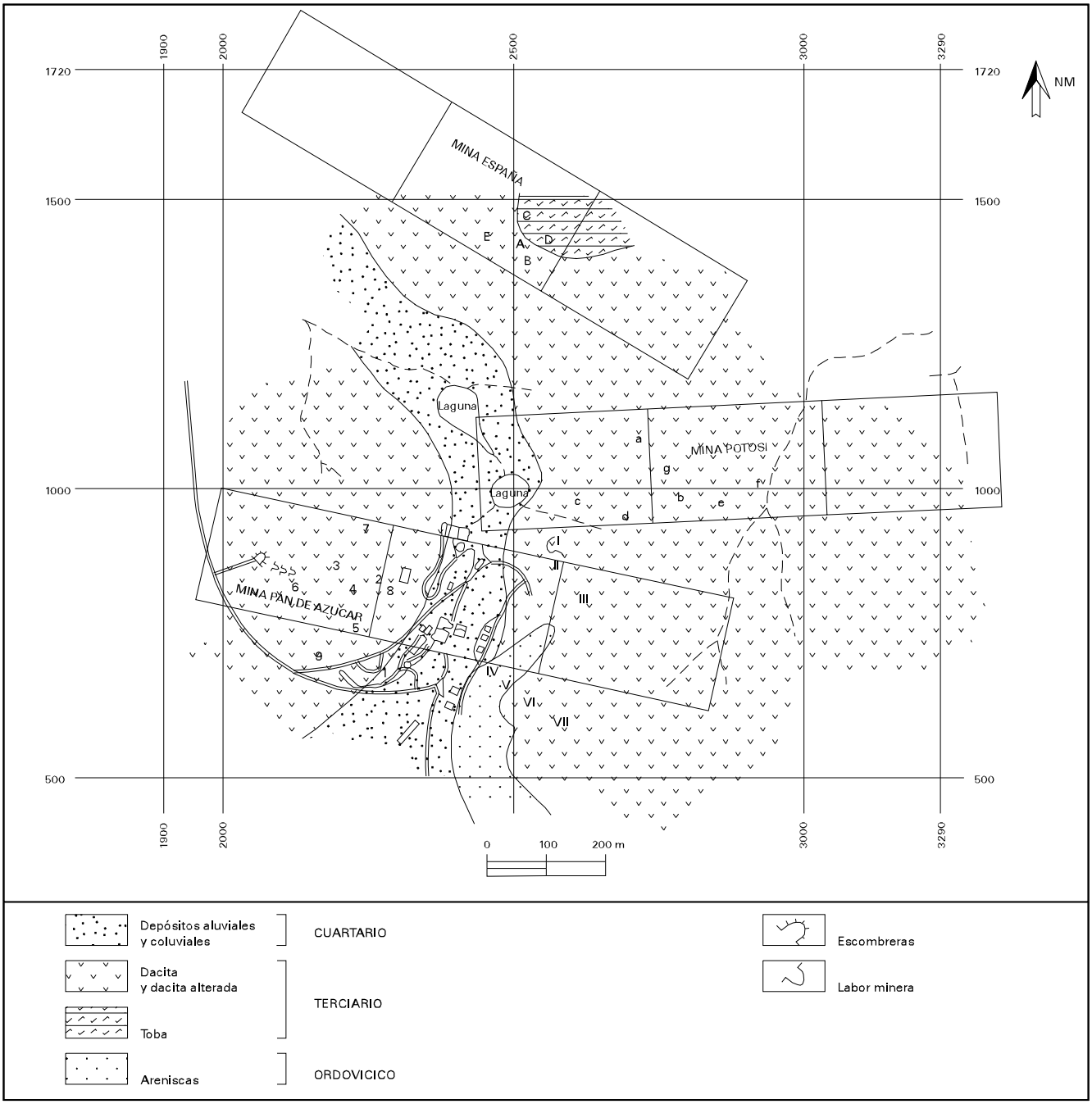


Figura 1. Grupo minero Pan de Azúcar.

plotación y un factor de seguridad de muestreo) entre los niveles –130 y –330 con tenores de 4,62% Pb, 6,58% Zn, 224 g/t Ag y 0,88% Sb.

Sistema de explotación

La explotación diaria en la mina se efectuó a través del pique principal, y la comunicación del nivel -210 con las labores mineras que se hallan por encima se hizo por intermedio de un pique ciego, que con relación al pique principal (a cielo abierto) está desplazado unos 30 m en el techo.

La extracción del mineral se realizó en ambos piques mediante un elevador por sus correspondientes baldes que tienen una capacidad de 300 litros. El pique principal también fue utilizado para el transporte del personal y material, ventilación, desagüe.

La explotación continua se llevó a cabo entre los niveles -210 y -170 en dos bloques de mena preparados como realce en forma de “saca sobre relleno”. A causa de la va-

riación de la mineralización en sentido horizontal y por las oscilaciones en el espesor de la veta se usó material estéril como relleno en los realces lo cual dificulta la conducción de explotación.

Los trabajos se realizaron a mano; sólo para perforar se utilizaron martillos neumáticos manuales de 23 kilos.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las referencias más remotas datan de la época colonial. Los trabajos mineros fueron realizados por la comunidad jesuita de donde deriva el nombre homónimo con que luego se identificara a la veta que afloraba en el criadero.

Existen datos generales vertidos por Sgrosso (1943), Ahlfeld (1948), Angelelli (1950) y Fernández Lima *et al.* (1958). Chomnales en 1968 y 1969 confeccionó informes de descripciones de secciones pulidas. Brodtkorb (1969) realizó estudios calcográficos. Igarzábal y Viramonte (1972) y Coira (1979) actualizaron parte de la información geológica del depósito.

Segal de Svetliza (1980) intensifica los estudios mineralógicos de mena y ganga, ordenando distintos eventos de mineralización en el tiempo y brindando nuevos datos de índole mineralúrgica para la mena de este criadero. Trabajos dirigidos al análisis del yacimiento, guías exploratorias y de explotación están representados por Igarzábal (1969), de Los Hoyos (1969 y 1993), Daroca (1970), Dawson (1973). Kleine Hering *et al.* (1981) y Coira y Brodtkorb(1995), Chernicoff *et al.* (1996) analizaron el comportamiento magnético del sector a nivel regional, postulando preliminarmente la existencia de un sistema magmático caldérico de mayores dimensiones que incluiría al yacimiento. Caffe (1998 y 1999) estudió las condiciones físico-químicas de los fluidos que causaron la mineralización, y la estratigrafía y geoquímica del sistema volcánico donde se hospeda el yacimiento.

En el año 1975 la explotación diaria de la mina oscilaba alrededor de 33 t con 7,3% de Pb, 5,6% de Zn y 461 g/t de Ag. La mina trabajaba en tres turnos y el material era extraído a través del pique principal que mide 2 por 2,5 m y a una profundidad de más de 2 kilómetros.

La explotación se realizó desde los niveles - 60 hasta -210.

La Empresa Río Cincel fue la encargada de la explotación del yacimiento hasta 1990. Actualmente la mina se encuentra inundada y sus actividades paralizadas.

GEOLOGÍA REGIONAL

La estratigrafía del borde austral de la depresión de Pozuelos comienza con una espesa secuencia sedimentaria de origen marino y edad ordovícica (Formación Acoite), mejor desarrollada hacia el oeste –Sierra de Rinconada-, mientras que hacia el este –Sierra de Cochinoca- exhibe mayor participación de volcanitas dacíticas y espilíticas submarinas (Complejo magmático-sedimentario Escaya-Cochinoca; Coira *et al.*1998). Sobre una discordancia angular marcada, se depositaron sedimentos psamíticos del Subgrupo Pirgua, de edad cretácica inferior. Hacia finales del Paleógeno, se generaron –en el ámbito de Puna Norte- cuencas continentales pequeñas, representadas por la Formación Moreta de edad oligocena superior a miocena inferior. Esta última unidad comprende, en el área cercana al yacimiento (figura 1, ver página 1570), areniscas y limolitas rojizas poco estratificadas, dispuestas en forma discordante sobre el basamento ordovícico. Por encima se apoyan areniscas, tobas, tufitas e ignimbritas que Coira *et al.* (1998) integraron a la Formación Tiomayo. Apoyándose sobre esta última secuencia, o bien sobre Formación Moreta, se dispone el complejo volcánico aflorante en el sector de Pan de Azúcar, el cual hospeda la mineralización estudiada. Las unidades anteriores subyacen a las ignimbritas de Coranzulí, eruptadas hace 7-6 Ma, como también a sedimentitas fluviolacustres de edad miocena superior a pliocena–pleistocena (Coira *et al.*1998).

Las estructuras dominantes en la región tienen rumbo submeridional (figura 1, ver página 1570), acompañadas por fallas oestenoroeste-estesureste y noroeste-sureste de menor desarrollo. Según Chernicoff *et al.* (1996) las estructuras mencionadas habrían tenido importantes componentes transcurrentes y distensivas respectivamente, dentro de un sistema sinistral desarrollado sobre la falla oriental de la Sierra de Rinconada. El Complejo volcánico que aloja al yacimiento también se asocia a dos grandes estructuras anulares, una de ellas regional denominada "Fractura anular del borde austral de la depresión de Pozuelos" (Chernicoff *et al.,* 1996).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El Grupo Minero Pan de Azúcar (Mina Pan de Azúcar, Mina España y Manifestación Potosí) se sitúa sobre parte de un sistema volcánico que aflora en forma de pequeños centro eruptivos (0,1- 4,5 km^2) de morfología dómica, distribuidos alrededor de la Mina Pan de Azúcar.

Los distintos domos se conocen como: Cerro Pan de Azúcar, Cerro de la mina Pan de Azúcar, Cerro Negro, Cerro Yori Yorco, Cerro León Grande y Cerro León Chico. Coira *et al.* (1998) consideraron a este sistema como parte del Complejo Volcánico Laguna Pozuelos, que conjuntamente con otras manifestaciones de tipo lávico-piroclástico de origen subaéreo y morfologías dómicas (Chinchillas, Cerro Redondo, Aguiliri), fueron eruptados durante el Mioceno medio en Puna Norte.

Las rocas del Complejo (figura 2) suelen disponerse en discordancia sobre las sedimentitas ordovícicas del Complejo volcano sedimentario Escaya-Cochinoca (Coira *et al.*, 1998) y por encima de la Formación Moreta. En el área de la Mina Pan de Azúcar, las rocas del complejo volcánico se disponen cubriendo areniscas tufíticas de edad miocena

media (Formación Tiomayo; Coira *et al.,* 1998). Las volcanitas del complejo dómico son cubiertas por rellenos sedimentarios bastante más modernos (Plioceno a Cuaternario).

La edad del Complejo volcánico dómico Pan de Azúcar fue datada por Coira (1979) y se ubica dentro del Mioceno medio (12 ± 2 Ma).

La base del conjunto en Pan de Azúcar está representada por depósitos de flujos de bloques y cenizas rojizos amarillentas (30-50 m de espesor), constituidos por material fragmentario denso de composición dacítica (diámetro 1-0,3 m). El material juvenil (litoclastos, cristales y vitroclastos) no exhibe vesiculación.

Le suceden depósitos de aspecto tabáceo, grises o amarillentos de aproximadamente 20 m de espesor, dispuestos en capas poco potentes, entre 8 y 100 centímetros. Usualmente masivos, pero pueden observarse laminaciones cruzadas de bajo ángulo y planar, que indican transportes a partir de oleadas piroclásticas. Están compuestos por líticos dacíticos y fragmentos de Formación Acoite, como también participación de cristaloclastos (cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita) y trizas vítreas. La mineralogía de estas tobas y la de las lavas posteriores son similares.

Las coladas de lavas dómicas dacíticas por lo general ocupan las partes altas de los centros eruptivos, presentando tonalidades rojizas, grisáceas o blanquecinas y texturas porfíricas, siendo común la presencia de autobrechas. El único cuerpo intrusivo de la zona, aunque muy somero, está representado por la dacita de la Mina Pan de Azúcar, que hace de encajonante a la mineralización junto a rocas ordovícicas. Es litológicamente idéntica a las coladas, salvo por su mayor alteración hidrotermal que le confiere tonalidades blanquecinas o amarillentas por sericitización, argilitización y silicificación. Las lavas están compuestas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita como máfico principal y ocasionalmente hornblenda (Cerro Yori Yorco y Cerro Negro), distribuidos en una pasta afanítica de colores variados.

Como se dijo anteriormente, el yacimiento propiamente dicho se situa en una veta alojada principalmente en la dacita de la Mina Pan de Azúcar y el encajonante ordovícico –Formación Acoite-.

La mina España y la manifestación Potosí se alojan en dacitas y depósitos de brechas y tobas que son intruídas por aquellas (figura 2).

Estructura y morfología del depósito

Si bien el sistema de domos de Pan de Azúcar se vincula a la estructura anular regional mencionada arriba, su emplazamiento y alteración hidrotermal estuvieron más controladas por una estructura semicircular de tipo local (figura 2).

La mena se localiza en una veta cuarzosa de rumbo N110º, inclinada en forma subvertical al sur. Vetas de esta orientación en superficie y hacia el sureste de la mina describen un arreglo entrelazado, que define una zona tabular mayor (entre 1 y 8 m de espesor). La dirección de la veta principal (veta Jesuita) es coincidente con las estructuras distensivas transversales que se encuentran en la depresión de Pozuelos, señalando que las vetas aprovecharon un fracturamiento extensional en *échelon de* orientaciones cercanas a estesureste-oestenoroeste. Integrando estos aspectos al esquema estructural propuesto para la zona (Chernicoff *et al.,* 1996), la mineralización económica habría aprovechado fracturas de relajamiento asociadas a fuertes componentes de rumbo sinistral, mejor desarrolladas en los corrimientos de Sierra de Rinconada ubicados al oeste.

Si bien la veta Jesuita contiene mayor cantidad de mena, otras zonas de fractura subparalelas dispuestas al norte y sur de la primera abren una mayor potencialidad para el yacimiento, sobre todo considerando que, hacia el occidente, continuan por más de 1.000 m en el basamento ordovícico (de los Hoyos, 1993). Hacia el este las vetas cortan al intrusivo dacítico, pero al llegar al encajonante ordovícico las trazas de sus planos se hacen menos marcadas y no están mineralizadas.

La veta Jesuita concentró la mena explotada hasta el momento, desarrollándose longitudialmente por más de 600 m, y verticalmente hasta más de 250 m de profundidad. Según Pasquín (1976), a partir del nivel –90 se observa una digitación de la veta en profundidad (figura 3), la cual, hacia el nivel –170 se resuelve en la forma de 4 cuerpos de mena con definida forma lenticular y sin conexión entre sí. Este último nivel abarca 135 m de veta mineralizada, es decir , 50% menos de mena expuesta que en el nivel –60. Es así que mientras la morfología de la veta Jesuita es la de una lente de espesor irregular con potencia media de 0,8 m y ancho máximo de hasta 5 m (Igarzábal *et al.;* Segal de Svetliza, 1980; de los Hoyos, 1993), el cuerpo de mena posee forma de rosario, distribuyéndose en 3 clavos o cuerpos principales y uno menor, ubicado en el borde oeste del yacimiento (clavo Isidora, figura 3). Estos cuerpos minerales son ciegos (sin expresión superficial), se encuentran separados por cuerpos de vetas estériles.La distancia entre cada uno de los clavos oscila entre 20 a 100 m, siendo la longitud individual en planta de cada uno de ellos variable entre 15 a 65 m (Igarzábal, 1969; Segal de Svetliza, 1980; Kleine Hering *et al.*, 1981).

La veta Crucero en el sector occidental del yacimiento se acopla a la veta Jesuita, posee un rumbo N60ºO y un buzamiento de 75ºSO. No posee mineralización económica.

La veta Isidora en interior mina está representada en una extensión de 43 m con un rumbo de N50ºO y buzamiento al suroeste. Es una estructura individual, ligeramente mineralizada.

El Cuerpo Máximo o clavo principal (Pasquín, 1976) es una estructura mineralizada continua a la Veta Jesuita en el extremo este de la misma. Se insinúa en el nivel -90 y se define en los niveles -130 y –170 hasta 300 m por debajo de la superficie.

Las texturas de las vetas varían encontrándose tramos masivos, zonas formadas por venillas concordantes al rumbo de las vetas, ojos y nódulos irregulares y mineralización bandeada hacia los contactos.

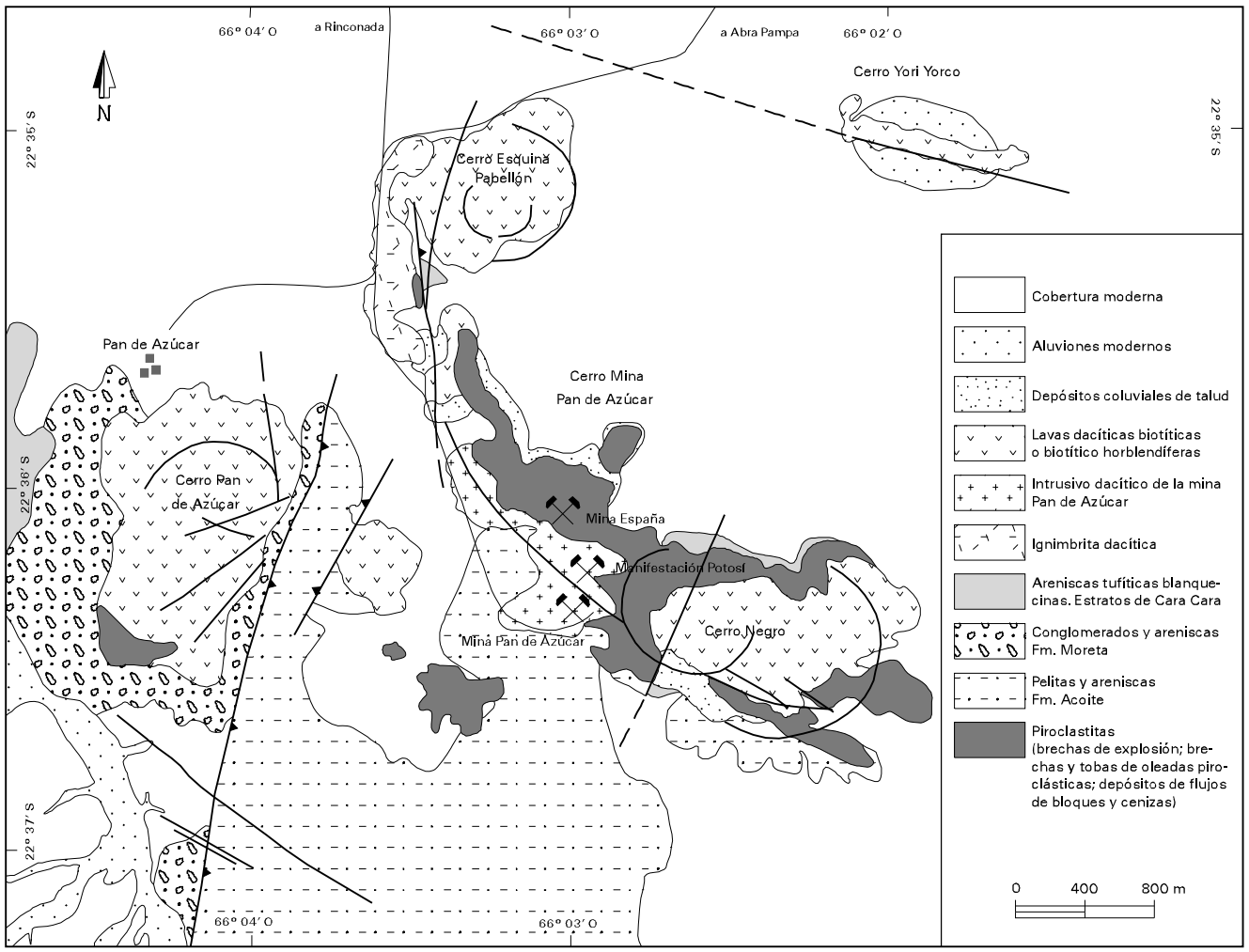


Figura 2. Geología del grupo minero Pan de Azúcar.

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Los últimos estudios efectuados por Caffe (1998) respecto a la alteración hidrotermal en superficie del Grupo Minero Pan de Azúcar muestran escasas diferencias con las investigaciones realizadas por Pezzutti y Godeas en 1978 referidas a los estudios de alteración hidrotermal en muestras de los diferentes niveles explotados del yacimiento.

En la figura 4 se observan las distintas zonas de alteración hidrotermal mapeadas en los alrededores de la Mina Pan de Azúcar, las cuales fueron controladas por la fractura anular que margina al grupo Cerro Esquina Pabellón-Cerro Mina Pan de Azúcar-Cerro Negro. La alteración es más notable en los alrededores de la Mina Pan de Azúcar y Mina españa que hacia el sur y norte donde está muy restringida a la presencia de zonas permeables y solo existe opalización de baja intensidad. El encajonante de la jmineralización se alteró en dos episodios hipogénicos principales de diferentes temperaturas, según el tipo de paragénesis dominantes. El episodio hidrotermal de mayor temperatura produjo alteración concentrada en el intrusivo dacítico y alrededores, afectando también a las piroclastitas por él intruidas. Involucra a tres tipos de alteración sucedidas en el tiempo.

Alteración hidrotermal de alta temperatura. Zona de alteración con adularia-cuarzo-sericita: Se distribuye en los alrededores de la Mina Pan de Azúcar y Mina España. La feldespatización se extiende como evento temprano y en la zona de Mina Potosí la feldespatización acompaña al cuarzo. El reemplazo mineral es selectivo, concentrándose sobre la plagioclasa a la cual reviste en un primer pulso Parte de la plagioclasa y biotita fue reemplazada por sericita Durante esta etapa de alteración el brechamiento hidrotermal ha sido escaso.

Zona de silicificación (cuarzo) acompañada de baritina. Se verifica en los alrededores de Mina España y a lo largo de la corrida que yace sobre la veta mineralizada de la Mina Pan de Azúcar. Las vetillas principales (proyección superficial de las vetas mineralizadas) y las que afectan a la caja se disponen en la dacita sericitizada o bien argilitizada con indicios de previa feldespatización. Al microscopio se

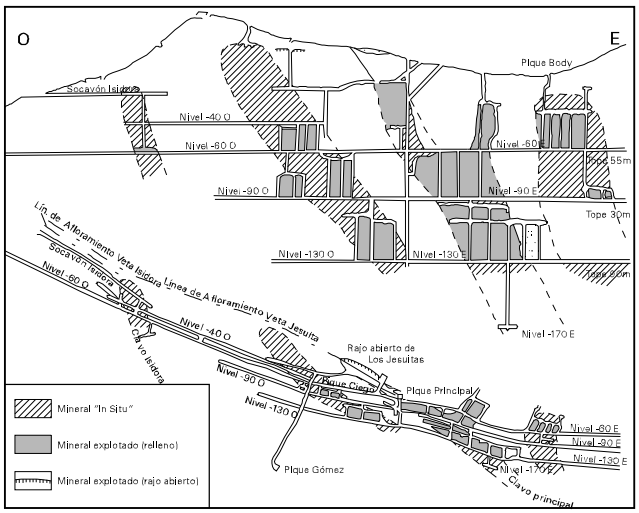


Figura 3. Estructura y morfología de las vetas de Pan de Azúcar.

observa que los minerales formados en la etapa anterior (adularia, parte de la sericita) son cortados por microvetillas de cuarzo policristalino. La baritina es frecuente en Mina España donde reemplaza parte del feldespato. No se distinguieron evidencias de brechamiento asociado a esta zona de alteración, y si bien su roca de caja puede ser brechosa, esta característica responde a un proceso volcánico primario más que a un proceso hidrotermal.

Microscópicamente se determinó que la sericita formada en la etapa anterior está cortada por microvenillas de cuarzo policristalino. Este evento es el portador de la mineralización metalífera.

En Mina España se identificaron asociadas a las venillas, diseminación de pirita y antimonita.

Zona de sericitización (argilitización subordinada). Afecta la roca de caja en el sector de la Mina a lo largo del afloramiento de vetillas con rumbo N110º generadas en el evento anterior, coincidiendo con la proyección superficial de la veta mineralizada.

Por el método de DRX se determinó que se trata de hidromicas-illita-sericita- y en mucha menor prporción caolinita. La disolución menor de algunos cristales y generación de cuarzo drusiforme es un fenómeno común, indicando condiciones de lixiviación ácida moderada.La roca dacítica adopta tonalidades blanquecinas con un reemplazo de los feldespatos primarios y secundarios por un agregado pulverulento. La matriz se ve igualmente reemplazada.

Al microscopio se observa el pasaje pseudomorfo de los feldespatos, pasta y biotita a agregados micáceos y en menor medida arcillosos. menor proporción caolinita (Caffe, 1998). La disolución menor de algunos cristales y generación de cuarzo drusiforme es un fenómeno común, indicando condiciones de lixiviación ácida moderada. Este episodio es posterior a la feldespatización y es previo al fenómeno de opalización.

Alteración hidrotermal de baja temperatura. Zona de opalización: Corresponde a un episodio hidrotermal de menor temperatura, posterior a la silicifación - feldespatización y sericitización ± argilitización, marcando un importante descenso de temperatura en el sistema epitermal estudiado. Se localiza en los extremos sur y norte de la fractura anular antes mencionada (figura 4). La forma más común de observar el material opalino es venular, en *stockworks* o bancos de hasta 10 m de espesor con formación de brechas hidrotermales hacia el norte de la estructura (cerro Esquina Pabellón). El ópalo tiene hábito botroidal transformándose en calcedonia. Está acompañado por arcillas pulverulentas (alofano?) y en menor proporción arcillas caolíniticas.

ESTUDIO SISTEMÁTICO DE LA MINERALOGÍA DE LOS NIVELES

El estudio microscópico de minerales opacos se efectuó a partir del nivel -60 debido a que en los niveles -20 y -40 la mineralización se encontraba agotada en el momento del sondeo. Las investigaciones abarcaron en total 180 m considerando todos los niveles explotados.

Las muestras del nivel -60 señalaron una avanzada alteración argílica de la roca y moderada "limonitización" producto de la fácil destrucción meteórica de marcasita y pirita, existiendo en partes zonas muy mineralizadas con notables cantidades de esfalerita, galena. marcasita, pirita y semseyita. Es menor la proporción de calcopirita, plata nativa, greenockita, y bournonita, siendo accesorios la estannita, casiterita, pirrotina, oro nativo, electrum y wurtzita.

El nivel - 0 muestra una fuerte caolinización resaltando en partes una mineralización compuesta por galena, esfalerita, semseyita, marcasita y pirita. También hay menores cantidades de greenockita, calcopirita, plata nativa, freibergita y estannita.

El nivel -130 presenta una marcada alteración argilica y notable existencia de mena donde se observa esfalerita, galena, marcasita, pirita, pirrotina, semseyita, plata nativa, pirargirita, casiterita, boulangerita, calcopirita, bournonita, argirodita, hexaestannita y freibergita.

En el nivel -170 disminuye la alteración hidrotermal con relictos de "limonitización". Existe parcial brechamiento y notable mineralización. Se encuentran esfalerita, galena, marcasita, pirita, semseyita, greenockita, freibergita, bournonita, plata nativa, argirodita, pirargirita y boulangerita.

El nivel -210 presenta escasa alteración argílica y las muestras estudiadas son portadoras de galena, esfalerita, pirita y semseyita.

MINERALOGÍA

Las investigaciones referidas a los minerales de mena de la mina Pan de Azúcar permitieron clasificarlos en primarios, secundarios y de oxidación, de ganga y por último, los de alteración hidrotermal.

Minerales primarios. Son los más abundantes y constituyen alrededor del 80% de la mena en todos los niveles explotados. Son: esfalerita, galena, marcasita y pirita. Los comunes y que corresponden al 10-15% del total de mena del yacimiento se clasifican en: arsenopirita, bournonita, calcopirita, estannita, freibergita, greenockita, oro nativo, pirargirita, pirrotina, plata nativa, semseyita, wurtzita.

Los accesorios que sólo se encuentran en muy escasa cantidad en el yacimiento son boulangerita, argirodita, casiterita, electrum y hexaestannita.

Esenciales

Esfalerita: es uno de los minerales más importantes del yacimiento, tanto por la cantidad existente como por su amplia distribución en el mismo. Se menciona la esfalerita " parda - oscura", la variedad "parda – rojiza" y la esfalerita "clara". Las tres variedades de esfalerita presentan textura granular. Se determinó un enriquecimiento del sulfuro de cinc en el nivel -170 del yacimiento.

Galena: conjuntamente con la esfalerita es el mineral más importante dentro de las especies hipogénicas. Se la identifica en todos los niveles de explotación y se la considera el portador más importante de minerales de plata y de plata nativa. La textura predominante es la de reemplazo y reemplazo selectivo de galena a esfalerita. Su distribución es bastante uniforme hacia el oeste y este del pique principal. El contenido de Ag en el sulfuro de plomo se presenta como inclusiones de "minerales portadores de Ag" de hasta 10 µ de tamaño, como escasa Ag nativa y en solución sólida de hasta solo el 1% de Ag_2S.

Pirita: es el mineral común en todo el yacimiento y se presenta en todos los niveles. En la sucesión paragenética es el primer mineral en cristalizar siendo extenso su tiempo de depositación prolongando también su presencia como producto de alteración hidrotermal.

Marcasita: predomina en el sector oeste del yacimiento y su hábito es granular hacia el este del depósito. Disminuye su presencia hacia los niveles superiores. Es el mineral más joven en soluciones ascendentes y es posterior a la depositación de pirita caracterizándose su presencia en paragénesis que indican efectos simultáneos de soluciones ascendentes y descendentes.

Comunes. A este grupo pertenecen 12 minerales que se encuentran en un porcentaje aproximado de 10 al 15 %.

Arsenopirita: su presencia es moderada. Se encuentra intercrecida con marcasita, pirita y galena.

Bournonita: es abundante localmente. Está incluida en galena con tamaño variable entre 80 y 250 µ.

Calcopirita: se encuentra en escasa cantidad en granos alotriomorfos pequeños (80 -100 µ) asociados a esfalerita, galena y freibergita y como inclusiones submicroscópicas en esfalerita.

Estannita: son escasos los granos incluídos en esfalerita.Ocupa también espacios irregulares entre granos de esfalerita y galena.

Freibergita: es una tetraedrita con aproximadamente 20% de Ag. Se presenta como inclusiones en la galena.

Junto a la Ag nativa, pirargirita y galena argentífera hacen al alto valor de Ag en el yacimiento.

Greenockita: se observa preferentemente en los niveles -130 y -170. Es un mineral primario y pertenece a la última fase del ciclo hipogénico ascendente. Conjuntamente con la esfalerita cadmifera es el portador de Cd de este depósito (Segal de Svetliza, 1979).

Oro nativo: es escaso y se presenta como chispas diseminadas en cuarzo ó incluida en esfalerita como se lo determinó en la muestra -60E6.(Segal de Svetliza, 1980).

Pirargirita: reemplaza parcialmente y en sectores a granos de esfalerita y galena. Pertenece a la última fase del ciclo de minerales primarios y está presente en los niveles -90, 130,-170.

Pirrotina: es de tamaño microscópico y se presenta como desmezcla incluida en esfalerita en los niveles -60,-90 y -130.

Plata nativa: son escasas las chispas diseminadas no mayores a 20 µ en galena y esfalerita. Por su asociación y modo de presentarse se la considera hipogénica.

Semseyita: es un sulfuro de Pb con Sb y As y contiene 68% de Pb, 7% de Sb y 4-5% de As. Es el mineral más abundante dentro de la denominación de "comunes". Está ampliamente distribuido en los niveles -60 y –90 y se presenta en agregados granulares fibrosos.

Wurtzita: se la determinó en algunas muestras pertenecientes al nivel –130 con desarrollo de contornos hexagonales típicos de este mineral. Posiblemente tenga una mayor distribución en el yacimiento pero frente a su difícil reconocimiento se ve impedida su exacta determinación.

Accesorios. La proporción de los cinco minerales denominados como tal alcanza un 1% en todo el yacimiento.

Argirodita: microscópicamente es complicado determinar la serie isomorfa argirodita ($4Ag_2.GeS_2$)-canfieldita ($4Ag_2$. $SnS_{2)}$ La presencia de Ge confirmada por análisis químicos confirma su presencia en el depósito. Se distribuye en forma de bordes de reacción rodeando cristales de esfalerita localizada en muestras del nivel –130.

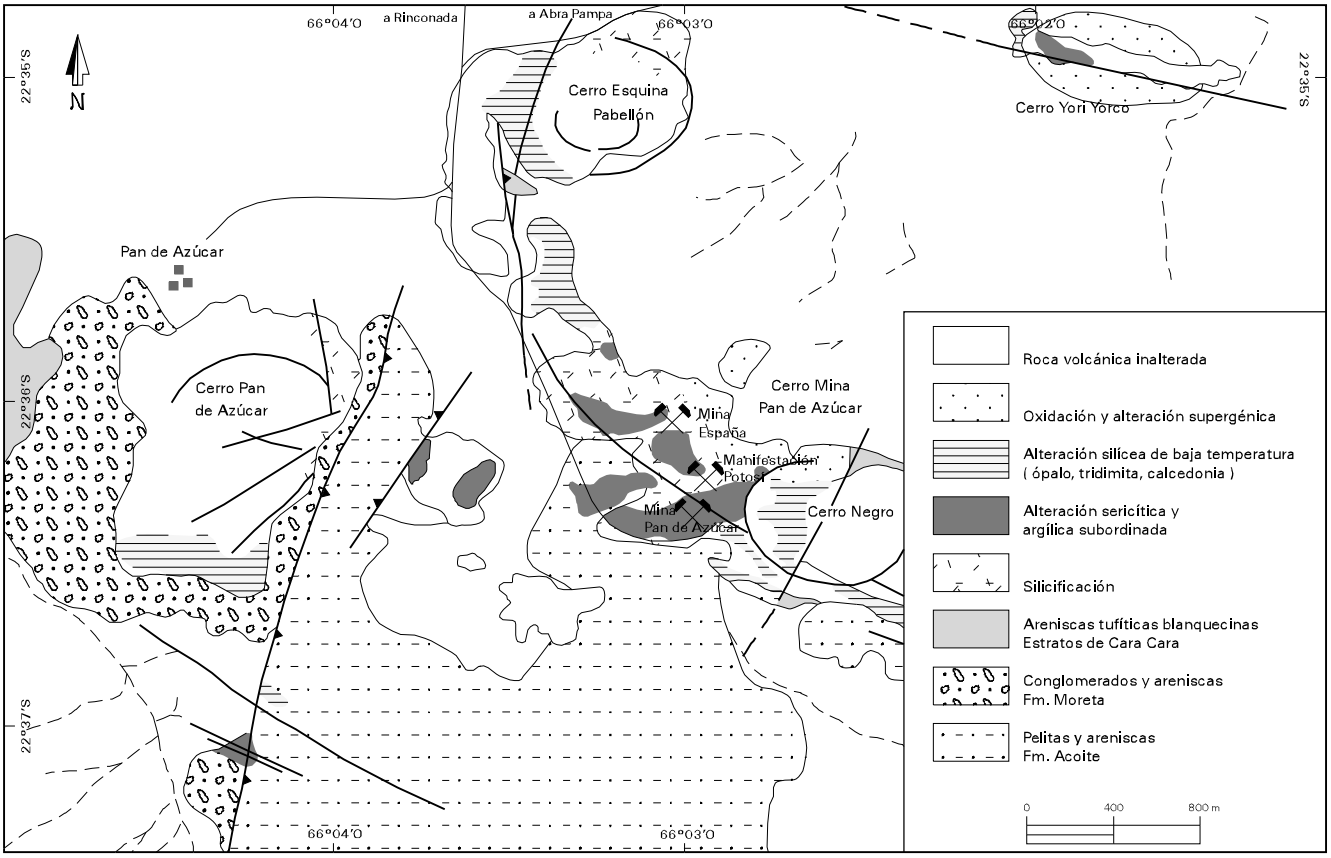


Figura 4. Alteración hidrotermal. Delimitación de zonas en el grupo minero.

Boulangerita: es escasa y se observa en agregados granulares incluida en la galena con tamaño entre 5 y 10 micrones.

Casiterita: confirmada por rayos X constituye un bandeamiento coloidal junto a esfalerita y galena en el nivel -60E.

Electrum: se la observa como chispas diseminadas en galena. Su presencia supera a las chispas de oro nativo y plata nativa.

Hexaestannita: muy escasa presencia asociada con calcopirita y esfalerita en el nivel –1300.

Minerales secundarios y de oxidación. La zona de cementación y parcialmente la de oxidación fue totalmente agotada por la extracción del mineral económico, quedando actualmente relictos de oxidados en zonas de vetas. Los minerales existentes que son producto del pasaje de aguas meteóricas dentro de la mina se detallan a continuación

Anglesita: producto de oxidación de galena. Se encuentra en el nivel -60E.

Cerusita: forma agregados terrosos en el nivel -60E.

Jarosita: determinada por rayos X se la encuentra esporádicamente como pátinas amarillas y verdes.

Limonitas: se determinó goethita pulverulenta y hematita rellenando *boxwork* de pirita.

Minerales de Mn: óxidos de Mn se hallaron en zonas de alteración meteórica.

Minerales de ganga. El mineral predominante en el depósito es el cuarzo blanco en agregados masivos siendo escasa la presencia de calcedonia. Calcita en agregados subhedrales; fluorita en forma de cristales intercrecida con greenockita en el nivel – 170 y siderita en el nivel-60 en forma de granos idiomorfos parcialmente deformados por acción de presión completan la serie de minerales de ganga.

Otros minerales de alteración

Igarzábal (1969) y Pezzutti y Godeas(1978) indican la presencia de fluoritización como finas laminillas discontinuas que cruzan la roca con recorridos irregulares, y alunita reemplazando al feldespato alcalino en forma limitada.

La presencia de pequeñas proporciones de estos minerales no cambia el esquema general de la zonación hidrotermal más evidente en Pan de Azúcar.

Texturas de la mena

Las texturas de mena del yacimiento se diferenciaron en: de formación primaria, de relleno, de reemplazo, de brecha y de bandeado rítmico.

El proceso dominante en los estadios más antiguos durante la depositación de mena es el relleno de fracturas con escaso reemplazo. Este último proceso se destaca durante la depositación de los minerales más jóvenes de las vetas predominando sobre el proceso de relleno. Los períodos y estadios están separados por refracturamiento y vetas.

Las texturas de formación primaria abarcan: la granular entre esfalerita y galena distribuidas en masas irregulares en ganga de cuarzo y la de exsolución.

Las de reemplazo se producen entre minerales primarios y secundarios y se observan entre esfalerita y galena; esfalerita y wurtzita; esfalerita y greenockita; galena y pirargirita anillos de contacto de argirodita en esfalerita; reemplazo selectivo con preferencia de un mineral respecto a los demás; reemplazo supergénico: como por ejemplo la anglesita que desarrolla venillas a lo largo del clivaje de galena, o pátinas de "limonitas" cubriendo la mena primaria de la cual derivan.

La textura de brecha es escasa en el depósito y se origina por relleno o reemplazo como en granos brechados de esfalerita o galena rodeados por granos de cuarzo que cementan los opacos.

El bandeado rítmico en Pan de Azúcar se determina como bandas alternantes de esfalerita - galena- pirita- marcasita y ganga en forma alternada y continua en el nivel -90E.

Investigaciones geoquímicas

Se determinaron elementos mayores, menores y trazas en concentrados de galena, esfalerita, "cabeza" y "cola" provenientes del nivel -170 que en el año 1977 estaba en explotación.

En la tabla 1 se muestran los resultados de los análisis obtenidos en el concentrado de plomo, concentrado de cinc, cabeza y cola.

Se interpreta que el alto valor en Ag en el concentrado de Pb se debe a la presencia de freibergita, Ag nativa, pirargirita y Ag molecular disuelta en galena.

El mayor valor de Cd en el concentrado de Zn explica la presencia de esfaleritas cadmiferas. La cantidad de Sn es alto en la esfalerita a temperatura alta a intermedia.

La presencia de Se, a temperaturas por debajo de 880ºC está fraccionada bajo condiciones de equilibrio de acuerdo a la variación de dicho elemento en la secuencia: esfalerita-calcopirita-galena.

El contenido de Ge es relativamente más alto en wurtzita que en esfalerita y posiblemente parte del Ge está también presente en las moléculas de calcopirita y esfalerita.

Los valores más altos de Sn fueron:1.10% en el nivel -60E y 0,61% en el nivel –130O. Su presencia se debe a la existencia de casiterita, stannita y hexaestannita.

Paragénesis de la mineralización

La tabla 2 señala primeramente los minerales formados durante el proceso de alteración hidrotermal**.**

La depositación de los minerales primarios metalíferos ocurrieron en el segundo episodio mineralizador con presencia de cuarzo microgranular – con escaso o sin feldespato potásico - como la ganga más comúnl de la mineralización. Parte de la silicificación de baja temperatura se deposita en forma de ópalo, a veces acompañada de brechamiento hidrotermal, por lo cual se dificulta la situación al tratar de determinar los minerales participantes de los distintos pulsos y etapas de depositación debido a la distribución errática del fenómeno.

Finalmente se indican los minerales supergénicos y de oxidación producto del pasaje de aguas meteóricas en el depósito.

Las alteraciones sericítica y caolinítica observadas en profundidad como en el intrusivo dacítico en superficie son posteriores a la precipitación de la mena.

Inclusiones fluidas

Caffe (1998) realizó un estudio de inclusiones fluidas en cuarzo magmático de la roca de caja de la zona mineralizada en profundidad (nivel –130) y superficie, ya que el pequeño tamaño de los cristales de cuarzo que oficia de ganga de la mineralización impidió su estudio. Las inclusiones fluidas estudiadas son secundarias, definiendo relativamente pocos planos de fractura. Los tipos de inclusiones fluidas (IF) más importantes son:

IF Tipo II: son bifásicas, presentando una fase líquida y una burbuja de vapor. Tienen formas alargadas o irregulares, o bien son ovoidales. El grado de llenado por fase vapor constituye entre 30-15% y normalmente es muy constante (necking poco importante). El tamaño varía de 100 a 3 µm.

IF Tipo III: son trifásicas, exhibiendo cristales hijos de halita. Forman parte de los mismos planos de fracturas que las IF Tipo II (secundarias), con tamaños que oscilan entre 20 y 3 µm. Son frecuentes en el nivel –130, mientras que en superficie son más esporádicas.

IF Tipo IV: son inclusiones ricas en fase vapor. Tiene tamaños pequeños en profundidad (15 a < 1 µm), y son más grandes en superficie (hasta 25 µm). Sus grados de llenado son constantes entre 70-100% fase vapor. Se disponen en planos de fracturas particulares, y son escasa en el rango de tamaños en que se realizan las mediads termométricas.

Casi todas las IF estudiadas homogeneizan a líquido por desaparición de la burbuja de vapor, existiendo unas pocas IF Tipo III que homogeneizan por disolución de cristal de halita. Las escasa IF Tipo IV medidas homogeneizan a vapor.

Las IF Tipo II del nivel –130 poseen valores medios de Th= 282±20ºC. En superficie los valores de Th son más variables que en el interior de la mina abarcando un rango de 155º a 356ºC. La Th media es menor y su dispersión es alta: 223º±46ºC. la Th modal de este nivel se ubica entre los 180º y 200ºC.

ELEMENTOS	MENORES					TRAZAS				
	Sb	Bi	Cu	Se	Cd	Ge	Sn	As	Mn	Ga
Concentrado de Pb	0,18	0,11	no	0,01	0,007	0,003	no	vest	0,004	no
Concentrado de Zn	0,21	0,12	0,15	0,007	0,18	0,008	no	0,07	vest	0,05
Cabeza	0,16	0,12	no	0,05	0,091	0,001	no	vest	0,07	no
Cola	0,05	0,14	no	0,002	0,06	0,002	no	vest	vest	no

Tabla 1. Resultado de análisis químicos.

Las Th de IF Tipo III son levemente inferiores a las de Tipo II, abarcando un rango que va desde 270º-280ºC. En el nivel subterráneo, la Th media es de 259º±26ºC, con valores modales entre 270º-280ºC. En superficie sus Th medias son de 225º±24ºC.

Escasos datos tomados de IF Tipo IV muestran valores de Th >300ºC.

La Tm_{NaCl} (temperatura de fusión de halita) en IF Tipo III indica que la salinidad media de dichas inclusiones es de 33,5±1,1% NaCl eq. La homogeneización final de la mayoría de las IF Tipo III de vapor a líquido, indica que los fluidos no estuvieron saturados en NaCl al momento de su entrampamiento.La salinidad de las inclusiones Tipo II de muestras del nivel -–30, permite distinguir dos grupos de inclusiones bifásicas: “baja salinidad” o BS y “alta salinidad” o AS. El primer grupo (BS) posee una media de 1,83±1,6% NaCl eq. El conjunto AS tiene valores que promedian 17,4±2,7 %NaCl eq.

Durante las corridas de congelamiento se determinaron puntos eutécticos que señalan cierta proporción de $CaCl_2$ y $MgCl_2$ además de NaCl. Las proporciones exactas de dichas sales se desconocen.

Las presiones de entrampamiento mínimas calculadas son de ~ 63-48 bars.

Según estos datos la profundidad de entrampamiento para una carga litostática ($\delta = 2{,}7 gcm^{-3}$) sería igual a 237 – 181 metros. Si en cambio se asume una carga hidrostática (δ = 1,0 gcm^{-3}) la profundidad sería de 642-490 metros. Una reconstrucción geológica simple, que considera un espesor de roca erosionado igual al espesor total de la columna de piroclastos medida en el sector, sugiere que la alternativa más probable es la que asume presurización por una carga litostática. De lo anterior se deduce que en Pan de Azúcar los fluidos circulaban bajo presiones litostáticas bajas.En este sistema hidrotermal alternaron momentos de sellamiento más o menos largos, con otros de ebullición más cortos y menos frecuentes, según surge de los estudios de IF y de las texturas de la mineralización metálica, donde brechamiento y explosión hidrotermal son raros al momento de las depositación de la mena.

A partir de la existencia de tres grupos de IF con Th groseramente similares (260º-280ºC), pero de diferente salinidad (Tipo IIBS:1,8% NaCleq; Tipo II AS:17%NaCl eq; Tipo III:33% NaCl eq.), Caffe (1998) propuso un proceso de mezcla prácticamente isotérmico entre dos fluidos de origen contrastante, en el que el fluido más salino (IF Tipo III) tendría un origen magmático. Las IF de baja salinidad representan fluidos meteóricos circulantes en profundidad, mezclándose con los anteriores y generando fluidos de salinidades intermedias (Tipo IIAS) que probablemente controlaron la depositación de la mena. La ebullición podría ser otro proceso viable, peor de menor importancia hasta el momento evidente petrográficamente, pero carente de pruebas termométricas a su favor.

MODELO GENÉTICO

Durante los episodios andicos, el subciclo neógeno comprende los ciclos metalogenéticos de mayor trascendencia en cuanto a la importancia económica de los yacimientos del noroeste argentino.

Durante el Mioceno inferior a medio (25-18 Ma) se estableció un arco magmático que dio lugar a una secuencia de dacitas. En la denominada Zona Volcánica Central (CVZ) según Ramos (en Zappettini, 1998) al norte de los 30º de latitud sur, y durante el Mioceno superior–Plioceno se emplazan cuerpos subvolcánicos con mineralización polimetálica como es el caso de Pan de Azúcar.

Consecuentemente, las características que contribuyen a modelizar el yacimiento son:

-Neoformación de cuarzo venular acompañado de baritina.

-Variedad de texturas de mena de sistemas epitermales como por ejemplo: bandeamiento rítmico, coloformes y crustificación, relleno de fracturas y escaso reemplazo.

-Ausencia de minerales de alto grado de sulfuración como enargita y luzonita.

-Relaciones Ag/Au altas y razones de metal de base/ metal precioso elevadas, con abundancia de galena, esfalerita, tetraedrita-tennantita, bournonita, semseyita, sulfosales de plata, plata nativa.

-Siguiendo a Gammons y Williams-Jones (1997), la ausencia de argilitización avanzada y

-Minerales de mena comunes tales como galena, esfalerita, tetraedrita-tennantita, bournonita, semseyita, sulfosales de plata, plata nativa. La plata nativa predomina como inclusiones en galena.

-Edad de la mineralización: se considera un poco más joven que la del cuerpo dacítico formando parte del mismo proceso magmático.

Mineral de alteración o de mena	Distribución temporal
Alteración y ganga	
Feldespatización (adularia) + silicificación	
Silicificación ± baritina	
Sericitización + Argilitización subordinada	
Opalización	
Fluorita	
Alunita	¿?
Calcita	¿?
Mineralización	
Arsenopirita	
Pirita	
Marcasita	
Esfalerita (1)	
Incl. pirrotina	
Incl. estannita	
Incl. hexaestannita	
Incl. argirodita	
Incl. calcopirita	
Oro	
Wurtzita	
Esfalerita (2)	
Esfalerita (3)	
Casiterita	
Semseyita	
Freibergita	
Galena	
Incl. bournonita	
Incl. boulangerita	
Plata	
Electrum	
Pirargirita	
Greenockita	
Minerales de oxidación	
Cerusita	
anglesita	→
Jarosita	
Limonitas	

Tabla 2. Paragénesis de la mineralización de Pan de Azúcar.

-No existe zonación primaria vertical y tampoco *telescoping* en Mina Pan de Azúcar entre los niveles -60 y -120. Pero se indica un predominio de minerales de Pb-Zn en el sector este del depósito y una zona más pirítica hacia el oeste. La existencia de semseyita predomina hacia el este del pique principal (Segal de Svetliza, 1979).

-En mina España se conoce una mineralización de antimonita con menor cantidad de galena, esfalerita, semseyita, pirita y arsenopirita. En drusas de antimonita se encontraron cristales de azufre nativo (Segal de Svetliza,1979).

-Se plantea el origen de la antimonita a partir de un proceso de zonación vertical primaria donde los minerales

de Sb se localizan en superficie y hacia profundidad los de Pb-Zn. Por otro lado, este proceso puede obedecer a una zonación horizontal, considerando que a partir de un ciclo efusivo se depositarían dos sistemas de vetas. Una más cercana al centro magmático de mayor temperatura con Pb-Zn como Pan de Azúcar y la otra más alejada con presencia de minerales de antimonio y azufre nativo como en Mina España (Segal de Svetliza, 1979).

-Temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas propias de sistemas epitermales (260º-280ºC). Salinidades contrastadas entre diferentes Tipos de IF sugieren proceso de mezcla entre fluidos magmáticos y meteóricos. Estas características indicarían que los sulfuros de base y la Ag de Pan de Azúcar se habrían depositado desde soluciones acuosas de pH alto, con valores cercanos a la neutralidad señalando transportes por soluciones cloruradas (pobres en complejos de triosulfuros) que favorecen el enlace de metales básicos comno Pb y Zn. Así también, el transporte de Ag sería favorecido frente al de Au.

-Asociación de la mena al evento de alteración hidrotermal de alta temperatura, el cual altera las rocas del complejo volcánico hospedante con una paragénesis típica de sistemas epitermales.

-Pan de Azúcar es un yacimiento epitermal polimetálico rico en Ag–Zn-Pb con subproductos como Sb y Sn (Lefebure *et al.,* 1996) comparable con las vetas de galena argentífera emplazadas en rocas dacíticas del sur de Bolivia perteneciendo a la misma provincia metalogenética (Ahlfeld *et al.,* 1964).

BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F., 1948. Informe preliminar sobre el yacimiento argento-plumbífero de la mina Pan de Azúcar, departamento Rinconada. *Instituto de Geología y Minería de Jujuy- Universidad Nacional de Tucumán, Publicación, 455, Yac. Min. Nº 1, 1º Parte. En estudios geológicos de yacimientos minerales de la Provincia de Jujuy*, 6, Jujuy.

Ahlfeld, F y A. Schneider-Scherbina, 1964. Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. *Departamento Nacional de Geología, Boletín,* 5 (especial). La Paz.

Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina, I: Yacimientos metalíferos. Instituto. Nacional Investigación. Ciencia. *Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista,* 421-422

Caffe, P. J., 1998. Origen y evolución de fluidos hidrotermales en el sistema epitermal Pan de Azúcar, Puna norte, Argentina. *10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica,* 3: 208-213. Buenos Aires.

Caffe, P. J., 1999. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior en Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. *Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,* inédito.

Chernicoff, C. J., G. Garea, F. Hongn, R. Seggiaro, E. Zappettini, B. Coira, P. J. Caffe, W. Chayle, G. Rodriguez, A. Perez, M. Soler y L. Rankin, 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna septentrional. Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico. Serie contribuciones técnicas (1): Geofísica.* Buenos Aires

Chomnales, R., 1968 y 1969. *Estudio microscópico de cortes pulidos sobre muestreos de labores de Mina Pan de Azúcar, departamento Rinconada, provincia de Jujuy.* Instituto de Geología y Minería, informe inédito.

Coira, B., 1979. Descripción de la Hoja Geológica 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 170: 1-90

Coira, B. y M. K. de Brodtkorb, 1995. Pollymetalic mineralization associated with Cenozoic volcanism in Northern Puna, Argentina. *PACRIM'*95:135-140.

Coira, B., P. J. Caffe, A. Ramírez, W. Chayle, A. Díaz, S. Rosas, A. Perez, E. M. B. Perez, O. Orosco y M. Martínez, 1998. Hoja geológica 2366-I Mina Pirquitas (escala 1:250.000) *SEGEMAR* (en preparación).

Daroca, J. R., 1970. Informe preliminar mosaico 4c/4. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito. Salta.

Dawson, L. A.1974. Grupo Minero Pan de Azúcar: minas "España", Potosí y Pan de Azúcar, departamento Rinconada, provincia de Jujuy. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* inédito.

De los Hoyos, L., 1969. Programa de trabajos de búsqueda detallada de mineralización útil en las pertenencias mineras "España" y "Potosí", área de la mina Pan de Azúcar de plomo- plata. *Dirección Provincial de Minería de Jujuy*, inédito.

De los Hoyos, L., 1993. La situación de la minería jujeña y sus perspectivas. *Informe CFI*,113p, inédito

Fernández Lima, J. C. H., de la Iglesia y A. Jutorán, 1953. Informe preliminar sobre la mina Pan de Azúcar. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* inédito.

Gammons, C. H. y A. E. Williams Jones, 1997, Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environmet. *Economic Geology,* 87: 1927-1944.

Igarzábal, A. P., 1969. Estructura, mineralización y génesis del yacimiento plumbo-argento-cincífero "Pan de Azúcar". *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 1: 371-395.

Igarzábal, A. P. y J. G. Viramonte, 1972. Geomorfología y Petrología de los Domos del Sur del Bolsón de Pozuelos (provincia de Jujuy). *5º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 187-207.

Kleine Herin Malinowski, J. H., C. Dekowski, B. Lubienski y M. Kulms, 1981. Informe Mina Pan de Azúcar. *Misión alemana. BANADE,* inédito.

Lefebure, D. y B. Neil Church, 1996. Polymetallic veins Ag-Pb-Zn-Au. En Selected British Columbia *Mineral Deposit Profiles, Metallic Deposits,* 2: 67-70.

Pasquín, C. L.,1976. Informe Distrito Minero Pan de Azúcar y España. *B.N.D.* inédito

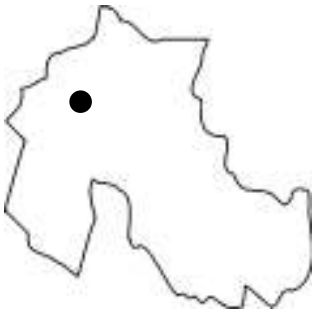
Segal de Svetliza, S., 1979. Estudio mineralógico y consideraciones genéticas del Distrito Minero "Pan de Azúcar", departamento Rinconada, provincia de Jujuy. *Tesis doctoral.*133p.

Segal de Svetliza, S. J., 1980. Estudio Mineralógico y Consideraciones Genéticas del Distrito Minero "Pan de Azúcar", departamento Rinconada, provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (3): 375-400.

White, N. C. y J. W. Hedenquist, 1995. Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists, Newsletters,* 23: 1-13.

Zappettini, E., 1998. Mapa Metalogenético de la República Argentina. *SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales,* 32/D. Buenos Aires.

Chayle, W., 1999. Mina Pirquitas, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1593-1598, Buenos Aires.



MINA PIRQUITAS, JUJUY

Waldo Chayle[1]

INTRODUCCIÓN

Mina Pirquitas es el depósito polimetálico de estaño y plata más importante de la Argentina. Se ubica en la unidad morfotectónica Puna, en la prolongación austral de la Faja Boliviana de estannífera-argentifera (Turneaure, 1971).

Ubicación

Está ubicada en el departamento de Rinconada en el extremo noroeste de la provincia de Jujuy, en las coordenadas 22º42´S y 66º30´O. Desde la ciudad de San Salvador de Jujuy se accede a la región mediante la Ruta 9 pavimentada y luego por las Rutas 70 o 74 consolidadas. Se encuentra a 135 km al oeste de la población de Abra Pampa y a 355 km de San Salvador de Jujuy. El área de la mina se encuentra entre 4.100 y 4.400 m sobre el nivel del mar.

Leyes, reservas y producción

Como consecuencia de trabajos de investigación, auditorías e intereses empresariales en diferentes épocas, se determinaron leyes tanto para escombreras y colas como para la explotación subterránea.

Así se registraron: en los aluviones leyes de Sn 0,268 kg/m^3 y Au 0,01 g/m^3 en el llampo (De La Iglesia, 1961). Otro dato señala, Sn 60%, Ag 180 g/t y Au 1 g/t. (Sgrosso, 1939). En el año 1985 se determinaron para las escombreras 157.736 t con leyes de Sn 0,61% y Ag 0,34 kg/t y para las colas 451.289 t con leyes de Sn 0,75% y Ag 0,42 kg/t y reservas (Arredondo, 1985).

En la labores subterráneas la explotación se realizó con leyes de 1-1,2% Sn; 0,5-0,6% Ag.(Sureda *et al.,* 1986). Otros autores señalan: 2% y 15% Sn y 0,1 a 2 kg/t Ag (Avila *et al.*, 1988.). Arredondo (1985) indica para las vetas 902.574 t divididas en las categorías medido (182.295 t), probable (333.385 t) y posible (386.894 t) con leyes de Sn 1-3,6% y Ag 0,600-0,700 kg por tonelada. De los Hoyos (1992) señala para los sectores San Miguel, Chocaya y Oploca reservas indicadas de 69.220 t, inferidas de 79.925 t y prospectivas de 98.809 t con leyes de Sn 1,24% y Ag 0,484 kg por tonelada. Idoyaga y Rosello (1990) estiman reservas de 1,5 millones de toneladas con distintos grados de seguridad (370.000 t demostradas, 250.000 t inferidas y 880.000 t prospectivas con Sn 1,25% y Ag 450 gramos por tonelada.

La empresa Sunshine, que actualmente esta desarrollando los trabajos de exploración estima que las reservas probadas y probables son del orden de 21.650.000 de t, con leyes de Sn 0,33% , Ag 167,1 g/t y Zn 0,57%.

En 1936 la mina produjo 73.098 t de concentrado de Sn y 48.000 t de concentrado de plata. Desde 1983 se observa una disminución de la producción de concentrados hasta llegar a un mínimo en el año 1990 con 1.171 toneladas.

La empresa Sunshine, actual propietaria del yacimiento prevé la explotación de la mina a cielo abierto mediante un *open pit*, calculando serán removidos 38.000 t/día y 5.000 t de mena por día. Serán tratadas mediante un circuito de flotación/gravedad para extraer la Ag, Sn y eventualmente Zn. La vida de la mina está estimada en 10 años.

Sistema de explotación

Los aluviones se explotaron a cielo abierto con algunas excepciones en las que se realizaron pequeñas galerías.

[1] *Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería.*

La explotación de las vetas se realizó mediante labores subterráneas con un método similar al de realce sobre saca. Esto es debido a que los trabajos, por cuestiones económicas se realizaban sobre vetas o stockwork. Por este motivo, al disminuir el espesor, ramificarse o finalizar la estructura mineralizada no continuaban con los laboreos en las mismas, y procedían a buscar otras estructuras.

Originalmente la explotación se efectuaba independientemente en cada sección y posteriormente toda la actividad se concentró en la sección San Miguel, siendo el pique de ésta, la labor principal de extracción y acceso a otras secciones.

Los trabajos subterráneos se desarrollaron en 11 secciones denominadas: San Miguel, Potosí, Chocaya, Oploca, Colquechaca, Llallagua, Veta blanca, Colquiri, Chicharrón, Cortadera y Huanuni, con un total aproximado de 19.000 m de galerías 3.700 m de realces 7.600 m de corta vetas y 920 m de galerías.

La explotación del yacimiento se realizó hasta el año 1990 fecha de cierre de la mina y comienzo de inundación de las labores. Desde 1995 la firma Sunshine realiza estudios exploratorios para reiniciar la explotación a cielo abierto.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento

En 1932 se descubre el aluvión estañífero en la Quebrada de Pircas y al finalizar el año 1934 se encuentran las vetas del yacimiento. En 1935 se extrae la primera carga mineral y en 1936 comienza la explotación de la mina. La primera veta descubierta habría sido la San Miguel, luego la Chicharrón y posteriormente la Potosí, estas dos últimas ricas en minerales de plata.

Propietarios

El primer propietario del yacimiento fue Alberto Pichetti; luego se formó la Sociedad Minera Pirquitas, en la cual el grupo Leach fue el socio mayoritario de la empresa. Posteriormente la empresa pasó a denominarse Sociedad Minera Pirquitas Pichetti y Cía. En 1971, el paquete accionario mayoritario pasó a José Javier de la Cuesta Ávila y en 1995 la propiedad fue adquirida por Sunshine Argentina en remate por quiebra.

GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento de la región está conformado por sedimentitas ordovícicas, las que son cubiertas discordantemente por sedimentitas asignadas al Cretácico, de extensión areal muy reducida. Sedimentos continentales del Terciario, representantes de cuencas de antepaís se han depositado conformando la cuenca San Juan Oro-Orosmayo. Las volcanitas cenozoicas alcanzaron amplia distribución en la región, cubriendo a las unidades antes indicadas.

Finalmente, depósitos sedimentarios correspondientes al Cuaternario se ubican en laderas de cerros y serranías y en los cursos principales.

La sucesión ordovícica (Formación Acoite) se encuentra fuertemente plegada con rumbo submeridiano y diferentes longitudes de onda, y planos axiales con inclinación preferencial hacia el este. Por ejemplo en el sector del campamento veta se ubican dos pliegues con longitud de onda de aproximadamente 400 m; en el pliegue doblemente buzante ubicado al este, se aloja la mineralización. En las cercanías de la confluencia de los ríos Pircas y Huayayoc se reconoce una gran cantidad de pliegues afectados por fallas con similar orientación a los anteriores.

El estilo tectónico está definido por fallamiento predominante sobre el plegamiento. El fallamiento más notorio de tipo compresivo ha elevado los principales cordones serranos. Los esfuerzos compresivos se ven reflejados en corrimientos de alto ángulo con disminución de la angularidad en profundidad. Los planos de corrimiento presentan inclinaciones altas (45º-80º) con una vergencia dominante hacia el oeste.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

El bloque en el que se emplazan las vetas de mina Pirquitas está representado por la Formación Acoite, de edad ordovícica, constituida por lutitas, limolitas y wackes líticas, de tonalidad generalmente marrón claro a verdoso, y cuarzosas, en bancos alternados, afectadas por metamorfismo regional de bajo grado. Las estratos están fuertemente plegados y fracturados. En sectores presentan alteración hidrotermal, lo que les confiere, tonalidades amarillentas, marrón-rojizas y gris claro y tienen rumbo meridional a submeridionales. El plegamiento determinó anticlinales y sinclinales muy cerrados con orientación similar, a la de los estratos. Las vetas de cuarzo, características en el sector, son anteriores al plegamiento, presentan tonalidades que varían de acuerdo al contenido de los minerales oxidados, especialmente de hierro, entre blanquecino, amarillentos o marrones amarillentos.

Las secuencias terciarias están representadas en el área por la formación Tiomayo, asignada al Mioceno medio, según edades K/Ar de 14,9 Ma y 12,1 Ma (Coira. *et al.*, 1998), constituido por areniscas finas y limolitas, escasos niveles conglomerádicos rojizos con bancos ignimbríticos grises intercalados. Se suceden limolitas, areniscas finas, tufitas y tobas laminadas de colores amarillentos a verdosos en bancos de 0,3 a 5 m de espesor (figura 1). Esta entidad se apoya en discordancia angular sobre el Ordovícico con distribución areal amplia, reconociéndose sus afloramientos en cerro Colorado, sector oriental del río Pircas, en los alrededores del cerro Galán, Esquina Colorada, al sur del campamento de administración de la mina, en áreas de las labores mineras, en la quebrada de Pircas y borde oeste del bloque ordovícico.

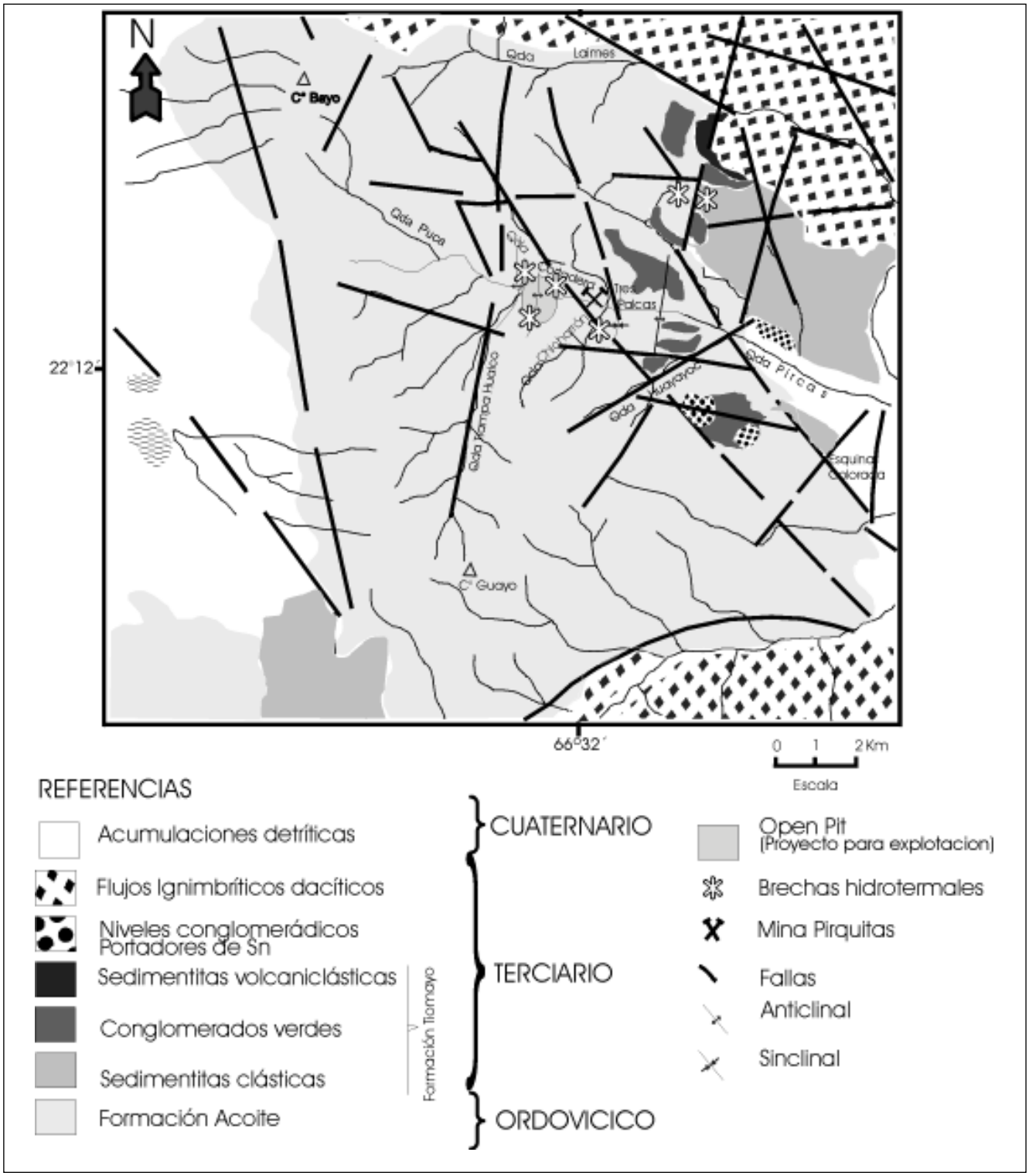


Figura 1. Mapa geológico de Pirquitas.

En los niveles superiores del Terciario se reconocen bancos conglomerádicos que progradan sobre el bloque ordovícico denominados «conglomerados verdes» (Chayle, 1994). Estos conglomerados fueron reconocidos en varios sectores, detrás del campamento de Administración, en la margen derecha de Pircas y en las cabeceras de la Quebrada de Laimes, área de cerro Colorado, en general son de escaso espesor, (aproximadamente 3 m), observándose los mayores espesores en Cerro Colorado. Este conglomerado habría sido el portador de oro en el área de Pirquitas. La For-

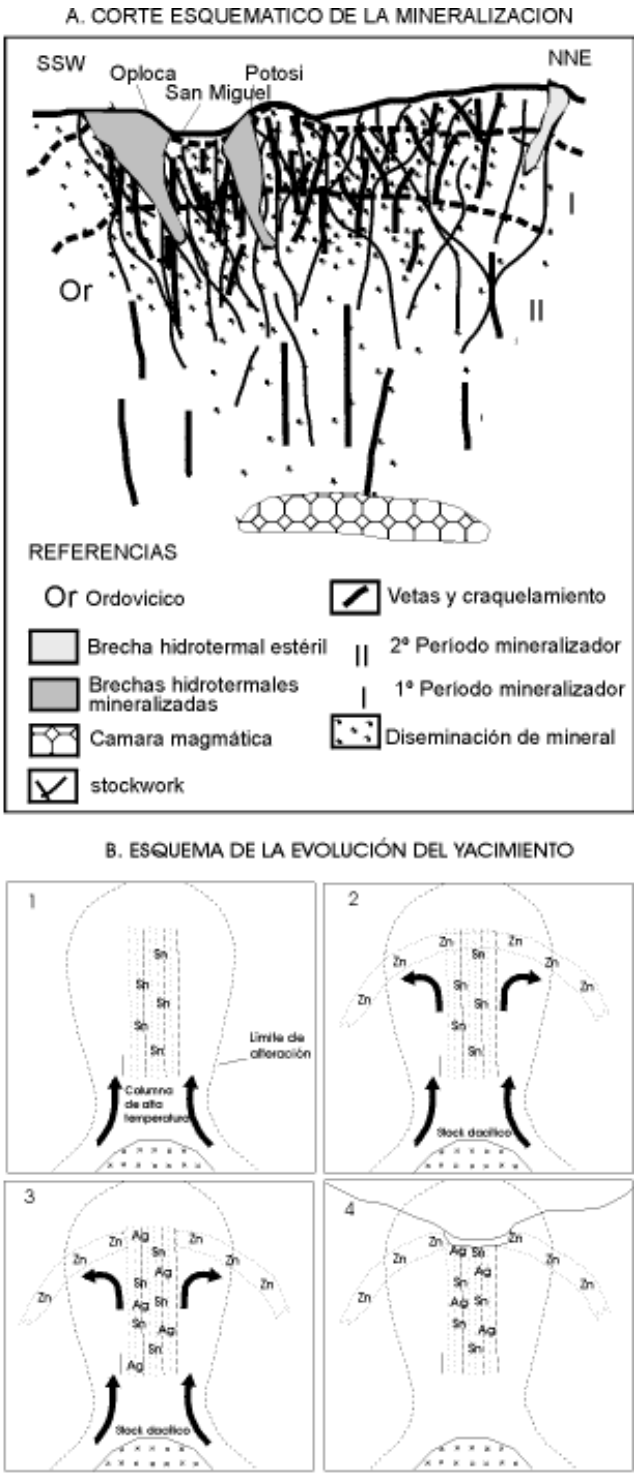


Figura 2 B. 1. Emplazamiento del stock dacítico, alteración de la roca de caja y depositación cuarzo y Sn por sistema hipotermal en ambiente estructuralmente controlado. 2. Depositación de pirita y Zn en zona de stockwork formado por la ebullición de fluidos mesotermales. 3. La mineralización de Ag se sobreimpone al Sn en ambiente estructuralmente similar. La mineralización de Zn es removilizado del núcleo de los depósitos y/o precipita alrededor del centro de alta temperatura del sistema hidrotermal. 4. La erosión expone una porción del cuerpo mineralizado (Sunshine, 1998).

mación Tiomayo culmina en su techo con sedimentitas volcaniclásticas. Sobre esta unidad, se apoyan depósitos conglomerádicos, reconocidos al sur del campamento Administración y en la margen izquierda del río Pircas. Estos conglomerados son portadores de estaño, asignados tentativamente al Mioceno medio-superior.

Los depósitos cuaternarios están distribuidos irregularmente sin grandes espesores. Constituyen conos aluvionales, terrazas conglomerádicas fluviales, y sedimentos coluviales y aluviales. Por último, se presentan depósitos calcáreos en el sector oriental del yacimiento, resultado de una actividad geotermal póstuma, asociada al volcanismo cenozoico. En el faldeo oriental del cerro Bayo se reconocen medános. En diversos sectores de las quebradas hay depósitos de turba.

Estructura

El área de estudio corresponde a un pequeño bloque ubicado en la intersección de las estructuras principales meridionales y la estructura transversal a la cadena andina conocida en la literatura geológica del NOA como lineamiento Lipez-Coranzulí o Panizos-Coranzulí (Salfity *et al.*, 1984). El geolineamento se caracteriza por la presencia de aparatos volcánicos, cuerpos subvolcánicos y cuerpos volcánicos resurgentes a lo largo del mismo. Por otra parte, son evidentes las manifestaciones minerales asociadas al volcanismo cenozoico de dicha estructura, tales como mina Chinchillas, Rachaite, cerro Colorado y Pan de Azúcar.

La mineralizacion de Pirquitas se ubica en varios juegos de fracturas, siendo las más importantes aquellas con orientaciones N75°O, N45°O. Se han reconocido movimientos con componentes de cizalla opuestos, ocurridos en diferentes estados de la mineralización.

La mineralizacion de Pirquitas está localizada en el plano axial del anticlinal de San Miguel. Venas y venillas de 0,1 a 10 cm se encuentran en fajas de 3 a 120 m de potencia. La mineralizacion de Sn y Ag se presenta como venas, stockwork, brechas y diseminada.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal está restringida a los sectores de explotación de la mina y a áreas donde se localizan brechas hidrotermales.

La alteración reconocida en la caja del depósito de Pirquitas es sericítica con fuerte participación de pirita asociada.

La caolinización acompañó a más de una de las fases mineralizadas y está frecuentemente asociada a las áreas de mayor mineralización. La silicificación es la alteración primaria. En los niveles superiores aparece alunita primaria. Hasta el presente dada la naturaleza poco receptiva de la caja y la falta de estudio detallado no se ha determinado ninguna zonación de alteración hidrotermal asociada al sistema mineralizado.

Estudios de exploración realizados por la empresa Sunshine determinan que el cuarzo, sericita, pirita y en menor cantidad pirrotina y casiterita, representan la alteración premineral de la roca de caja.

MINERALOGÍA

La paragénesis mineral es polimetálica y muy compleja. En la etapa de mineralización se reconocen dos períodos con más de tres pulsos portadores de soluciones mineralizantes cada uno (Malvicini, 1966). El primer período se diferencia del segundo por el mayor volumen de minealización e importancia económica.

En las vetas Potosí, Blanca, Colquechaca, Oploca, Llallagua, Colquiri y Chicharrón precipitaron en una primera etapa pirita, pirrotina, arsenopirita y casiterita, seguidos a menor temperatura por esfalerita, wurtzita, galena, sulfosales de Sb, Pb y escasos sulfuros de Sn y sulfosales de Ag en ganga de cuarzo y pirita principalmente (Malvicini, 1966). En las vetas San Miguel, San Pedro y Chocaya se superpusieron dos pulsos con importante participación de sulfuros de Sn, sulfosales de Ag y Bi junto a casiterita, cuarzo y *schalenesfalerita*.

La textura de la mena varia entre coloforme, costriforme y porosa, encontrándose también drusas. Es característico el intercrecimiento de minerales de tamaño microscópico.

En diversos estudios se reconocieron anomalías de Ga, Ge e In. En el yacimiento se identificaron más de 70 minerales primarios y secundarios (Field, 1941; Malvicini, 1966, 1978, Ahlfeld, 1967 y Paar *et al.*, 1996). El listado actualizado incluye los siguientes minerales primarios: alunita, antimonita, aramayoita, argentopirita, argirodita, arsenopirita, baritina, benjaminita, bismutinita, esfalerita, boulangerita ,bournonita, brongniardita, calcopirita, canfieldita, caolinita, casiterita, cilindrita, clorita, cuarzo, diaforita, esfalerita, estefanita, fizelyita, ferrokesterita, freibergita, franckeita, galena, geocronita, hocartita, kesterita, marcasita, matildita, miargirita, pavonita, petrukita, pirargirita, pirita, pirrotina, pirquitasita, polibasita, proustita, quatrandorita, ramdohrita, rhodostannita, schirmerita, schpbachita, semseyita, stannita, teallita, tetradimita, Te-canfieldita, toyohaita, wolframita y wurtzita. Los minerales secundarios identificados omprenden: argentita, argentopirita, calcedonia, casiterita, cerargirita, covelina, goethita, gosslarita, hematita, jarosita, opalo, plata nativa, marcasita, melanterita, melnikovita, miargirita, pirargirita, szmolnikita (ferropadillita)

La mineralización de estaño se habría depositado (Sunshine, 1998) a partir de un sistema hipotermal, en un ambiente controlado estructuralmente, luego tuvo lugar la depositación de pirita y zinc en zonas de stockwork formadas por ebullición de fluidos mesotermales. La mineralización de plata se produce sobre la mineralizacion de estaño en ambiente estructural similar al inicio del proceso, originando vetas y venillas de minerales de plata y plata-estaño. Posteriormente, el zinc es removilizado del núcleo del depósito para luego precipitar alrededor de los centros de mineralización de alta temperatura (figura 2b).

Datos de perforaciones, indican la presencia de zonas de stockwork y brechas con mineralización de Zn, con leyes que superan el 0,2%. La Ag y el Sn se habrían depositado en un sistema estable de una alta columna termal y un bajo gradiente de temperatura, mientras que la mineralización de Zn, probablemente estuvo relacionada a un proceso deposicional más dinámico. La presencia de la zona de Zn incrementa las espectativas económicas del yacimiento.

MODELO GENÉTICO

La mena se caracteriza por su textura, zonación telescópica y disminución de espesores en profundidad. La cristalización de minerales de temperaturas altas en niveles someros, y la superposición de especies de temperaturas de formación media a baja junto a la zonación telescópica permiten clasificar el yacimiento como xenotermal. (Malvicini, 1966, 1978).

El yacimiento de mina Pirquitas se vincula al subtipo de depósitos polimetálicos de estaño-plata según Ericksen y Cunningham (1993). La empresa Sunshine propone un modelo de evolución y zonación del yacimiento, siguiendo el de los depósitos polimetálicos bolivianos (figura 2b).

El hallazgo de afloramientos de jasperoides, brechas hidrotermales silicificadas, así como un área significativa de craquelamiento, en el tope del yacimiento, el stockwork, la diseminación de la mineralización y alteración de la roca alojante, que envuelve a las mismas, podrían corresponder a expresiones asociadas a un cuerpo subvolcánico en profundidad.

Estos elementos permiten ampliar sustancialmente las expectativas económicas del yacimiento. Por otra parte, permite hipotetizar sobre la presencia bajo del área Tres Palcas, de un cuerpo ígneo en profundidad. Apoyan esta hipótesis, los estudios aeromagnéticos de la Puna septentrional (Chernicoff, *et al.*, 1996), los que registraron una anomalía magnética en el área del yacimiento Pirquitas. La modelización de los datos geofísicos a lo largo de un perfil norte-sur de la anomalía indican la presencia de un cuerpo subvolcánico a una profundidad superior a los 500 metros.

BIBLIOGRAFÍA

Arredondo, E., 1985. Informe de evaluación de Mina Pirquitas y establecimientos: Río Blanco, Estansa y Cuprífera. *Dirección Nacional de Programación Minera- Dirección de Estudios y proyectos,* inédito. Buenos Aires.

Ahlfeld, F., 1967. Metallogenetic epochs and provinces of Bolivia. *Mineralium Deposita,* 2: 291-311.

Avila, C. J., Lazarte y L. E. Velazco Robles, 1988. Metalotectos estructurales en el yacimiento estanno-argentifero, Mina Pirquitas, Jujuy. *3º Congreso Argentino de Geología Económica (Olavarría), Actas,* 1: 221-236.

Coira, B., 1983. Magmatismo y mineralizaciones asociadas en Puna Jujeña, Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 2: 405-423.

Coira, B. y M. Brodtkorb, 1995. Paragenesis of polymetallic mineralization related with Cenozoic volcanism in northern Puna Argentina. J. L.Mank and J. D. S. George (Eds.) *Pacrin Congress:* 135-140

Coira, B. L., P. Caffe, S. Mahlburg Kay, A. Díaz y A. Ramírez, 1996. Complejo volcánico Vilama-Sistema calderico del Ceonozoico superior en Puna. Jujuy. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 3: 603-620.

Coira, B. L., P. Caffe, W. Chayle, A. Ramírez, S. Rosas, A. Pérez, B. Pérez, O. Orosco y M. Martínez, 1998. Hoja Geológica Mina Pirquitas- 2366-1. *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR* -En prensa-

Chayle, W., 1994. Características del oro aluvional en la Puna Jujeña. *1º Reunión Internacional de Minería.* Buenos Aires.

Chernicoff, C. J., G. Garea, F. Hongn, R. Seggiaro, E. Zappettini, B. Coira, P. Caffe, N. Chayle, G. Gutiérrez, A. Pérez y M. Soler, 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrionaal, Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones técnicas, Geofísica,* 1.

De los Hoyos, L. F., 1992. La situación de la Minería Jujeña y sus perspectivas. *Consejo Federal de Inversiones,* inédito.

De la Iglesia, H., 1961. Estudio y exploración del aluvión auroestannifero de cerro galán. Departamento Rinconada. Provincia de Jujuy. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 451 y Anexos I y II, inédito. Buenos Aires.

Ericksen, G. E. y G. Ch. Cunningham, 1993. Precious-Metal Deposits in the Neogene-Quaternary volcanic complex of the Central Andes. *Investigaciones de Metales preciosos en los Andes centrales- Proyecto BID/TC* -88-02-32.5 p3-16

Field, R., 1936. Report of the Tin and Tin-Silver veins of the property of Sociedad Minera Pirquitas Picchette & Cia., inédito.

Field, R., 1941. The Pirquitas Mine. *Eng. min. Jour,* 142 (7): 38-39.

Harrington, H. J. y A. Leanza, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *University of Kansas, Department of Geology, Special Publication,* 1. Lawrense.

Idoyaga, M. G. y E. A. Rosello, 1990. Evaluación del depósito vetiforme de estaño y plata de Mina Pirquitas. *Informe privado,* inédito.

Malvicini, L., 1966. Mineralogía y génesis del yacimiento de Sn y Ag Mina Pirquitas. *Universidad de Buenos Aires, tesis doctoral,* inédito.

Malvicini, L., 1978. Las vetas de Sn y Ag de Mina pirquitas (Pircas), Provincia de Jujuy. República Argentina. *A.M.P.S., Revista,* 9 (1-2): 1-25.

Paar, W. H., M. K. de Brodtkorb, D. Topa y R. J. Sureda, 1996. Caracterización mineralógica y química de algunas especies metalíferas del yacimiento Pirquitas. Provincia de Jujuy, República Argentina - Parte 1. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 141-158. Buenos Aires.

Petersen, U., 1970. Metallogenic provinces of South America. *Geol. Rundsch*, 59: 834-897.

Salfity, J., S. A. Gorustovich, C. Moya y R. Amengual, 1984. Marco tectónico de la Sedimentación y Efusividad Cenozoicas en la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (S. C. Bariloche), Actas,* 1: 539-554.

Seggiaro, R. E. y B. Aniel, 1987. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzuli, Provincia de Jujuy, Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 358-360. San Miguel de Tucumán.

Seggiaro, R. E. y B. Aniel, 1989. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzuli, Provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 44 (1-4): 394-401.

Sunshine Argentina Inc., 1998. Pirquitas Mineral Zonation. *Informe privado.*

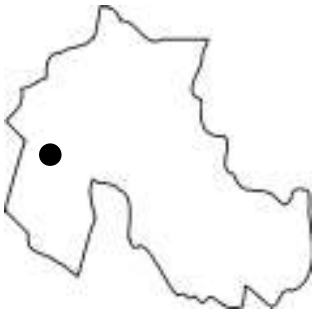
Sgrosso, P., 1939. Los yacimientos estanníferos y de plata y estaño de la provincia de Jujuy. República Argentina. *Revista Minera,* 10 (2): 43-64; 10 (3): 65-69. Buenos Aires.

Sureda, R., A. M. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos Metalogenéticos del Noroeste Argentino (Provincia de Salta y Jujuy). *Universidad Nacional de Salta, Capricornio,* 1 (1): 39-95.

Turneaure, F. S., 1971. The Bolivian Tin-Silver Province. *Economic Geology,* 66: 215-225.

Turner, J. C. M. y V. Méndez, 1979. Puna: In Turner, J. C. M. (Ed.), *Academia Nacional de Ciencias, 2° Simposio de Geología Regional Argentina,* 1: 19-56. Córdoba.

Segal, S. J., 1999. Mina La Providencia, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1599-1601, Buenos Aires.



MINA LA PROVIDENCIA, JUJUY

Susana J. Segal[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El yacimiento La Providencia se ubica en el departamento Susques en la Puna jujeña a 23º22' de latitud sur y 66º51' de longitud oeste, a 10 km al norte del salar Olaroz Chico y a 3.800 m sobre el nivel del mar. El área de interés abarca 600 por 2.000 m (1,2 km^2) de superficie (Garavilla,1984).

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

La evaluación de reservas posibles y probables para el sector Providencia sur (Misión Alemana,1985) se presenta en la tabla 1.

Debajo de la mineralización cubicada podría encontrarse un potencial adicional en las raíces de la mineralización vinculada con la estructura del yacimiento.

En la zona central del depósito existen indicios de continuación análoga a la del sur infiriéndose un potencial del orden de las 250.000-450.000 t con 300-350 g/t de Ag situado debajo de un encape estéril. Este tonelaje se distribuye en lentes de 250 a 300 m de longitud y un ancho de 40-50 m con una potencia de 10 a 12 metros.

En general es dificultoso calcular las leyes de plata recuperables debido a la heterogeneidad de los minerales con fuerte variación de valores en cortas distancias, a cambios bruscos en la oxidación de la mena en distancias cortas y a la variación de minerales valiosos contenidos en los oxidados.

Muestras seleccionadas proporcionaron valores entre 6 y 7 kg/t de Ag y la producción mensual de la mina osciló entre 800 y 1.600 kg de plata (Peralta y Sureda, 1992).

EXPLOTACIÓN

Las labores mineras tuvieron lugar a cielo abierto con tres frentes de cantera que alcanzaron 8 m sobre la topografía original y numerosas trincheras de exploración.

Actualmente no se desarrolla actividad.

Existió una planta metalúrgica que procesó minerales tradicionales de Pb-Ag-Zn y se realizaron ensayos de hidrometalurgia en los laboratorios de la Dirección Provicnial de Minería de Jujuy destinados a recuperar los minerales de Cu y Ag.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Fue descubierto en el año 1971 por C. Arredondo y estudiado por Argañaraz (1973) y Lizarraga (1981). Entre los años 1980 y 1982 el Banco Nacional de Desarrollo y la Misión Alemana de Cooperación Técnica realizan 52 pozos verticales de hasta 20 m de profundidad para tareas de exploración.

En 1984 Garavilla realiza una síntesis y en 1985 la Metallgeselischaft Bergbau de Alemania y Rio Cincel S.A. de Argentina efectuan trabajos de investigación, prospección y extracción de muestras con los estudios respectivos para poner en marcha el proyecto Providencia.

GEOLOGÍA REGIONAL

ESTRATIGRAFÍA

En el área del yacimiento aflora la Formación Acoite (Turner, 1961) formada por sedimentos pelíticos y se-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

Bloque	Tonelaje	Ag g/t
1	105.000	400-500
1a	20.000	265-378 (máx)
2	25.000	500
3	45.000	500
4	50.000	800
TOTAL	245.000	400

Tabla 1. Evaluación de reservas posibles y probables.

mipelíticos areno-arcillosos depositados en ambiente de cuenca de sedimentación marina. Constituye el basamento plegado y fracturado del sector en ocasiones atravesados por venillas de cuarzo portadoras de minerales económicos explotables. En discordancia sobre el Ordovícico se depositan las sedimentitas rojas del Grupo Pastos Grandes (Formación Sijes) perteneciente al Terciario superior. Posteriormente en el Cuaternario (Pleistoceno) se depositan conglomerados que son los portadores de la mineralización.

Estos conglomerados son de origen fluvio-glaciar con una gran variedad granulométrica y clastos que no superan los 30 cm de dimensión. Se trata de filitas, cuarcitas, grauvacas y lutitas procedentes del basamento ordovícico.

Los depósitos evaporíticos del Holoceno se encuentran en el salar de Olaroz. También existen horizontes travertínicos desarrollados sobre la margen oeste de la cuenca de Olaroz y que pone de manifiesto la actividad termal del área.

Los acarreos actuales son depósitos no consolidados arenosos y limosos.

Estructura

El área de la mina configura un graben elongado en dirección norte-sur y limitado por fallas inversas de vergencia opuesta. Las zonas elevadas son rocas ordovícicas de la Formación Acoite entre la que se encuentra un bloque deprimido de rocas cenozoicas donde se localiza la mina.

La existencia de un marco tectónico compresivo en el Cenozoico superior fracturó el zócalo puneño en una serie de láminas sobrecorridas y deslizadas sobre un sustrato de rocas precámbricas generando escamas tectónicas de formaciones ordovícicas y terciarias. En el Cuaternario una fase diastrófica distensiva induce al desplome gravitacional de las escamas y se forman una serie de fallas longitudinales que muestran el contacto entre las rocas paleozoicas con unidades terciarias y cuaternarias (Peralta y Sureda, 1992).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Los depósitos conglomerádicos (Conglomerados La Providencia, Peralta y Sureda, 1992) constituyen la roca de caja de la mineralización. Esta unidad yace en contacto estructural con las areniscas Pastos Grandes mediante falla inversa. Es una entidad sedimentaria epiclástica gruesa de carácter continental y extremadamente heterogénea constituida por conglomerados y brechas de color rojo violáceo con intercalaciones de areniscas, areniscas calcáreas y limopelitas de colores amarillo, blanco amarillento o grises claros que denotan el blanqueo de las rocas por acción de soluciones alcalinas y que por lo tanto constituyen guías de prospección minera.

Morfología

El cuerpo de mena tiene 1 km de largo en dirección nornoreste-sursuroeste por 50 m de ancho máximo y un espesor variable cercano a los 15 m en los casos más favorables.

A los fines de explotación el cuerpo se dividió en tres zonas: Providencia norte, Providencia centro y Providencia sur.

Las soluciones mineralizadas se canalizan a través de la Primera Sucesión Conglomerádica del miembro superior de la Formación La Providencia siguiendo la configuración del principal nivel impermeable representado por capas arcillosas. El pozo de exploración más profundo fue realizado en Providencia centro y llega a 20 metros.

Mineralización

Los minerales metalíferos se encuentran diseminados, rodeando a los clastos y a lo largo de fracturas en el conglomerado, ya sea cementando o como relleno de tipo epigenético.

Los minerales primarios son prácticamente inexistentes y las texturas predominantes son las de reemplazo.

La mayoría de los minerales son supergénicos. La alteración hidrotermal es incipiente y localizada siendo la lixiviación la más importante.

La paragénesis mineral está constituida por: calcosina, plata nativa, acantita, stromeyerita, calcopirita, cerusita, bornita, andorita, azurita, malaquita, crisocola, calcita, yeso, cerargirita, covelina, tenorita, cuprita, brochantita, calcantita, aragonita, pirita, galena, esfalerita, oro nativo, romanechita y limonitas. Clorita, sericita, epidoto y calcedonia son los minerales secundarios transparentes.

Los minerales más abundantes en las menas oxidadas son plata nativa, acantita, tenorita, covelina y cerargirita.

Macroscópicamente se observó plata nativa como láminas ó “charquis” tapizando los espacios entre los clastos y el cemento (Lizarraga, 1981).

GEOQUÍMICA

Los análisis geoquímicos se realizaron sobre Ag,Cu,Pb y Zn en muestras de superficie y de pozos de exploración (Peralta y Sureda, 1992).

Los valores promedio para Providencia sur señalan: 16.000 ppm de Cu, 500 ppm Ag, 13.000 ppm Pb y 800 ppm Zn. En Providencia centro son: 31.000 ppm Cu, 700 ppm Ag, 2.800 ppm Pb y 110 ppm Zn. En zonas de brecha de falla de Providencia sur se alcanzaron valores de: 60.000 ppm Cu, 2.500 ppm Ag, 19.000 ppm Pb y 23.000 ppm Zn. Muestras seleccionadas de Providencia centro contienen hasta 7.600 ppm Ag.

MODELO GENÉTICO

Mina Providencia es de origen epigenético. La mineralización se vincula con la actividad tardío magmática calcoalcalina propia de la evolución cenozoica de los Andes Centrales (Peralta y Sureda, 1992).

Se corresponde entonces, con un modelo de depósito diseminado de tipo distal en relación al magmatismo de arco terciario alojado en secuencias sedimentarias de retroarco (Zappettini, 1998).

BIBLIOGRAFÍA

Argañaraz, R., 1973. Informe geológico económico preliminar del prospecto La Providencia. Inédito, Salta

Banco Nacional de Desarrollo, 1992. Evaluación técnica del proyecto La Providencia, departamento Susques, provincia de Jujuy. Inédito, carpeta 189.

Garavilla, R., 1984. Mina La Providencia, Jujuy. Subdirección de Desarrollo Minero. Departamento de Geología y Minería. *Dirección General de Fabricaciones Militares, Carpeta 960, Biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

Lizarraga, A. 1981. Minerales de plata y cobre en un conglomerado cuartario del departamento de Susques, provincia de Jujuy. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 739-753.

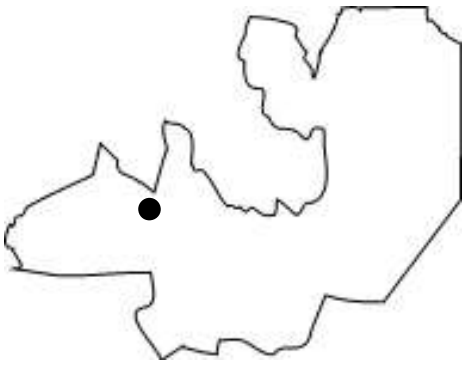
Metallgesellschaft, A. G., 1985. Proyecto La Providencia. Informe inédito

Peralta, C. y R. Sureda, 1992. Mina La Providencia, un yacimiento argentífero en la puna de Jujuy, Argentina. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Huerta Grande. Córdoba:* 116-125

Turner, J. C. M., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste, Salta. *Acta Geológica Lilloana,* (3): 191-226. San Miguel de Tucumán

Zappettini, E. O., (Ed.) 1998. Mapa Metalogenético de la República Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Subsecretaría de Minería.*

Zappettini, E. O., 1999. Mineralizaciones polimetáliccas de los distritos El Queva, La Poma-Incacchule y Concordia, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1603-1611, Buenos Aires.



MINERALIZACIONES POLIMETÁLICAS DE LOS DISTRITOS EL QUEVA, LA POMA-INCACHULE Y CONCORDIA, SALTA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Las mineralizaciones de los distritos en consideración comprenden depósitos de Pb-Ag, Sb y Mn, vinculados genéticamente, y que se localizan rodeando al estratovolcán El Queva y en parte al norte del mismo (Concordia), al oeste de la localidad de San Antonio de los Cobres.

El acceso a las áreas se realiza por la ruta N° 51.

DISTRITO EL QUEVA

Ubicación

El distrito El Queva (o El Quevar) se localiza en el sector occidental del estrato-volcán homónimo, 55 km al oestesuroeste de San Antonio de los Cobres y a 17 km de la estación ferroviaria de Pocitos, desde donde parte un camino que sigue la quebrada Incahuasi hasta el campamento central de la Compañía Minera Picazas, situada en el centro del área en cuestión. El resto de las mineralizaciones del sistema se emplazan circundando el volcán (figura 1).

Exploración y explotación

Las primeras actividades en el distrito El Queva datan de 1939. La mina Armonía y otras de la quebrada Incahuasi fueron objeto de explotación selectiva en períodos intermitentes hasta 1974, estimándose que en dicho período produjo 3.000 t de mineral. En cuanto a las leyes de la mena, Lurgo (1979) estima un promedio de 8% de Pb y 0,26% de Ag. Los laboreos superan los 725 m entre galerías, piques y chiflones. Desde el punto de vista metalúrgico, el estudio de De Los Hoyos (1967) indica aspectos desfavorables tales como: granulometría fina e intercrecimiento de los minerales metálicos (liberación por debajo de los 30 μ), presencia de pirita y de arcillas, estas últimas enlodan las pulpas y aumentan el consumo de reactivos.

La mineralización fue investigada entre otros por Sillitoe (1975), Brodtkorb *et al.* (1978) y Lurgo (1979). Este último autor sintetiza la información anterior y los trabajos desarrollados por la Dirección General de Fabricaciones Militares sobre el Área de reserva N° 17 - El Queva - del Plan Cordillera Norte (NOA I). Entre los trabajos de empresas privadas se citan los efectuados por la Compañía Falconbridge en 1973, con estudios geológicos, geofísicos y perforaciones, los de la Compañía Minera Pirquitas y de Minera Picazas en 1979 y los de la empresa BHP en la década del noventa. Un nuevo estudio de la mineralización es encarado por Robl (1999).

GEOLOGÍA REGIONAL

La comarca se encuadra en el ámbito de la Puna y está constituida por un basamento ordovícico (Formación Coquena) compuesto localmente por arcillitas y filitas, con intercalaciones de cuarcitas, vaques y niveles piroclásticos y lávicos de composición dacítico-riodacítica. En discordancia se asientan sedimentitas del Grupo Pastos Grandes, integradas por areniscas y argillitas rojo grisáceas, con intercalaciones tobáceas.

Sobre dicho conjunto se asienta el estratovolcán El Queva, localizado en un importante crucero de megatrazas, en el ámbito de la Zona Volcánica Central, sobre corteza continental engrosada. y constituido fundamentalmente por dos grandes ciclos efusivos: uno Mioceno y Plioceno. La litolo-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

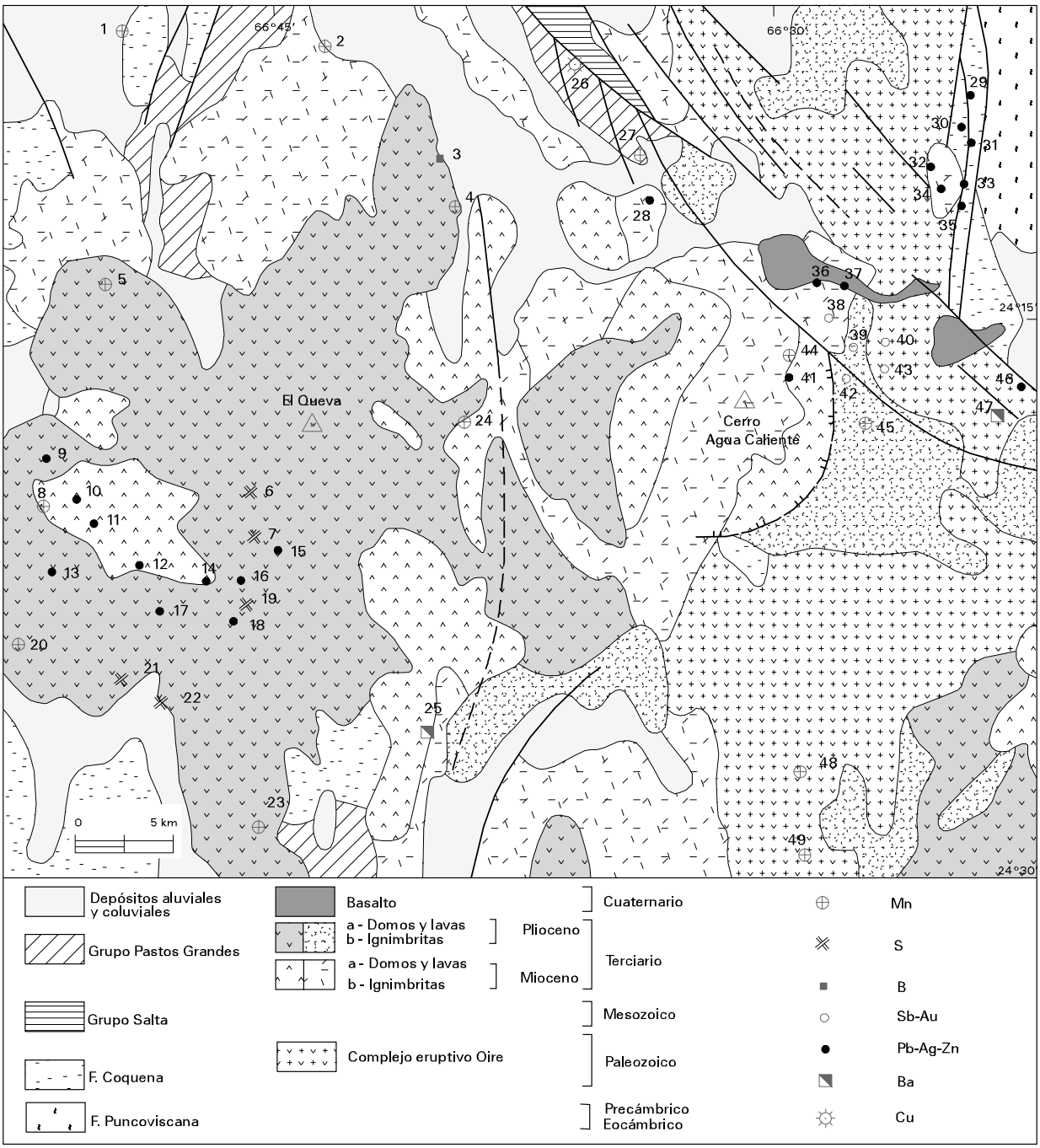


Figura 1. Ubicación y distribución de las mineralizaciones de los distritos El Queva, La Poma, Incachule y Concordia (de Blasco y Zappettini, 1996) 1: Arjona, 2: Olacapato, 3: Antuco, 4: Antuco, 5: Arjona II, 6: Estanislao, 7: Luis David, 8: Cástor-Pólux, 9: La Escondida, 10: Vince, 11: Armonía, 12: Géminis, 13: Andrómaca, 14: Flavia, 15: Eugenia, 16: Portezuelo, 17: Alejandro, 18: La Argentina, 19: Buena Esperanza, 20: Quirón, 21: San Esteban, 22: Angel del Infierno, 23: Condorhuasi, 24: Santa Bárbara, 25: Agua Blanca-Volcán, 26: El Oculto, 27: Centauro, 28: La Olvidada, 29: Vicuña, 30: Flammarion, 31: Recuerdo, 32: Polvorilla, 33: La Paz, 34: Matilde, 35: Concordia, 36: La Esperanza, 37: Diana, 38: Esther, 39: Veta Grande, 40: Incachule (Victoria), 41: California, 42: El Abra, 43: Farallones, 44: Incachule (Julio César), 45: Neptuno, 46: Acazoque, 47: Sebastián, 48: San Justo y otras, 49: San Carlos.

gía de ambas correponde a una secuencia de ignimbritas y lavas ácidas (dacitas, riodacitas) y mesosilícicas (andesitas).

Entre ambos eventos magmáticos (Mioceno y Plioceno) tuvo lugar una actividad hidrotermal y sobre algunos puntos se han identificado brechas hidrotermales con estructura fluidal. La mencionada actividad no afecta a las rocas de la formación Rumibola, que hacen de encape del sistema.

En cuanto a la estructura, el bloque de basamento sobre el que se asienta el estratovolcán El Queva está limitado por corrimientos de vergencia oeste.

La Formación Agua Caliente (dacitas e ignimbritas dacíticas) se encuentra afectada por dos sistemas de fracturas de diferente edad y ambas pre- Formación Rumibola (andesitas). El primero corresponde a fajas de orientación noreste-suroeste, marcadas por brechas y cataclasitas; son de tipo calada y tienen importancia económica porque conforman los canales preferenciales de circulación de los líquidos hidrotermales mineralizantes con los que se vinculan las principales aureolas de alteración. Seccionando al anterior hay otro sistema de orientación noroeste-sureste. El espesor de la superficie lixiviada es entre 5 y 10 metros.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS CON Pb-Ag DOMINANTES

Litología

Comprenden entre otros la mina Armonía y con ellos se vinculan fajas de alteración que afectan a las dacitas de la Formación Agua Caliente, de hasta 700 m por 200, siguiendo el curso de la quebrada Incahuasi. En la quebradas Grande y Mamaturi hay zonas con brechas hidrotermales, *pebble dikes* y presencia de craquelamiento. En la quebrada Mamaturi se determinó la existencia de una franja anómala noreste-suroeste con cuerpos brechados y zonas de alteración argílica.

Estructura

Los yacimientos se disponen según fallas este-oeste y estenoreste-oestesuroeste con buzamiento norte, las que en su intersección con las fallas noreste-suroeste dieron lugar a cruceros que sirvieron como canales de ascenso (figura 2).

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal es del tipo argílica avanzada (dickita, caolín), con silicificación (calcedonia) y propilitización parcial (clorita, epidoto, calcita, alunita, pirita y goethita) (Sillitoe, 1975). El área de alteración más extensa abarca una superficie de 5 por 10 km en la vertiente occidental del edificio volcánico ocupando el drenaje al oeste de las quebradas de Toro Grande (Bartoloni, 1992), Mamaturi e Incahuasi (Lurgo, 1979). Afecta un espesor de 1.000 m en la estructura del estratovolcán, entre los 4.500 y los 5.500 m s.n.m., en donde las alteraciones dominantes son del tipo argílica y argílica avanzada. Esta última implica la destrucción total de la paragénesis mineral primaria, excepto cuarzo. Se inicia con la transformación de plagioclasa en natroalunita y caolinita. En áreas de mayor intensidad se aprecia silicificación y sericitización. Según Robl (1999), la mineralogía de la alteración hidrotermal muestra también cristobalita, jarosita, yeso, heulandita, clinoptilolita y variscita. Las áreas marginales muestran alteración propilítica y una alteración mixta de sulfatos propia de sistemas epitermales de alta sulfuración (Robl, 1999).

Mineralogía

La paragénesis fue investigada por Bates y Matar (1966), Sillitoe (1975), Brodtkorb *et al.* (1978) y Robl (1999). Está constituida por diferentes tipos de mineralización en pulsos independientes. En uno de ellos se aprecian dos secuencias de depositación. La primera corresponde a casiterita, pirita, cuarzo y calcita, todas con textura idiomorfa; le sigue un segundo pulso constituido por freibergita, stibioluzonita, enargita, calcopirirta, estannita, diaforita, semseyita, aramayoíta, galena y pirargirita. El conjunto está atravesado por venillas de esfalerita, wurtzita, marcasita, carbonatos y una nueva generación de cuarzo. Entre los minerales supergénicos hay stibioluzonita, covelina y acantita. Se encuentra polibasita en venillas y tennantita asociada a covelina. Uno de los tipos de mineralización se caracteriza por la presencia masiva de geocronita en ganga de baritina, con otros minerales accesorios en cantidades menores.

Bates y Matar (1966) y de los Hoyos (1967) indicaron galena, esfalerita, argentita (acantita), pirita, geocronita, plata nativa, querargirita, anglesita y cerusita. Sillitoe (1975) indica la presencia de stefanita y pirargirita con beudanita y covelina reemplazando a la galena. Vanissen (1974, en Lurgo, 1979) determina argirodita, tetraedrita y boulangerita. Brodtkorb *et al.* (1978) determinan las secuencias paragenéticas mediante un detallado estudio mineralógico e identifican además de los minerales antes citados semseyita, aramayoíta, diaforita, polibasita, fribergita, stibioluzonita, enargita, calcopirita, tennantita, marcasita, estannita y casiterita. Robl (1999) añade miargirita, robinsonita, playfairita, proustita, pearceíta, owyheeíta, brongniardita, seligmannita y freieslebenita bismutífera.

Sillitoe (1975) marca la coetaneidad entre la alteración y la mineralización, indicada por el entrecrecimiento de dickita, caolín, calcedonia, alunita y yeso con los sulfuros y sulfosales. En sectores se observan azufre nativo en pequeñas cantidades, lo que indica la transición a niveles más altos, con fumarolas.

Geoquímica

Al sur del Queva, en el área de Abra de Quirón, la secuencia ordovícica correspondiente a la Formación Coquena ha sido afectada por la actividad hidrotermal, habiéndose detectado anomalías geoquímicas de plata, cobre, cinc, molibdeno y localmente antimonio. Se estima posible la existencia de cuerpos mineralizados ciegos, hipótesis sugerida por las anomalías geoquímicas, de color y venulación de cuarzo-limonitas.

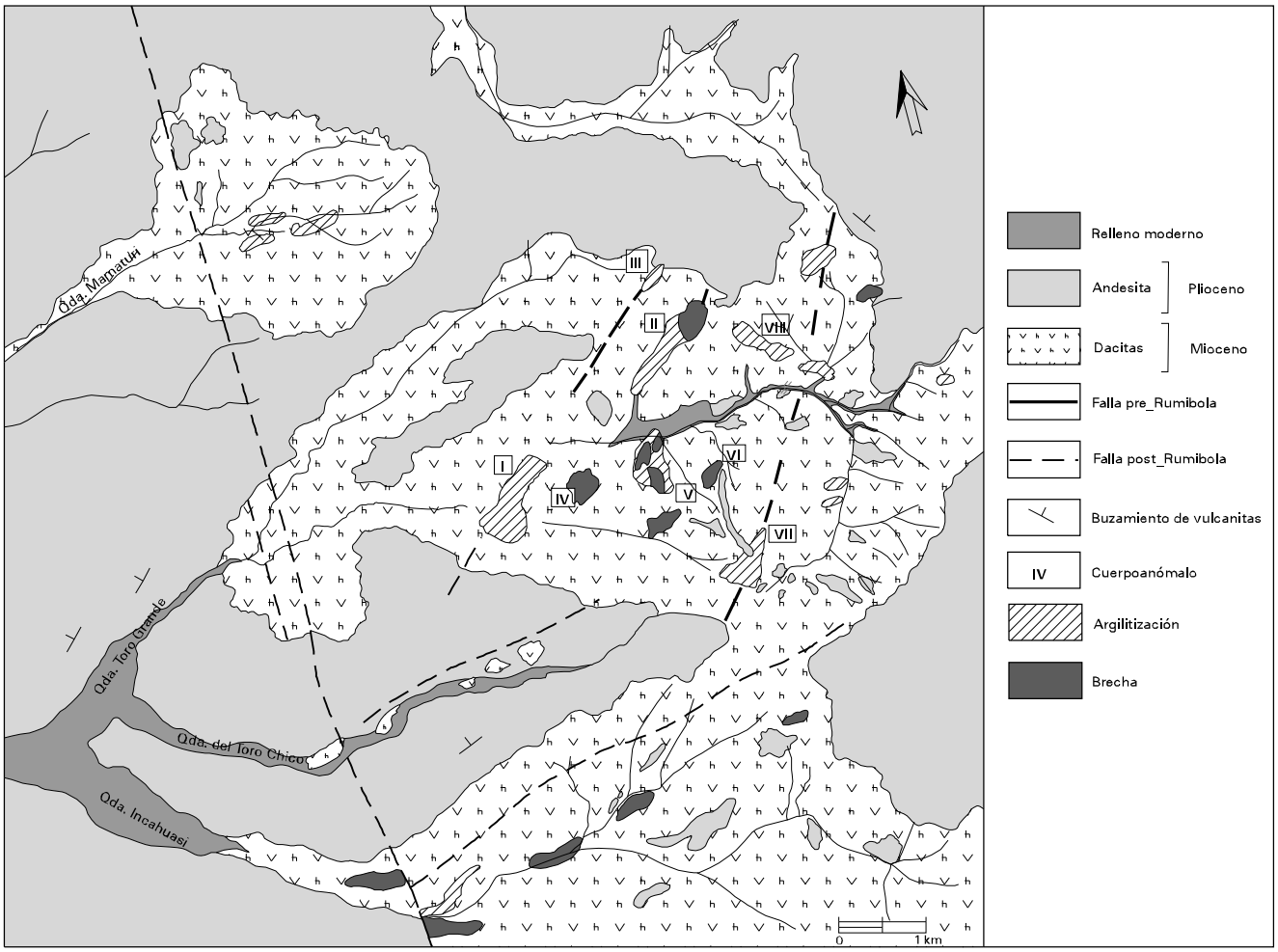


Figura 2. Geología del distrito El Queva (de Lurgo, 1979)

DEPÓSITOS DE Mn

ANTECEDENTES

Las descripciones de estos depósitos fueron efectuadas por Argañaraz y Nadir (1975), Cortelezzi (1975), Sillitoe (1975), Sureda *et al.* (1986) y Petiti y Brito (1992).

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Los depósitos manganesíferos se presentan en general cementando brechas volcánicas de talud y como lentes en diamictitas derivadas de niveles perlíticos. La mineralización muestra líneas de flujo e interbandeado con sustancias tufíticas y localmente se ha concentrado en el piso de pequeñas depresiones endorreicas (salar frente al Abra de Quirón). En sectores constituyen venillas como relleno de grietas en dacita así como impregnaciones en depósitos modernos.

En las minas Judith y Santa Ana existen impregnaciones en bancos areno-arcillosos, cubiertos por travertino; el Mn impregna también aluviones modernos.

En la boratera Antuco, frente a Olacapato, el manganeso se encuentra intercalado con niveles travertínicos, goethita y ulexita, en una secuencia de aproximadamente 20 m de potencia.

MINERALOGÍA

La mineralogía de los depósitos (Petiti y Brito, 1993) comprende minerales de manganeso (romanechita, criptomelano, todorokita, hollandita, litioforita, rancieita, wad), ilmenita, pirita, hematita, limonitas, plata nativa y, como minerales de ganga no metalíferos, calcita, aragonita, yeso y sílice. Localmente hay calcedonia (Antuco).

DISTRITO LA POMA-INCACHULE

UBICACIÓN

El distrito de La Poma se localiza a unos 3 km al sur del abra de Chorrillos, 23 km al suroeste de San Antonio de los Cobres, a una altura media de 4.500 m sobre el nivel del mar.

Leyes y reservas

Las reservas totales asignadas para la mineralización plumbo-argentífera se han establecido en 260.000 t (mineral medido, probable y posible), de las cuales 165.000 t tienen una ley media de 11,02 % de Pb y 190,8 g/t de Ag. En algunos sectores el contenido en Cu alcanza 2 % (Argañaraz y Sureda, 1979).

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

Las minas plumbo-argentíferas eran ya explotadas a principios de siglo por la compañía minera Nueva Concordia, que también explotaba la mina Concordia (Barnabé, 1915). Los trabajos fueron retomados por parte de la Compañía Minera La Poma S.A. a partir del año 1964 y en la actualidad se halla paralizada.

La mineralización de la mina La Esperanza fue investigada por Argañaraz y Sureda (1979) y entre 1992 y 1995 fue objeto de una evaluación por parte de la Agencia Internacional de Cooperación del Japón (JICA, 1993, 1995), cuyos estudios incluyen geología, dataciones radimétricas, inclusiones fluidas, geoquímica, geofísica y perforaciones.

Sistema de explotación

La veta principal de La Esperanza fue trabajada y explorada en un tramo de 2.000 metros. En el sector La Negra hay un pique, cuatro galerías y dos cortavetas que suman 450 m de labores. En el sector Vieja Esperanza Norte la mineralización se explotó a cielo abierto y mediante 95 m de labores subterráneas. En Vieja Esperanza Sur hay labores subterráneas (290 m) y en el sector Chiflón Zeta, La Rosa y Nueva Esperanza predominan las labores a cielo abierto además de 192 m de galerías, chiflones, piques y cortavetas. En El Porvenir la veta fue explotada mediante galerías a lo largo de 120 m (Argañaraz y Sureda, 1979).

El mineral era beneficiado en un planta de concentración por gravedad con capacidad para 100 t/día, localizada 16 km al oeste de San Antonio de los Cobres.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología y estructura

El área se emplaza en un extenso complejo de vulcanitas cenozoicas en el que predominan dacitas (Formación Agua Caliente) y andesitas (Formación Rumibola). Hay basaltos cuaternarios y, regionalmente, el basamento está constituido por granitoides (Complejo Eruptivo Oire) y pelitas ordovícicas (Formación Coquena).

Los mecanismos eruptivos en el área del Cerro Aguas Calientes-Cerro Verde responden a un esquema de caldera de colapso, con el que se vinculan diversos pulsos eruptivos.

Desde el punto de vista estructural hay fallas de gran magnitud de tipo meridiano, caracterizadas por grandes desplazamientos verticales. Preceden al vulcanismo del nevado del Queva. Con posterioridad una nueva fase de movimientos se manifiesta en fallas y zonas de brecha que, en el distrito, controlan y alojan las mineralizaciones. Un tercer sistema de fallas afecta tanto a la Formación Agua Caliente como a la Formación Rumibola y se presenta con rumbo noroeste-sureste. Se han medido desplazamientos verticales de hasta 200 metros.

Alteración hidrotermal

La alteración que afecta a la roca de caja en Mina La Esperanza consiste en sericitización y argilización de reducido desarrollo. En el sector El Porvenir hay propilitación extendida que afecta a las rocas dacíticas (Argañaraz y Sureda, 1979).

Mineralización

El distrito comprende cuatro tipos de mineralizaciones siguiendo el criterio del Grupo Asesor Minero Alemán (en Amengual, 1977); se dividen en: 1. Pb-Ag; 2. Pb; 3. Sb; 4. Mn-Fe.

Tipo 1. Pb-Ag. Se vincula exclusivamente con las rocas dacíticas de la Formación Agua Caliente. Las vetas están emplazadas en fallas con rumbos que oscilan entre 65° y 80° y buzamientos variables entre 70° y 85° hacia el sur. Las longitudes reconocidas por laboreos están comprendidas entre 700 y 1.300 m y las potencias entre 0,10 y 3,0 metros.

A este tipo de mineralización corresponden las minas Esperanza (Argañaraz y Sureda, 1979) y California (Gutiérrez, 1977).

La mineralización, descripta por Ahlfeld (1948) y Angelelli (1950) fue estudiada en detalle por Argañaraz y Sureda (1979). Consiste en galena argentífera con hasta 0,5 kg/t de Ag, con inclusiones de tetraedrita y calcopirita, y en forma subordinada pirita, calcopirita y esfalerita, a las que se asocian tetraedrita, bornita, ullmanita y marcasita. La ganga consiste en cuarzo, calcita y siderita. Los minerales supergénicos son covelina, tenorita, hematita, limonitas, cerusita, malaquita, azurita, anglesita y piromorfita.

La secuencia de precipitación de los minerales primarios es: 1: cuarzo + siderita + calcita, 2: esfalerita + calcopirita + tetraedrita + bornita + galena, 3: galena, 4: cuarzo.

Tipo 2. Pb. A diferencia de la anterior, no está restringida a las dacitas del Grupo Aguas Calientes, sino que pasa a las andesitas de la Formación Rumibola suprayacentes, lo que implica su pertenencia a un segundo ciclo de mineralización.

Se ubica en una zona de falla de rumbo 100° y corresponde a la mina La Olvidada.

La mineralización carece de importancia económica. Consiste en galena, baritina y cuarzo. Los minerales de oxidación incluyen cerusita, hematita y limonitas. Localmente se asocian vetas de baritina pura.

Tipo 3. Sb-Au. Comprende, entre otras, las minas Esther y Victoria, que fueron objeto de explotación.

Se vinculan con un episodio eruptivo post-caldera de Aguas Calientes, evidenciado por el colapso de la caldera de Abra del Gallo (Petrinovic, 1992).

Las vetas, de rumbo variable entre 110° y 130°, con buzamiento entre 70°SO y verticales están controladas tectónicamente por fallas. La longitud alcanza a los 600 m en mina Victoria. El total de estructuras mineralizadas alcanza a 12 vetas con grados diversos de mineralización.

La mineralización es de antimonita dominante, arsenopirita y pirita escasa en ganga de cuarzo. Entre los minerales supergénicos dominan los ocres de antimonio (sernarmonita, cervantita y estibiconita) y limonitas.

Hay más de un centenar de metros de labores que incluyen piques, galerías y socavones. Se ha determinado una ley media de 2 a 3% de Sb.

La alteración hidrotermal asociada a esta mineralización coresponde a sericitización y silicificación. La roca de caja se presenta notablemente blanqueada. Se asocian anomalías geoquímicas de Au, Ag, As y Sb.

Tipo 4. Mn-Fe. Incluye la mina Incachule, localizada en una andesita brechosa, cuyas fisuras fueron rellenas por psilomelano y pirolusita.

Otras manifestaciones equivalentes se encuentran al oeste de las termas de Tocomar.

Inclusiones fluidas

El estudio de inclusiones fluidas efectuado por JICA (1993) indica una temperatura media de homogeneización de 166°C para las vetas antimoníferas, lo que representa una zona alta del sistema, con posibilidades de profundización y enriquecimiento en la mineralización.

DISTRITO CONCORDIA

Ubicación

El distrito Concordia está ubicado 15 km al noroeste de la localidad de San Antonio de los Cobres, a una altura media de 4.200 m sobre el nivel del mar. El ferrocarril General Belgrano atraviesa el área y posee una estación en el área de mina Concordia.

Leyes y reservas

Las reservas estimadas en mina Concordia entre los niveles 4 y 5 de laboreo minero ascienden a 40.000 t medidas con un contenido medio de 5,6% de Pb, 491 g/t de Ag, 1,26% de Zn y 0,6% de Cu (Argañaraz *et al.*, 1982).

HISTORIA DEL DISTRITO

El distrito se compone de las siguientes vetas: Concordia, La Paz, Polvorilla, Matilde, Recuerdo, Emilia y Vicuña.

Las operaciones mineras en el distrito tienen antecedentes prehispánicos y coloniales. La etapa moderna comenzó hacia 1900, a cargo de la Compañía Minera Nueva Concordia, empresa que operó hasta 1914, realizando 1.200 m de galerías distribuidas en cinco niveles en mina Concordia, la explotación minera metalífera más grande en la provincia de Salta. A partir de 1975 la Sociedad Minera Pirquitas y luego la Sociedad Concordia S.A procedieron a la rehabilitación de la mina, cesando las operaciones hacia 1986. En ese momento la explotación alcanzaba hasta el nivel 7, identificando una falla que corta la continuidad de la veta en profundidad (figura 3).

Los otros depósitos del distrito tienen escasos laboreos, en general constituidos por socavones, chiflones y piques de exploración.

Los primeros estudios datan de comienzos de siglo (Caplain, 1912; Barnabé, 1915). Siguen los trabajos de Lannefors (1930) y más recientemente los de Gutiérrez (1968), Viera (1976) Argañaraz *et al.* (1982) y Sureda (1992).

El conjunto fue investigado por la Dirección General de Fabricaciones Militares (Plan NOA I), quedando involucrada en la entonces área de Reserva N° 28 «Polvorilla» (Viera, 1976). Las empresas Falconbridge y Cities Services efectuaron estudios mineros en la década del '70.

Los últimos estudios en la región se desarrollaron entre 1992 y 1994, a cargo de la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA) que investigó el área de Concordia en conjunto con el de La Poma mediante estudios geológicos, geoquímicos, geocronológicos, geofisícos y perforaciones.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología y estructura

Está representada por un basamento precámbrico (Formación Puncoviscana) constituido por una secuencia sedimentaria marina metamorfizada, integrada por esquistos cuarcíferos, filitas y pizarras, escasos asomos de cuarcitas atribuidos al Cámbrico o al Ordovícico, areniscas y pelitas ordovícicas, granitoides del Complejo Eruptivo Oire, bancos de sedimentitas continentales rojas o moradas (Subgrupo Pirgua), intrusiones dacíticas y riodacíticas miocenas (Dacita Concordia, asimilable a la Formación Agua Caliente) y sedimentos cuaternarios.

Desde el punto de vista estructural se destaca el lineamiento del Toro, de rumbo dominante noroeste-sureste, que genera una zona de cizalla que supera los 10 km de ancho y que incluye los principales distritos polimetálicos de la región: Concordia, La Poma, Organullo y Acay Sur. Las fallas asociadas a este corredor controlan la mineralización vetiforme, que en el área La Concordia presenta rumbos N30-70°O; son fallas esencialmente de rumbo y su edad se estima post-miocena y pre Formación Rumibola.

La roca de caja más favorable para la localización de la mineralización corresponde a los conglomerados del Subgrupo Pirgua, la que se constituye en la más propicia

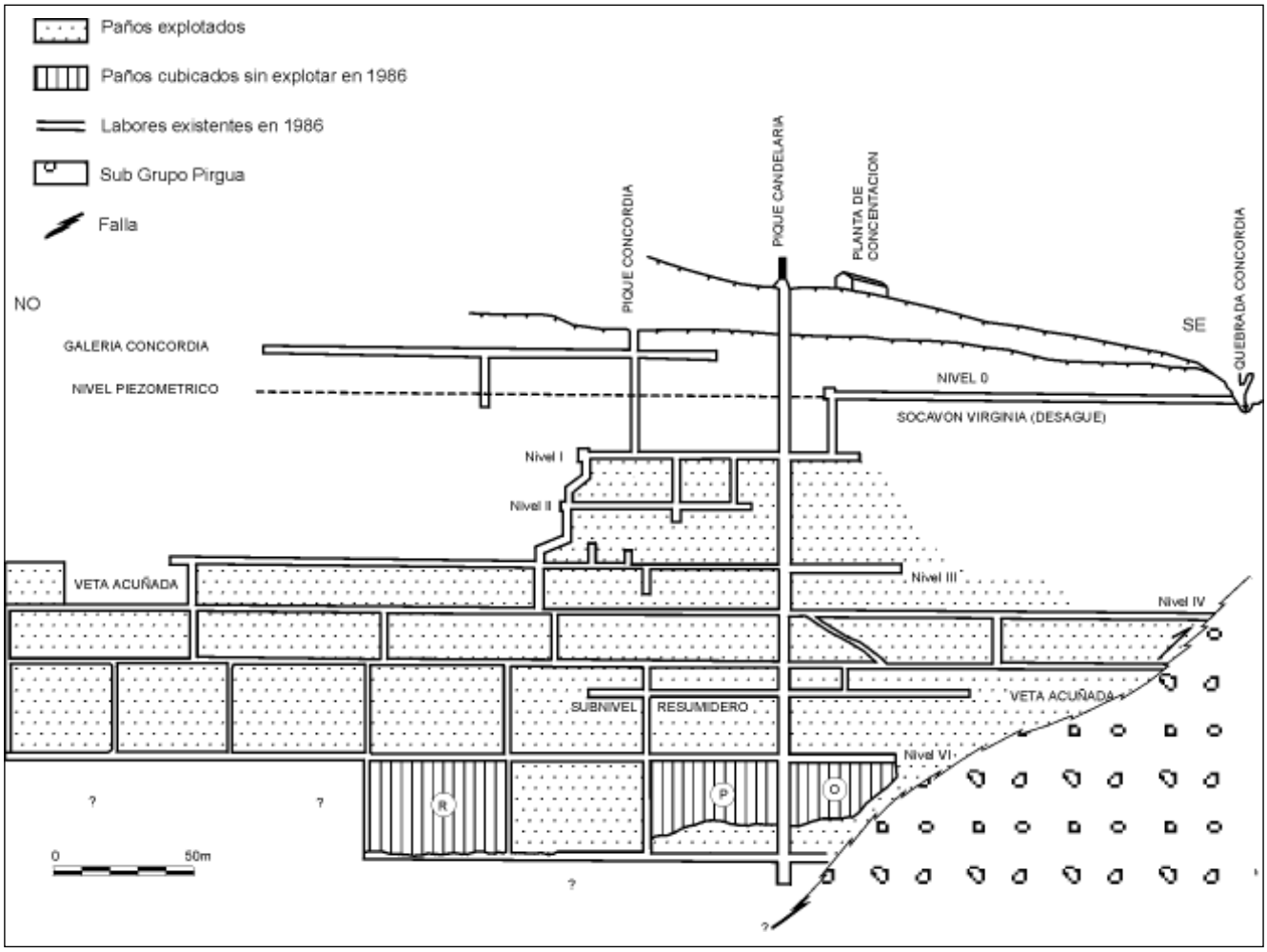


Figura 3. Perfil de labores en mina La Concordia. Corte sobre veta (de Sureda, 1992).

para el hallazgo de vetas asociadas con contenidos altamente anómalos en oro. Tal es el caso de mina El Recuerdo (2,94 g/t de Au) y de la mineralización interceptada en subsuelo en el área de mina Concordia por JICA (1994), con valores de oro entre 4,98 y 5,83 g por tonelada. La granodiorita de la Formación Oire y las dacitas del Grupo Aguas Calientes muestran sólo indicios de mineralización, excepto la correspondiente a la mina Matilde, emplazada en la primera unidad citada.

Los conglomerados cretácicos se hallan decolorados en proximidad de las vetas, adquiriendo tonalidades amarillentas y blanquecinas por remoción del cemento ferruginoso por efecto de la circulación de fluidos hidrotermales, pero no muestran fenómenos de alteración hidrotermal.

Morfología

La estructura de las vetas es brechosa y corresponde a fallas con desplazamiento horizontal dominante. Hay espacios vacíos tapizados con cristales de cuarzo. La potencia es variable, en parte irregular, con desarrollo de *ore shoots*, siendo el espesor medio 0,5 m y las longitudes entre 100 y 150 metros.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal que afecta a la dacita de Concordia es de tipo arcilloso, con abundante sericitización y presencia en su parte central y occidental de parches de intensa silicificación. Son comunes las zonas de craquelamiento y abundan las venillas de cuarzo y limonitas, con presencia de *boxworks*.

Las áreas con fuerte silicificación son coincidentes con anomalías geoquímicas de Au, Ag y Sb.

Mineralogía

La paragénesis consiste predominantemente en tetraedrita argentífera, galena, esfalerita, calcopirita y pirita aurífera, acompañada normalmente con ganga de cuarzo. Como minerales accesorios hay bournonita, arsenopirita, marcasita, jamesonita, pirargirita, zinckenita, antimonita,

y semseyita. Como minerales supergénicos se identificaron acantita, covelina, anglesita, cerusita, caolinita, halotriquita, melanterita, yeso y limonitas. Localmente hay oro nativo. La zinckenita fue identificada en los niveles 5, 6 y 7, donde se presenta en drusas o geodas asociada a cuarzo, tetraderita, bournonita, jamesonita y antimonita (Sureda, 1992), y más raramente, intercrecida con tetraedrita en agregados policristalinos.

Inclusiones fluidas

Los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización se vinculan con el cuerpo dacítico de Concordia. El estudio de inclusiones fluidas (JICA 1993) indica temperaturas de homogeneización entre 128°C (veta El Recuerdo) y 227°C (mina Concordia). Estas temperaturas coinciden con las determinadas en minas del sur de Bolivia (Tasna, Gran Chocaya), que también producen Sn, Bi y W.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos de los distritos El Queva, La Poma-Incachule y Concordia son yacimientos hidrotermales que se corresponden con el modelo de depósitos polimetálicos complejos. Comprenden dos ciclos de mineralización, el primero de edad miocena superior involucra las mineralizaciones Pb-Ag (Zn) y el segundo, de edad pliocena, comprende depósitos de Sb-Au.

Las mineralizaciones de Mn son del tipo hidrotermal y constan de tres pulsos (Petiti y Brito, 1982). El primero, de mayor temperatura introdujo sílice, ilmenita, pirita, plata, hematita, aragonita y calcita. El segundo aporta la principal concentración de manganeso. Finalmente, el pulso de menor temperatura depositó calcita y minerales de manganeso. El ambiente deposicional ha sido de Eh y pH elevados. Las relaciones estratigráficas permiten establecer dos episodios mineralizantes, uno plio-pleistoceno (Antuco) y otro pleistoceno-holoceno (Judith, Santa Ana). Existen aún algunas fuentes activas.

Según la interpretación de Sillitoe (1975) la génesis del conjunto de los depósitos en el área de El Queva se vincula con aguas magmáticas que en profundidad dan origen a los cobres porfíricos, extremadamente diluidas por mezcla con aguas exógenas. Considera al estratovolcán El Queva, en su fase metalogenética, como en un estado fumarólico dominantemente gaseoso. Los sulfuros habrían sido depositados por fluidos de pH muy bajo, mezclados con aguas meteóricas, según el estudio de isótopos estables. Las mineralizaciones de manganeso y boratos completan el ciclo metalogenético volcánico.

En conclusión, este tipo de manifestaciones sería el resultado de la acción exhalativa póstuma de diversos episodios de actividad volcánica, así como de soluciones hidrotermales lejanas del foco de origen, posiblemente representado por la implantación de un pórfiro somero vinculado verticalmente con el aparato volcánico.

Se estima que los yacimientos de Pb-Ag dominantes cambien en profundidad a asociaciones del tipo Sb-Bi-Au, como las observadas en las áreas de Organullo e Incachule.

La localización de los yacimientos está controlada por estructuras de carácter regional y local que actúan como metalotectos reveladores. En este sentido la zona de cizalla localizada entre Olacapato y el nevado del Acay, y emplazada en el lineamiento Calama - Olacapato - Toro es el más significativo de estos accidentes, donde pueden esperarse las principales concentraciones vetiformes, que se alojan en fracturas en las zonas de extensión vinculadas con el sistema transcurrente principal (Petrinovic, 1992).

Los contenidos en oro tienden a concentrarse en la parte oriental de la faja que limita con el bloque de edad precámbrica. Así, de norte a sur se destacan los contenidos auríferos anómalos detectados en las perforaciones geotérmicas del cerro Tuzgle, el oro de mina El Recuerdo, el oro determinado en profundidad en estructuras del área de mina Concordia y en cuerpos subvolcánicos y vetas de Organullo.

BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy (2ª parte) *U.N.T.,* Publicación 474, Jujuy.

Amengual, R., 1977. Informe final área de reserva N° 31. Esperanza-Incachule, provincia de Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* carpeta 354. Bibilioteca SEGEMAR, Buenos Aires.

Argañaraz, R. y R. Sureda, 1979. El yacimiento plumbífero «La Esperanza», departamento La Poma, provincia de Salta, República Argentina. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Revista,* 10 (3-4): 1-11. Buenos Aires.

Argañaraz, R., J. Mancini y R. Sureda, 1982. El yacimiento de Concordia (Ag-Pb) en la provincia de Salta, Argentina. Un proyeco de rehabilitación y explotación minera. *5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 5: 61-78. Buenos Aires.

Bernabé, J. F., 1915. Los yacimientos minerales de la Puna de Atacama, Los Andes. *Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 10, 5. Buenos Aires.

Bates Ruiz, R. y J. Matar, 1966. Informe sobre ensayos de concentración de la mena de El Quevar. *Centro de Investigaciones Mineras de Cuyo,* informe inédito. San Juan.

Blasco, G. y E. D. Zappettini, 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín* 217. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K. De, S. Ametrano y J. Otermann, 1978. Contribución al conocimiento mineralógico del yacimiento El Queva, provincia de Salta. *Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 9: 75-88. Buenos Aires.

Caplain, L., 1912. Informe sobre el estado de la minería en el Territorio de Los Andes. *Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 7, 1. Buenos Aires.

Cortelezzi, C., 1975. Los yacimientos de manganeso de la República Argentina. *2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas,* 5: 215-236. Buenos Aires.

De los Hoyos, L., 1967. Revisión del yacimiento polimetalífero de la mina El Queva (departamento pastos Grandes, provincia de Salta). *Dirección Nacional de Geología y Minería, inédito. Biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

Gutiérrez, W. J., 1968. Estudio preliminar del yacimiento La Polvorilla. Seminario 1. *Facultad de Ciencias Naturales de Salta, UNT*, inédito. Salta.

Gutiérrez, W. J., 1977. Estudio geológico del yacimiento plumboargentífero La California, departamento Los Andes, distrito de San Antonio de los cobres, provincia de Salta. Seminario II. *Facultad de Ciencias Naturales,* inédito. Salta.

JICA, 1993. Informe sobre la exploración de minerales del área oeste de la República Argentina, fase 1. *Secretaría de Minería de la Nación, inédito. Biblioteca SEGEMAR*. Buenos Aires.

JICA, 1995. Informe final sobre la exploración de minerales del área oeste de la República Argentina. *Secretaría de Minería de la Nación, inédito. Biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

Lannefors, N. A., 1930. La mina Concordia y otra minas próximas al Territorio Nacional de Los Andes. *Dirección Nacional de Geología y Minería, carpeta 50. Biblioteca SEGEMAR*. Buenos Aires.

Lurgo, C. , 1979. Informe final área de reserva N° 17. El Queva, provincia de Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares, carpeta 739. Biblioteca SEGEMAR*. Buenos Aires.

Petiti, L. y J. Brito, 1993. Depósitos manganesíferos relacionados con el Complejo Volcánico El Quevar, Salta, República Argentina. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exporación de Hidrocarburos (Mendoza),* 5: 119-130. Buenos Aires.

Petrinovic, I. A., 1992. Área volcánica del Cerro Aguas Calientes-Cerro Verde (Puna Argentina): volcanología y depósitos metálicos (Pb-AgZn y Sb-Au) asociados. *4° Congreso Nacional de Geología Económica. Actas:* 198-205. Huerta Grande, Córdoba.

Robl, K. P., 1999. Miocene Ag-Pb Mineralisations of the El Quevar Stratovolcano Complex, Salta, Argentina. A preliminary report, 21 pag., 4 figures, *Ph. D. Thesis Salzburg University.* Sazburg.

Sillitoe, R., 1975. Lead-Silver, manganese and Native Sulfur mineralization within a Stratovolcano, El Queva, Northwest Argentina. *Economic Geology,* 70: 1119-1201.

Sureda, R. J., 1992. Zinkenita, $Pb_6Sb_{14}S_{27}$, de la mina La Concordia, Salta, Argentina. I Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 197-306. *Instituto de Recursos Minerales,* Publicación N° 2. La Plata.

Sureda, R. J., M. A. galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogénicos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Capricornio,* 1 (1): 39-96. Salta.

Viera, O., 1976. Informe final área de reserva N° 28. Polvorilla. *Dirección General de Fabricaciones Militares, carpeta 284. Biblioteca SEGEMAR.* Buenos Aires.

Lurgo Mayón, C. S., 1999. Azufre volcanogénico de La Puna, Jujuy, Salta y Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1613-1625, Buenos Aires.



AZUFRE VOLCANOGÉNICO DE LA PUNA, JUJUY, SALTA Y CATAMARCA

Carlos S. Lurgo Mayón[1]

INTRODUCCIÓN

La Argentina registró producción de azufre volcanogénico desde 1910, en pequeñas cantidades, con un fuerte incremento a partir de 1942 con la puesta en producción de mina Julia, localizada en la Puna salteña, que abasteció aproximadamente 1/3 del consumo interno hasta el cierre del establecimiento, acaecido por razones de mercado en 1978. El aporte del noroeste argentino en el período de producción continua sobrepasó las 650.000 t de azufre refinado (entre 1940 y 1978), a partir de reservas que suman 4,8 millones de toneladas en caliches con leyes entre 16 y 30% de azufre.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Puna Occidental salteña, especialmente hacia el límite con la República de Chile, se destaca por la difusión de volcanitas y su clima desértico de alta montaña. El conjunto da la impresión de un escudo de 400 km de largo por 100 km de ancho, con raras interrupciones en dicha cubierta. Hacia el este entre la monótona cobertura volcánica aparecen fajas restringidas de leptosedimentitas ordovícicas, constituidas por areniscas y lutitas. Retazos de sedimentitas neopaleozoicas aparecen hacia el Salar del Rincón. Rocas graníticas paleozoicas constituyen un relieve de serranías bajas apenas despegadas del piso de salares (Arizaro y otros). El Cenozoico, dominante, lo integran andesitas, dacitas y fenobasaltos, en sus términos piroclásticos y lávicos. Se los encuentra, como recurrencia petrológica, en toda la columna citada. Evaporitas y extensos pedemontes que conectan con dichas serranías más o menos cubierta por "sallerío", completa el paisaje de altiplanos rodeados por montañas, vale decir configurando la morfoestructura Puna. Estructuralmente la Puna corresponde a montañas del bloques, delimitados por fallas inversas profundas. Estas líneas fueron las vías primarias que canalizaron las distintas etapas volcaníticas de la zona. En la subregión que abarca este trabajo, informalmente llamada "Puna Occidental", contrastan los picos volcánicos, sobre las llanuras ensalitradas con bordes mesetiformes que morfológicamente evolucionan a pedemontes en transición con las áreas positivas.

El volcanismo calcoalcalino que caracteriza este sector de los Andes presenta características ácidas a mesosilícicas: dacitas a andesitas con sus equivalentes piroclásticos. En la actualidad no se observan focos volcaníticos activos. Hay manifestaciones geotermales y depositación de calizas hidatógenas en su periferia.

MANIFESTACIONES DE LA PUNA SEPTENTRIONAL OCCIDENTAL

MANIFESTACIONES DEL CERRO BAYO (SALTA)

Se trata de las manifestaciones más septentrionales de la Faja Occidental de la Puna salteña. Comprende mina Tecar (Salta), San Pancho (Chile) y otros. El segundo lugar se cita para cerrar el área anómala del cerro Bayo (figura 1).

UBICACIÓN

Se localiza en las coordenadas de 24º28'S, 68º16'O. Están ubicadas 15 km al suroeste del paso internacional de Socompa y 20 km del cerro Socompa, materializado en un

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

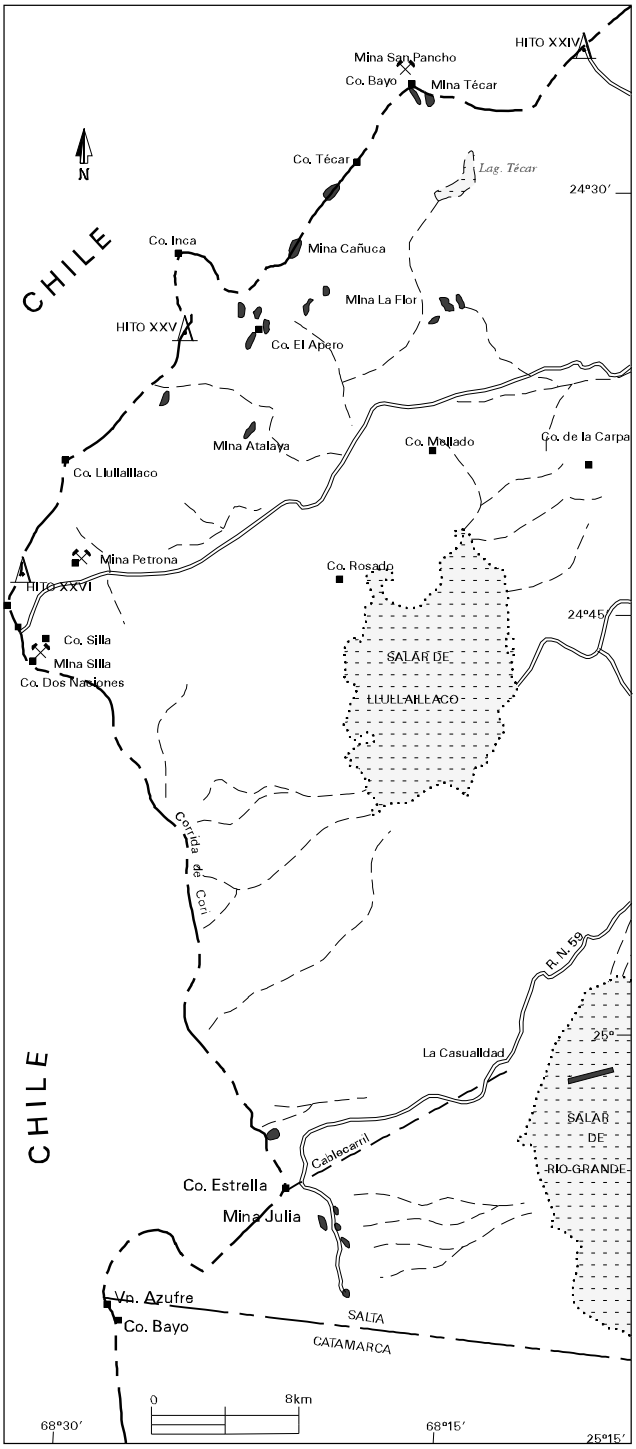


Figura 1. Manifestaciones del Cerro Bayo.

hito del límite internacional. El acceso se realiza desde paso Socompa. En territorio chileno hay una huella para rodados doble tracción hasta la vertiente alta del cerro Bayo.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

La alteración, advertida a distancia por un blanqueo general del sector. Radica sobre la ladera sur de dicho volcán así como en la alineación que corre al este de este punto, a lo largo de aproximadamente 3 km continuos, con un ancho del orden de los 500 metros. El principal foco mineralizado corresponde a mina Tecar que carece de acceso con vehículos.

En general el área mineralizada tiene tenores bajos. Trátase de caliches con sólo 1 a 2% de azufre. El área de alteración contiene abundante yeso y la mineralización de azufre aparece como relleno de fracturas múltiples, a favor de las cuales se enriquece. No habiendo pasado de una etapa inicial de exploración no existen cálculos de reserva**.** Mina Técar se ubica 4.500 m s.n.m. su área de influencia conforma un pequeño óvalo de 200 x 200 metros.

Otras anomalías con azufre aparecen 1,5 km al oeste de mina Tecar, sobre barrancas en una quebrada del sistema endorreico de la zona. Acompaña una fuerte alteración hidrotermal con yeso. La ley en este lugar alcanza el 5% en muestras de superficie. Existen otros puntos a cota inferior, observándose mineralización pobre en la margen izquierda y en rodados sobre la citada quebrada. Asimismo en el entorno del cerro Bayo se aprecia continuidad de la alteración en forma de lonja norte-sur con fuerte alteración hidrotermal de tonos amarillentos y presencia de cuarzo criptocristalino. Mezclado, y en zonas restringidas, aparece también azufre nativo.

IBERGESA (1982) indica la existencia de un buen potencial metalogenético para toda la alteración de la citada unidad morfológica. La misma sería portadora de azufre, destacando el grado de dificultad en la exploración impuesto por la cobertura de detritus de faldeo. Este material conocido en la jerga local como “sallerío” , cubre casi totalmente las laderas. La afectación solfatárica estéril se debe diferenciar de aquella con acción póstuma azufrada. El conjunto abarca 5 kilómetros cuadrados.

MANIFESTACIONES DEL CERRO TECAR (SALTA)

El cerro Técar tiene 5.340 m de altura sobre el nivel del mar. En su vertiente norte y este, sobre cota superior a los 5.240 m, se aprecian dos zonas de alteración hidrotermal. La alteración del Técar abarca 1 km^2, con silueta en “trébol”en la que un lóbulo se localiza en territorio chileno. Inmediatamente al este aparece una faja de 6 km^2, dando aspecto de continuidad.

MANIFESTACIONES DE LAS CAÑUCAS (SALTA)

UBICACIÓN Y ACCESO

El sector presenta varias manifestaciones conocidas como Las Cañucas Norte, Las Cañucas Sur y otros, ubicadas sobre el límite internacional al sur del cerro Técar. La citada divisoria pasa por el eje de ambos flancos alterados y mineralizados, con fuertes derrumbes sobre los flancos. Las Cañucas Norte (figura 2) se encuentra 3 km al norte del cerro Cañucas, y Las Cañucas Sur a 1 km hacia el sur de la primera (24°35´). Se accede con cabalgaduras. Las Cañucas Este se emplaza a 4.500 m sobre el nivel del mar.

DESCRIPCIÓN DE LAS MANIFESTACIONES

Predominan en el área andesitas y fenobasaltos sobresaturados. Se trata de caliches producto de alteración solfatárica-hidrotermal, azufrados. Las Cañucas Norte presenta una superficie anómala de 2 kilómetros cuadrados. Las Cañucas Sur es mas reducida: 0,5 kilómetros cuadrados. Las Cañucas Este expone una superficie de 6 km^2, elongada nornoreste-sursuroeste. En Las Cañucas Norte la mineralización se emplaza hacia territorio chileno, donde existen ruinas de campamentos mineros y labores de exploración. A las andesitas se adosan dacitas, generalmente subyacentes. En territorio argentino, sobre la vertiente oriental no se ha observado mineralización semejante, pero las laderas están muy cubiertas por derrubios y "sallerio" que limitan las observaciones.

Las Cañucas Este: corresponde a la vertiente oriental del cerro Cañucas sobre cotas superiores a los 4500 m s.n.m., donde se presenta una amplia superficie decolorada sobreimpuesta a andesitas. Una cubierta de fenobasaltos la preserva de la erosión. Los afloramientos locales son interrumpidos por la cobertura detrítica. El área de alteración se expone en una superficie de 8 kilómetros cuadrados. Se ha observado presencia de calcedonia y minerales de alteración, pero no de azufre. Tampoco fue posible atravesar la espesa cobertura de derrubios con calicatas por el riesgo de derrumbes en laderas inestables. No obstante lo detallado, se atribuye al sector un alto potencial (IBERGESA, 1982).

Las Cañucas Sur: se accede como la anterior por senda minera para doble tracción, tramo que obliga a penetrar en Chile. Presenta ruinas de campamento minero y labores de exploración. El mineral se encuentra sobre la frontera. El área tiene una extensión de 5 kilómetros cuadrados. El azufre aparece principalmente rellenando una red de fracturas y huecos, además de impregnar los poros de la volcanita. El mineral suele rellenar completamente los huecos, pero cuando forma geodas presenta cristales individualizados con aristas redondeadas. Las labores situadas en niveles superiores se presentan alineadas con rumbo N120° aún cuando no siguen un filón.

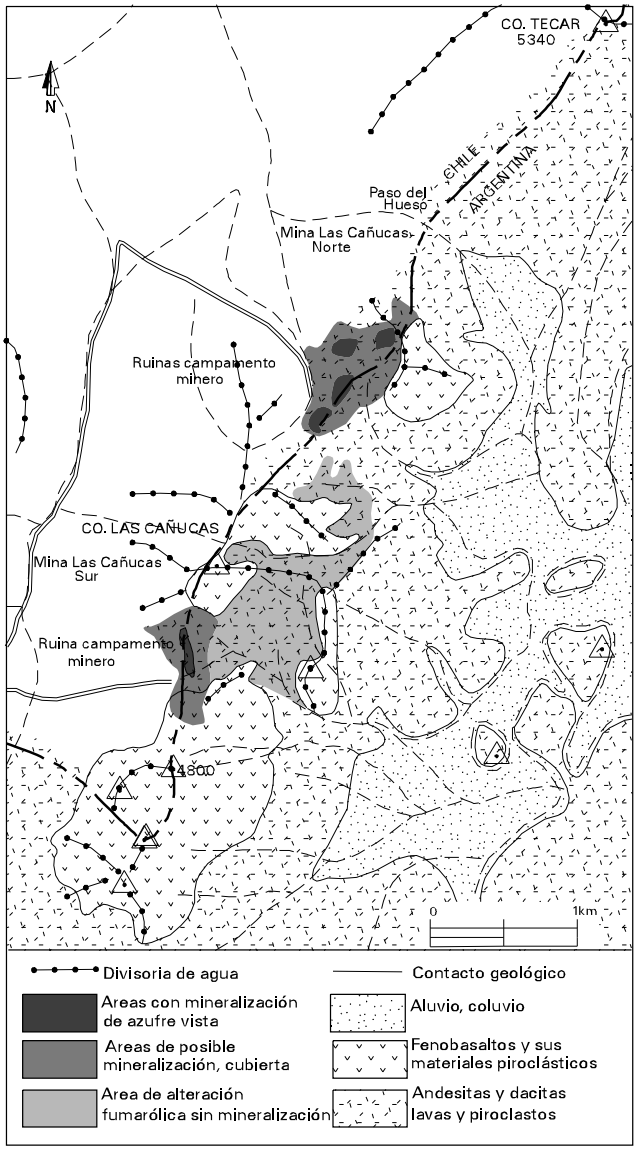


Figura 2. Ubicación y geología de manifestación Las Cañucas.

MANIFESTACIONES DOS DE ABRIL (SALTA)

UBICACIÓN Y ACCESO

Se sitúan al norte del cerro Mellado y al sur de la Laguna de Tecar, 10 km al este del límite internacional, frente a Las Cañucas, dentro de territorio salteño, (24°40'S) Corresponde a un área de alteración solfatárica, parcialmente azufrada con dimensiones de desarrollo en "faja": 2.000 x 100 m, con un pequeño sector central mas ancho. Afecta a dacitas y andesitas modernas. Muestras de esta mineralización arrojaron valores de hasta 25,4% S.

MANIFESTACIONES DE LA FLOR (SALTA)

UBICACIÓN

Se presentan 10 km al sur del límite internacional, frente a Las Cañucas Sur (figura 1) en líneas noreste-suroeste sobre dicha divisoria interna de aguas. Presentan dos corridas de 500 m cada una y separadas por igual distancia. Tiene núcleos azufrados de pequeñas dimensiones: 100 x 100 metros. Se localizaron mineralizaciones de azufre en rocas porosas de origen piroclástico, alteradas y con presencia de calcedonia. Una estimación visual comparada estima leyes menores al 5% para los puntos observados (IBERGESA, 1982).

MANIFESTACIONES DE FLOR DE PUNA (SALTA)

UBICACIÓN Y ACCESO

Se trata de un indicio situado al suroeste de La Flor. Se aprecian 2 áreas mineralizadas por azufre, aparentemente ricas, con relleno a favor de fracturas donde aparece azufre muy puro. La espesa capa de derrubios dificulta la observación.

MANIFESTACIONES DE TRES ABRAS (SALTA)

Ubicación y acceso

Se denomina así a una zona mineralizada situada al sur del cerro Inca en el límite internacional , a 500 m de dicha divisoria y 15 km del punto aludido.

Descripción

El área de alteración y mineralización se ubica ligeramente desplazada del filo nornoreste-sursuroeste, que contiene las manifestaciones que se describen. Este filo une Las Flores con El Apero (15 km). Tres Abras tienen 750 x 500 m con un núcleo con mineralización visible, de 200 x 100 m en su sector principal. Con doble tracción se llega hasta 2 km al sur del punto de interés, ingresando desde el norte. Hay una extensa zona de alteración hidrotermal. Dentro de ésta se ha observado la presencia de buena mineralización en varios puntos. Muestras tomadas en varios puntos sin seleccionar, dieron un contenido medio de 31,63% de azufre (IBERGESA, 1982).

MANIFESTACIONES DE LA NEGRA (SALTA)

Ubicación y acceso

Corresponde a la vertiente norte del cerro el Apero, sito a 2 km del límite. El nombre deriva del cerro homónimo localizado a 14 km al sureste del cerro Inca, sobre el límite y a 3 km de la manifestación Tres de Abril. Con vehículos doble tracción se puede aproximar hasta 2 km de la zona.

Descripción

El lugar con interés económico presenta una superficie de 750 x 400 m, conformando una superficie potencial de 40 hectáreas. De ellas, sólo 5 ha se exponen con mineralización, que repite las características de otros parajes: Silicificación calcedónica, asociada a yeso que afecta a las piroclastitas. El azufre se presenta como relleno de diaclasas de contracción térmica, *stockworks* de menor dimensión de craquelamiento, además de relleno continuo o puntiforme de poros. Un muestreo arrojó tenores entre 6,26% y 41,03% de azufre. La alteración podría extenderse sobre una superficie mayor que lo esperado, bajo la cobertura detrítica. Hacia el sur, y a cota superior, se aprecia una subzona azufrada de menor intensidad.

MANIFESTACIONES DE CERRO EL APERO (SALTA)

Ubicación y acceso

Se localiza 4 km al este del Hito XXV. Geográficamente se trata de una vertiente de alto ángulo, en el límite de estabilidad de sus escombreras de talud, elaborada sobre el eje entre las manifestaciones La Negra y La Flor. El área aludida de interés queda definida por los sitios sin cubierta detrítica.

Descripción

La zona anómala abarca 1 kilómetro cuadrado. En el terreno se destaca una concentración de mineralización sobre el borde noreste de 500 x 300 metros. El sector fumarólico encaja a andesitas-dacitas en coladas y facies piroclásticas. La zona con mejores perspectivas tiene unas 25 hectáreas. Una muestra tomada luego de traspasar la cubierta de derrubios, presentó un tenor de 34,88% de azufre.

MANIFESTACIONES DE FILÓN DE AZUFRE

Ubicación y descripción

La mineralización se presenta como filón de relleno localizado en una fractura norte-sur. La potencia aproximada es de 2 m sobre una corrida de 100 metros.

MANIFESTACIONES DE ATALAYA

Corresponde a una zona de alteración hidrotermal tardío-volcánica, de baja intensidad, con poco azufre, en granos dispersos, aunque localmente pueda aparecer algún valor alto, entremezclado con abundante yeso. Localmente el depósito es coronado por material volcánico reciente, inalterado, que impone formas de “mesadas”.

MANIFESTACIONES DE LAS CARPAS

Ubicación y descripción

Corresponde a una mineralización distribuida en varios puntos alrededor del cerro Las Carpas, ubicado 30 km al este del límite internacional, en territorio salteño. Se presentan en una matriz de tobas andesítico-dacíticas alteradas, con calcedonia y minerales secudarios, amarillentos, formados durante el proceso hidrotermal. Configuran un típico *caliche.* Las muestras en este paraje arrojaron leyes entre 24,49 % y 19,78% de S.

MANIFESTACIONES DE PETRONA

Ubicación y descripción

El acceso se realiza por el camino que parte de la Ruta Nacional 51 hacia el pie del cerro Las Carpas. La alteración abarca un óvalo de eje sureste con dimensiones de 1.000 x

500 metros. Argañaraz (1977) estima 71.300 t de *caliche*, en categoría "demostrado" con una ley media del 29,5%.

MANIFESTACIONES DEL HITO XXVI

Ubicación y descripción

La mineralización se localiza en el sursuroeste del hito XXVI. Se trata de una mineralización pobre, presente en varias partes de la ladera, fuertemente encapada por derrubios. Se la presenta como anomalía a efectos de enriquecer la información de áreas de alteración hidrotermal en la Puna.

MANIFESTACIONES DE LA SILLA

Ubicación y acceso

La mineralización se localiza en la ladera sur del cerro La Silla. La senda de acceso sólo es transitable por vehículos doble tracción y conecta con la Ruta Nacional 51.

Descripción y exploración

La Silla expone 2 áreas de alteración, central y contigua. La primera tiene 600 x 400 m; la segunda (mina Silla), sita en el ala sur, es ligeramente menor. Muy cubierta por sallerío derivado de fenobasaltos. La zona más explorada es su ladera sur donde existe mayor concentración de manifestaciones.

La zona fue explorada por Argañaraz (1977), para Azufrera Los Volcanes S.A. mediante trincheras. Sólo 3 dieron resultados positivos. Sobre esa base considera 130.720 t "demostradas" con ley media del 17,6% de S con potencia media del orden de los 2 metros.

MANIFESTACIONES DE SURSILLA

Ubicación y acceso

Se conoce con el nombre del epígrafe o Dos Naciones, a puntos mineralizados sitos al sur de cerro La Silla. Se ubican sobre la vertiente del Pacífico. El acceso debe concretarse necesariamente con vehículos doble tracción que, desde la ruta nacional, conducen a las labores sitas en cotas inferiores

Descripción

Corresponde a dos pequeños sectores alterados con silueta subcircular expuestas con diametros de 500 x500 m cada una. La septentrional queda en territorio chileno. La segunda, se implanta 200 m al sur de la anterior, sobre el límite, con su borde oriental coincidiendo con la línea de frontera. El grueso de la anomalía se encuentra en territorio chileno. 500 m hacia el sur se localiza, ya en territorio argentino un área alterada de 1.500 x 500 metros. Se detectaron bocas de escape de fumarolas caracterizadas por fuerte aumento en la ley de azufre. Argañaraz (1977), realizó una cubicación sobre la base de 12 pozos que delimitaron dos áreas con leyes medias de S del 35,9 y 11% respectivamente. Para la primera calcula una reserva de 523.198 t y para la segunda 367.1511 t de mineral. Al sur de esta zona, en territorio argentino aparece una extensa franja de alteración, paralela al límite internacional. La misma es sugerida como objetivo prospectivo. El mineral se presenta como azufre rellenando grietas en caliche, planos de diaclasas, planos de discontinuidad y como de poros en material permeable.

CORRIDA DE CORI

Se extiende sobre el límite con la República de Chile entre mina Sursilla y cerro Estrella, sobre una distancia de aproximadamente 40 km con picos de 5.500 m sobre el nivel del mar.

El área permanece con baja densidad de exploración. No obstante se reconoce una manifestación pobre en el sector norte. Tiene leyes muy bajas: 1,98% de S. En el sur se localizan anomalías de color correspondientes a alteraciones hidrotermales.

Hay dos blancos en Argentina: uno 1.000 x 500 m, con potencial en azufre (IBERGESA, 1982). Otro blanco, sito más al sur tiene orientación este-oeste, y una dimensión de 1.000 x 600 metros.

MINA JULIA

Mina Julia es la principal acumulación de azufre volcánico existente en el país. Mantuvo el primer lugar como yacimiento en explotación entre 1941-1978. Se localiza sobre la cordillera del límite, en plena morfoestructura "Puna" con alturas entre 5.000 y 5.500 m sobre el nivel del mar. La planta de tratamiento La Casualidad se localizaba a 4.200 m sobre el nivel del mar.

Ubicación y acceso

Mina Julia se sitúa en la ladera sursureste del cerro Estrella (5.475 m).

Sobre el límite internacional con la República de Chile (la pertenencia más occidental se encuentra en territorio de ese país), cerro Estrella marca el límite sur de la Corrida de Cori. Dista 512 km desde Salta. Un camino asfaltado de 69 km comunica con la estación Caipe del ramal ferroviario C14 (FCGB) que vincula las ciudades de Salta y Antofagasta. Un camino para vehículos lo acompaña con traza casi paralela. Existe una pista de aterrizaje para pequeños aviones que se localiza a 15 km de La Casualidad. Desde

este lugar a la mina existe un camino de cornisa de 25 kilómetros.

Al sur de Mina Julia, empalma la corrida del río Grande que contiene alineadas las propiedades restantes de la concesión anterior: Huayracoya, Tansacunu, Hunntapacha, Chiriyán, Takara, y Coyllur. Se extienden sobre una línea nornoroeste-sursureste, a partir de un punto desplazado 2 km al noreste de La Altiva (ex planta de molienda, sita inmediatamente al sur de Mina Julia). Una ubicación general del depósito de cerro Estrella y su continuación hacia el sur en Corrida Río Grande donde se destaca la magnitud decreciente de las masas azufradas, se aprecia en la figura 1. Se desarrolla sobre una distancia de 75 km hasta un punto cercano al cerro Azufre, sito en el noroeste de Catamarca, cercano al límite con Chile.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La explotación se inició en 1941, por parte de una empresa privada (Industrias Químicas Nacionales S.M.). En 1943 se forma una Sociedad Mixta con la Dirección General de Fabricaciones Militares, la que termina adquiriendo el total de la propiedad en 195l. A partir de 1952 se la conoce por la sigla E.A.S. (Establecimiento Azufrero Salta). El descubridor fue el Sr. Eustaquio Alegre. El E.A.S tuvo una propiedad minera de 37 ha, a través de la concesión de7 minas en la zona de Julia y 41 ha en la Corrida de Río Grande distribuidas en la secuencia de propiedades que se detalla más arriba. Después del cierre del E.A.S. en 1978, las propiedades mineras de la DGFM revirtieron a la provincia de Salta.

Leyes, reservas y producción

Desde el punto de vista geológico el sector principal del grupo minero presenta un sombrero de alteración solfatárica-azufrada con 1.700 x 1.500 m, extendido como un lóbulo irregular con el eje mayor este-oeste. Además una decena de pequeños focos de 200 x 100 m se localizan hasta 2 km al este del límite internacional, en territorio salteño. Se estima que 1/5 del núcleo principal del yacimiento se ubica en territorio chileno. El desarrollo del área minada es del orden de los 255 hectáreas. La primera fase de producción en 1941 partió de un tratamiento anual de caliche o mena de 24.000 t/año, que presentaban leyes entre 45 y 65% de azufre. Esta ley decayó lentamente entre 10 y 30% con el transcurso de los años mientras aumentaba el monto total de material tratado a cifras que rondaban los 200.000 t por año. La primera exploración sistemática y cubicación de Mina Julia fue realizada por Cuomo entre 1946-1948, por encargo de Industrias Químicas Nacionales S.M. Se excavaron 4.000 m de galerías y labores. Fueron recolectadas 1.326 muestras que arrojaron una ley del 23% de azufre promedio. Se cubicaron 650.000 t distribuidos en 11 bloques (no fueron considerados los sectores con tenores de azufre por debajo del 16%). En 1960 se concreta una nueva fase de exploración a cargo de Prozzi al que continúa Bermúdez, hasta 1963. Se excavaron en esta oportunidad 1.800 m de galerías y labores nuevas o prolongación de las realizadas en 1946. La actualización de reservas entre positivas aseguradas y probables llevó a una cifra de 3.550.000 t al 22,5% de azufre, distribuidas en 36 bloques para una ley de corte del 15%. No se incluyen las mineralizaciones que por tener intercalaciones de zonas estériles no se consideran posibles de una explotación económica.

G.A.M.A (1972) calculó que desde el año 1963, E.A.S. tuvo una producción de 1.155.000 t con un promedio de 21% de azufre, existiendo aún en los bloques suficientes reservas: 600.000 al 15% en el este, 350.000 t al 15% en el sur, 225.000 t al 17% en el oeste y unas pocas al 19,7%. Las reservas dadas para Mina Julia, probadas y posibles ascenderían a 2.250.000 t con leyes del 15-24%. Las reservas de la corrida de río Grande se distribuyen en 7 minas desde Orcoyurac , Tansacunu , Coyllur y otros, con un total de 692.000 t de azufre al 26,3% (figura 4). El mayor tonelaje individual lo tenía Tansakunu con 121.000 toneladas. No obstante los valores integrados para la corrida de río Grande eran demasiado reducidos para un tratamiento individual o en común en la planta de La Casualidad. Asimismo descarta las manifestaciones del cateo 3.488 y Julia 7 sitios 900 m al noreste de “M.J.4” por tratarse de pequeñas manifestaciones.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

En el marco geológico esbozado para la Puna Occidental, se destacan las siguientes características litológicas para el sur de corrida de Cori, cerro Estrella y corrida de río Grande.

Litología

En el área de Mina Julia aparecen por lo menos 3 volcanes que con sus eyectos conformaron a cerro Estrella. El volcán más antiguo se localiza al este de la mina. Se aprecian restos de cráter hacia el norte, noroeste y oeste con 200 m de diámetro (figura 3).

Al sureste del anterior se emplaza otro cráter y conducto volcánico. Un tercer volcán se localizó en el sector noroeste de la mina. Se considera que la mayoría de las tobas y lavas del cerro Estrella y su continuación noroeste procede de este volcán cuyo cráter y chimenea se encuentran cubiertos por material disgregado. Por último, al complejo anotado se superpone todo el proceso de alteración y transformación post-volcánico, con el que se asocia la mineralización**.** En cerro Estrella se distinguen cinco secuencias de lavas y sus correspondientes tobas. Además aparecen al sureste lavas de andesitas augíticas provenientes del volcán más antiguo y otros con componentes andesíticos y basaltos que forman 3 mantos y proceden del segundo volcán indicado. Entre estos aparecen tobas con una potencia aproximada de 400 metros. Los ciclos eruptivos diferenciados comienzan con una toba designada 1 a los

fines mineros, procedentes del volcán más antiguo. La potencia varía entre 100 y 10 m en el extremo oriental. Se trata de tobas bien estratificadas y laminadas que se destacan en el terreno. Por meteorización aparecen con tonos blancos amarillentos. Hacia el techo de esta toba aparece la lava «a», con potencias de 0,3 a 4 m, de naturaleza basáltico feldespática (labradorita zonada) y piroxenos como minerales esenciales, en matriz oscura. Sobre ellas se emplazan las tobas 2 con potencia entre 15 y 20 metros. Se ubican sobre las lavas, sobre una discordancia apenas perceptible. El color es grisáceo que por alteración pasa a blanco intenso. Están bien estratificadas y laminadas y presentan componentes azufrados, raros en las otras tobas. Se exponen componentes fumarólicos con sectores azufrados. Sobre ella se asienta la lava «b», concordante, con potencia de 10 m hasta potencias mínimas de 0,30 m en el área oriental. Presentan también composición basalto feldespática similar a la lava «a», pero con menor proporción de fenocristales y mayor de opacos. A continuación se depositó la toba 3 proveniente del volcán situado al nornoroeste del cerro Estrella. Esta toba rellena el relieve preexistente dando la apariencia de sinclinal. Aparece con color gris oscuro pasando progresivamente al blanco según el grado de alteración que tenga. Abundan las "bombas" del tamaño de bloque, en las proximidades del cráter, disminuyendo el tamaño con la distancia. Estratifica bien. En estas tobas es donde se alberga la mayor cantidad de mineralización. Encimando la unidad anterior aparecen las lavas «c» con potencias entre 0,5-8 m, con estructuras laminadas. La composición es similar a la anterior y registra una profunda alteración a favor de fracturas internas con fenómenos de sustitución por efecto hidrotermal. La toba 4 es de coloración gris claro a blanco y espesores hasta 70 metros. Expone buena estratificación y grano fino a grueso. El yeso, junto a jarosita y otros minerales epigenéticos, suele aparecer en zonas de alteración fumarólicas. De todas las tobas, es aquí la más abundante formando redes por relleno de microgrietas, asociado a fuerte decoloración de la portadora. También estas tobas recibieron el efecto fumarólico mineralizante, en distintas zonas. Es importante destacar que, al menos en el área del sur de Cori y corrida río Grande, esta mineralización no pasa a las unidades superiores formadas por coladas y tobas. Estas son las denominadas lavas «d» , tobas 5 y lavas «e». Las lavas tienen una composición similar a las anteriores pero con abundancia de magnetita idiomórfica.

Tectónica

La principal dirección tectónica de la zona, N160°E, es la causante de la alineación de los centros efusivos que formaron la corrida de Cori-corrida de río Grande. Estas direcciones también favorecen la aparición de fenómenos postvolcánicos. Otras fracturas tienen orientacion N70°E y desplazan las anteriores. El cerro Estrella se sitúa en el cruce de ambas direcciones. Probablemente este hecho facilitó una mayor actividad fumarólica y por lo tanto de mineralización por azufre. También aparecen diaclasas no relacionadas con las direcciones de falla cuyos sectores con mayor concentración provocan fuerte alteración. Las direcciones más frecuentes son N150°E, N35°E, y N145° E. Estas micro estructuras pueden responder a tensiones de enfriamiento en el paquete volcanítico o al efecto "ariete" producido por columnas fluidas en ascenso.

Morfología de los cuerpos mineralizados

La figura 3, representa con manchas proporcionales al tonelaje, el nivel de azufrado de cada zona, cerro Estrella y corrida de Río Grande, así como las manifestaciones sitas al este de Mina Julia. Surge con claridad que esta última concentra mayor cantidad de mineral y que la proporción con las restantes es muy superior. Morfológicamente se trata de cuerpos groseramente tabulares, como "copa invertida" que en Julia 4 expone una superficie de 1.000 x 750 metros. El área azufrada es de naturaleza errática tanto en leyes verticales, laterales y en peso especifico, situación que explica las dificultades para administrar su explotación y conocer a fondo sus reservas. El grado de acuñamiento, como el de variabilidad de leyes, es también alto, verificándose en cortísimos tramos. La zona rica de Mina Julia 4 yace en la parte media del depósito y hacia el noroeste aparece una faja de 200 m de ancho aproximado y 400 m de largo tendida de S.O A N.E. En esta área se ubican: socavón c-1, c-30 a c-34 y la perforación N°1 del G.A.M.A. En este sector existen dos máximos de 40% de azufre, tanto en el sector ya explotado del suroeste como un sector aún intacto que se localiza al noreste. Entre esta zona relativamente rica y las fajas no explotables, se extiende una zona de transición donde los contenidos de azufre se encuentran cerca del límite de explotacion del 15%. En general los óvalos explotables corresponden a tramos dispersos entre las volcanitas alteradas con mineralización y las rocas no mineralizadas, alteradas o no. Se demuestra que a mayor intensidad de mineralización en superficie, mayor la profundidad que alcanza la misma. En forma empírica la mineralización alcanza alrededor de 1/10 del diámetro superficial de la anomalía. Este criterio parece aplicable exclusivamente al ámbito de Mina Julia 4.

Alteración en la zona de Mina Julia

La mineralización de azufre es producto de la sublimación y reacciones de oxidación en solfataras y en cercanías a cráteres. Este concepto con sus variantes locales es válido para toda el área volcánica que se viene describiendo. Las solfataras tuvieron temperaturas entre 100 y 200°C, con escape de gran cantidad de gases cargados de vapor de agua y SH_2. El azufre elemental se forma en esos yacimientos exhalativos postvolcánicos de la siguiente manera:

$$2\ H_2S + SO_2 = 3S + 2H_2O \text{ o } H_2S + O = H_2O + S$$

Asimismo se producen complejos residuales con $SO_4^=$ sobre todo cuando hay predominio de fase acuosa sobre ca-

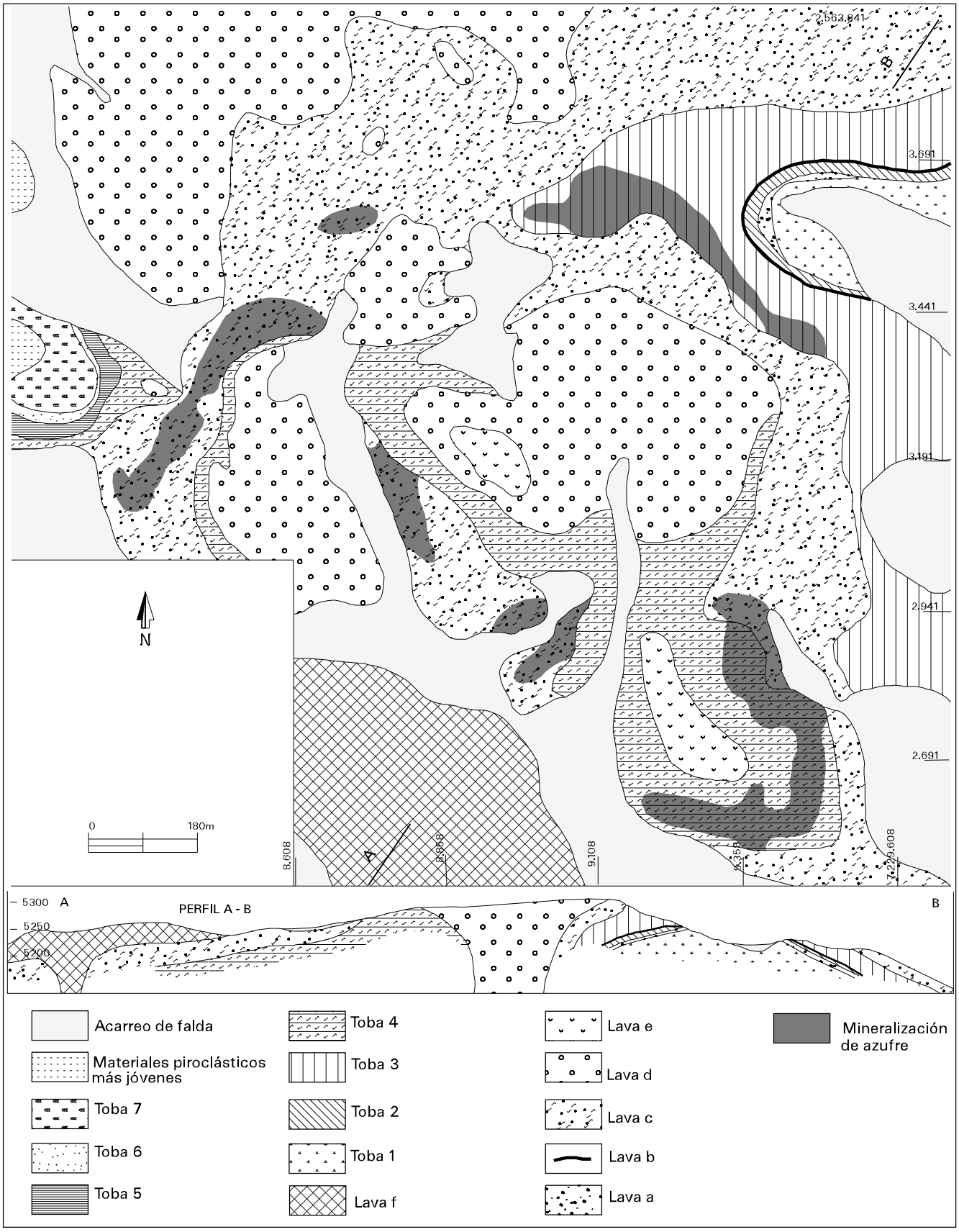


Figura 3. Geología de Mina Julia.

pas de tobas y tufitas. Cerca de la superficie por reacciones químicas se forma SO_4H_2, derivado de la oxidación de azufre. La reacción con los elementos alcalinos de las rocas volcánicas atravesadas formarían sulfatos, asociados a un potente efecto de lavado. Se generan rocas con tonos entre blanco y grisáceo, porosas y deleznables. Como impurezas en el azufre elemental se encuentran cenizas volcánicas, y fragmentos de lavas y otras rocas. Genéticamente va asociado con selenio, teluro, hidrocarburos y otros. Las perforaciones con diamantina comprueban que las lavas y tobas se encuentran muy alteradas en profundidad. Las lavas presentan poros, burbujas e inclusiones, fisuras, grietas de contracción y líneas de discontinuidad impregnadas por azufre en menor o mayor grado.

La zona de alteración mas intensa tiene 200 x 400 m suroeste-noreste. En este sector se pierden la estratificación y texturas originales. Fuera de la aureola la roca está fresca, sin indicios de cambio. En el área mineralizada se acentúa la primera. En el interior del área de alteración se manifiesta una silicificación irregular y se acentúa hacia los márgenes de la mineralización, afectando allí a numerosos bancos de roca. Las manifestaciones de sulfato predominan en los bordes y yaciente de la mineralización. El calcio, potasio, sodio y magnesio, liberados durante la fase de silicificación se combinan mediante incorporación de agua para formar sulfatos como yeso, alunita, mirabilita y otros.

El azufre se ha depositado esencialmente en sectores fuertemente alterados y permeabilizados. Hay fases de reemplazo y sustitución masiva o invasión de lavas porosas tipo lava I. Las tobas en las zonas no impregnadas sólo aparecen como relleno de grietas o en juntas de estratos.

Debido a las las diferencias petrográficas que tienen las tobas y lavas, unidos al efecto variable de las solfataras en intensidad, diseño, flujo, acides y otros se genera gran variedad de menas.

En la zona de la corrida de río Grande la alteración marca su intensidad por el redondeamiento de los vitroclastos de sus tobas. Entre los minerales de alteración se encontró alunita de génesis secundaria. El mineral se entrecruza con el azufre. Otros sectores de la citada corrida, presentan fuerte hematitización. Los minerales primarios están escasamente preservados. Después de la avenida silícea, el azufre reemplaza los relictos.

El azufre se presenta en variedad monoclínica seudorómbica, debido a su punto de transformación cristalina a 92°C. Funde a 114°C. En la facie impregnada es microgranular. En las grietas los cristales pueden alcanzar 1 cm de sección y formar drusas. La destrucción de los silicatos oscuros liberan óxidos de hierro que pueden darle ese tinte a la zona de alteración y aún entremezclarse con el mineral.

La mineralización en la zona de mina Julia se materializa posterior a la alteración general y silicificación, rellenando poros de lavas y tobas, así como a su red de diaclasas de enfriamiento o microfisuramientos por empuje de fluidos. La impregnación, por otra parte, marca el aporte de mayor tonelaje en azufre. En el reemplazo de la caja sigue un orden: primero efectiviza el mismo sobre la fracción vítrea y finalmente sobre los cristales. Y este último es un evento progresivo: se han encontrado feldespatos con reemplazos zonales, determinables al microscopio. En ellos se aprecia la zonación alternante entre feldespatos y azufre. Los lechos cristalinos ricos en sodio son los primeros en sucumbir al reemplazo. Durante la fase final los reemplaza íntegramente. La textura del mineral depende del contenido mismo. Las menas pobres tienen granos aislados, irregulares, con dimensiones < 0,1 mm con el aumento de la ley los gránulos se hacen mas cilíndricos, forman agregados de granos mas gruesos. Llega a integrar sectores con estructura masiva. Cuando el azufre se encuentra en facie de reemplazo sobre la roca de campo, el crecimiento resulta engranado. Caso contrario adopta estructuras más lisas.

Hay tres tipos de sulfatos en la secuencia: la alunita que es escasa y se da por la alteración de minerales de las volcanitas que liberan aluminio; el yeso más frecuente que rellena grietas y asimismo tenardita.

MANIFESTACIONES DE CERRO AZUFRE Y CERRO BAYO (CATAMARCA)

Al sur de la corrida de río Grande (Salta), cuya área de influencia llega al límite interprovincial con Catamarca, emerge el volcán Azufre y cerro Bayo en cerrada alineación con dicha alineación (figura 1).

Ubicación

Hacia el sur se encuentra totalmente aislado exigiendo largas jornadas a lomo de mula desde Antofagasta de la Sierra o Antofalla. Más directa es la salida noreste, por territorio salteño. Se ubican en el departamento Antofagasta de la Sierra (Catamarca) y el límite con Chile a través de altas cumbres que actúan como divisorias de aguas.

Volcán Azufre: 25°14´ LS - 68°28´ LO.
Cerro Bayo: 25°29´ LS - 68°28´ LO.

La altura media es de 5.000 m sobre el nivel del mar.

Leyes y reservas

Las manifestaciones se extienden sobre una superficie de 1,5 x 2 kilómetros cuadrados. El área alterada es varias veces superior. Las leyes en los nidos enriquecidos se eleva a 6% o más.Y en los rellenos de cavidades puede lograrse leyes de > 95% de azufre. En algunos cortes del terreno es posible observar espesores mineralizados de 15-20 metros. Al menos para cerro Bayo oscilan entre 1 y 2 km^2 mineralizados, que con una densidad de 1,5 y conforman un recurso de 7.500.000 t, con leyes entre 20 y 30%. Para el cerro azufre se alcanzan 900.000 t de azufre refinado.

GEOLOGÍA REGIONAL

Predominan volcanitas representadas por lavas andesíticas en coladas, ignimbritas, basaltos, bancos de tobas y otras. Constituyen un relieve de lomadas con pendientes suaves adjudicable a una paleosuperficie de la que sobresalen estratos volcanes y escasos domos volcánicos. Al oeste de cerro Bayo la actividad comienza en el Terciario Superior, a través de la efusión de lavas andesíticas. Luego siguen los episodios cuartáricos: emisión de piroclastos, brechas andesíticas, coladas de lavas basálticas y apertura de varios cráteres adventicios.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Cerro Azufre se caracteriza por localizarse en una cerrada malla de diaclasas opalizadas y alteración arcillosa. Sobre las diaclasas se detecta tanto argilitización como silicificación de los feldespatos. Auriemma (1972) presenta los siguientes resultados analíticos sobre muestras con hasta 58,09% de azufre.

En volcán Azufre la mineralización se reduce a pequeñas superficies en la parte apical del cerro Dos Morros, cubriendo una superficie total no superior a los 0,5 kilómetros cuadrados. A cada morro correspondería un sector mineralizado en escasa magnitud, coincidiendo siempre con pequeños óvalos con alta densidad de fracturas. Los espesores varían entre 10 y 15 metros. La mineralización pertenece al tipo genético de precipitados en bocas de escapes de solfataras, rellenando guías, impregnando y sustituyendo. También aquí considera el aporte al sistema de mineral fundido, intruido y extruido en pequeña escala, aunque esta última modalidad es más remota. De manera tal que estos aportes de gases, líquidos y fundidos percolan zonas diaclasadas por enfriamiento y contracción. Asimismo es posible que estos ductos de planta subcircular, sean el efecto combinado con el ascenso de columnas hidraúlicas con cierta energía mecánica-química. Sus vapores precipitan azufre y arrastran SO_2 y S_2H_2 que sólo se reducen por oxidación en presencia de oxígeno atmosférico. Es posible también que actúe la sublimación directa. Esto se corrobora por observación directa en volcán Azufre de emanaciones gaseosas, en su falda suroeste con desprendimiento de vapores.

El azufre presenta colores amarillo verdosos a anaranjados por la presencia de oropimente. Se presenta en cristales grandes radiados, terrosos, en masas informes, impregnaciones, drusas y diseminado. En cerro Bayo la facie poroso-permeable aparece en tobas vítreas alteradas: al tener acentuada esta condición que facilita el tránsito de soluciones se presenta densamente impregnada. Las tobas andesíticas soldadas, compactas, se asocian con el azufre en cristales rómbicos, localizados en cavidades con yeso.

Todas las rocas están fuertemente alteradas y decoloradas. En el norte del cerro Bayo la mineralización adopta las formas siguientes: Impregnación general de la roca, nidos o bolsones enriquecidos, con formas irregulares pero con escaso tonelaje, relleno de planos de disyunción, agrietamientos, diaclasas tensionales. Pueden tener espesores hasta 4 o 5 cm azufrados, con mineral prácticamente puro.

DEPÓSITOS DE AZUFRE DE LA PUNA SEPTENTRIONAL CENTRAL (LATITUD 26°30´ Y LONGITUD 68°18´)

MANIFESTACIONES DE CERRO NIÑO Y SUPISAINO (JUJUY)

Ubicación y geología del depósito

Se localiza en suroeste de la provincia de Jujuy (Rinconada), 185 km. al sur de la estación Abra Pampa (FCGB). El mejor acceso es el que aprovecha el camino a Mina Pirquitas (135 km). Desde este punto una senda de 20 km en regular estado de conservación acerca hasta Puesto Sierra. De allí se recorren con mulares 10 km hasta aproximidades del yacimiento, para cuyo acceso es necesario una hora más de marcha. El depósito se sitúa a 6.000 m sobre el nivel del mar. Cerro Niño presenta dos cumbres cercanas a los 6.200 m s.n.m. separadas por una mesada de tobas. Se trata de un típico ambiente volcánico de Puna, con relieve de mesadas y picos cónicos, labrado en la base de brechas tobáceas muy extendidas. En el segundo cerro aparecen coladas dacíticas, en partes con características de *neck*. Las dacitas tienen fenocristales de feldespatos blanquecinos con contornos irregulares, alternando con cuarzos azulados y biotita en hojuelas en menor cantidad. La pasta es de textura fina y tono gris-azulado. Sobre el manto de tobas que se desarrolla entre las dos elevaciones se observan tobas ferruginosas silicificadas, cuya alteración posterior ha dado lugar a la impregnación de la masa, comunicándole tonalidad amarillenta que avistada a distancia, semeja mantos de caliche. La volcanita con mayor extensión es blanquecina y parcialmente amarillenta. La edad de la formación es Terciario Superior. El depósito consiste en filones norte-sur de 0,45 m de potencia con una extensión de 100 metros. Queda ubicado al pie de la segunda elevación del cerro Niño sobre una grieta rellenada por material tobáceo impregnado en azufre y en forma muy irregular. El sistema es de muy baja potencia y el azufre rellena oquedades. Las tobas alcanzan estructura porosa por lixiviación y son ásperas al tacto. El filón de cerro Niño tiene una ley de 33.5% de azufre. En la zona tope de cerro, de naturaleza tobácea, se visualizan pequeños filones, con escasa potencia, N45°E. El conjunto aparece muy limonitizado, sobre todo en las tobas silicificadas cercanas a las vetas. Cabe destacar que una espesa capa de derrubios (sallerío) cubre sus afloramientos. Sobresalen pequeños pináculos silicificados, representados por cerrillos, que fueron atribuidos a escapes de fuentes termales. Fueron realizados pequeñas labores de exploración. En cuanto al cerro Supisaino que encadena con el anterior armando un mismo bloque, expone impregnaciones insignificantes y

reducidas en superficie. Al no presentar impregnaciones masivas con buen desarrollo no se le asignó expectativa económica a este sector.

DEPÓSITO DEL CERRO TUZGLE MINA LA BETTY (JUJUY)

Localización, acceso y descripción

Se ubica a 60 km de San Antonio de los Cobres, en el departamento Susques, de la provincia de Jujuy, a 5.200 m sobre el nivel del mar. El campamento central y la planta de tratamiento distaba 15 km de la mina y 15 km de la estación Concorda, sobre ramal ferroviario C 14. El depósito se ubica en el borde de un manantial de aguas calientes permanentes. Los defiende de los fuertes vientos una lomada con silueta en "U", que lo circunda. El depósito es conocido desde principios de la década de los años 30. Comprende las minas La Betty, Sol de Mayo y María Teresa. Cerro Tugzle es un volcán pleistoceno que en su ladera oeste expone dos extrusiones mesosilícicas conformadas por tobas, lapillis y bombas. Debajo existen capas grisáceas a blanquecinas que son las portadoras de azufre. Las mismas fueron explotadas a cielo abierto. El diaclasamiento es intenso y ha sido un factor determinante en la localización de la mineralización de azufre.

Navarro (1954) considera que existe alta posibilidad que el flanco oeste del Tugzle albergue un importante tonelaje de azufre inmediatamente por debajo de las piroclastitas oscuras, ya que la portadora es extensa y preservada de la erosión en dicho sector. Los cuerpos tienen geometría tabular mantiforme, con estéril al medio y rumbos norte-sur predominantes. El azufre se presenta como impregnaciones en tobas y también rellenando grietas y corridas fracturadas. La explotación llevada a cabo entre 1943 y1955 (1.200 t) se concentró en los sectores promisorios de Don Federico, Corral Blanco y Don Jorge. Maldonado Baumann (1953) establece los siguientes contenidos en azufe y reservas:

Don Federico:
Cuerpo I 139.000 t 18,9 % S (Mineral probable)
Cuerpo II 112.000 t 6,4% S (Mineral probable)
Lomas Blancas: 50.000 t 25% S (Mineral probable
Don Jorge: 250.000 t 19,26 % S (Mineral posible)

Según Riggi (1965) las reservas para Don Federico alcanzan 216.550 t con 21,7% de S.

MANIFESTACIONES DE CERRO QUEVA - CERRO AZUFRE (SALTA)

Se localiza en el departamento Los Andes a 6.000 m s.n.m. al noroeste de la localidad puneña de Santa Rosa de Pastos Grandes (13 km). Afloran andesitas y sus tobas, parcialmente alteradas del Terciario-Cuaternario. El azufre puro, amarillo translúcido, aparece como relleno de cavidades e impregnaciones de la caja, acompañando a finos agregados de yeso. Existe una veta de 30 m de largo x 10 de ancho (Angelelli, 1942).

MANIFESTACIONES DE VOLCÁN DOS CONOS (CATAMARCA)

Ubicación

Pasada la faja de alta densidad de volcanismo con mineralización de azufre asociada de la Puna Central, sobre la Cordillera del Límite, entre los 24° y 25°-30´(160 km aproximados), la región hacia el sur carece prácticamente de mineralización. La única manifestación se localiza sobre la vertiente de la Cordillera San Buenaventura, importante discontinuidad este-oeste que limita la morfoestructura Puna en esa dirección y podría materializar una segmentación de primer orden.

Se ubica en el departamento Tinogasta, provincia de Catamarca, siendo uno de los picos más altos de la citada cordillera, cercano al límite internacional (figura 10). La altura es de 5.000 m sobre el nivel del mar. Se accede desde Tinogasta por la Ruta Nacional 60. A 240 km se encuentra el Paso San Francisco. Desde allí y con tropa de mulares se llega hasta cerro Dos Conos (15 km al norte del paso). La línea férrea más próxima pertenece al FCGB, con punta de rieles en Tinogasta.

Leyes y reservas

La superficie mineralizada en cerro Dos Conos es de 1,5 kilómetros cuadrados. En los sectores enriquecidos la ley oscila entre 50-92%. Las zonas impregnadas bajan a 10-40 %. El promedio no ponderado alcanza 40,41%. Las potencias de los bancos mineralizados, expuestas en cortes naturales, alcanza 5-10 metros. Considerando una superficie mineralizada de 0,75 km^2, con una potencia de 5 m y densidad de 1,5, el recurso de cerro Dos Conos se ubicaría en el orden de 1.400.000 t finas. Según Auriemma (1972) esta zona tendría prioridad sobre cerro Azufre y cerro Bayo, en función del acceso más simple.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Las concesiones mineras Facundo y San Miguel, tienen geología semejante. Hay andesitas del Terciario Superior muy difundidas, que arman la base del estrato volcán y otros en dicha cordillera. En el Cuaternario tuvieron lugar episodios volcánicos andesíticos, ignimbríticos dacíticos y basálticos típicos del ambiente puneño. La mineralización presente en Dos Conos es del mismo tipo genético que las anteriores. Acaecido el derrame de lavas y las erupciones piroclásticas, el rápido enfriamiento genera una malla densa de diaclasas que ocasionalmente sirven como conductos

a soluciones mineralizantes ascendentes produciendo reacciones a cielo abierto con el oxígeno del aire, precipitando azufre. En la Cordillera de San Buenaventura este efecto se hace notar desde el cerro Chucula hacia el oeste, adquiriendo su máxima expresión en el portezuelo de los cerros Dos Conos Este y Dos Conos Oeste, sitio donde hay una fuerte alteración arcillosa y mineralización de azufre. En las tobas andesíticas se observa el modo de cristalización del azufre: aparecen los primeros cristales constituyendo ejes mayores al lado de los cuales se desarrollan otros, normales a los ejes principales. La mineralización se desarrolla en pequeñas grietas y se generaliza hacia otros sectores como impregnación general. Las tobas vítreas se encuentran generalmente alteradas profundamente, debido al factor porosidad-permeabilidad., y por tanto se encuentran con fuerte impregnación de azufre.Las tobas líticas blancas amarillentas, con aspecto brechoso, presentan clastos andesíticos de hasta 2 cm de largo. Engarza en una matriz afanítica de gran dureza, debido a un proceso previo de silicificación, común en este tipo de ambientes. Si bien la alteración aludida ha disminuido la porosidad primaria, la impregnación de azufre observada es masiva y abundante. La obliteración produce un efecto primario que puede ser modificado con la apertura de nuevos conductos. Las pumicitas de color blanco, ásperas y deleznables, tienen impregnación de azufre pulverulento o microcristalino.

El yeso, con hábito fibroso y agregados compactos, fuertemente entrelazados, se presenta en bancos gruesos amarillentos. En conjunto todos los materiales presentan alteración arcillosa, silicificación, y abundantes limonitas, con aspecto resinoso, que otorga al paisaje una gama de colores variables: blancos, amarillentos y rojizos de fácil distinción. En invierno la zona permanece bajo nieve-hielo. Es decir, que con el cascajo del derrubio existe una suerte de *permafrost* a corta distancia que limita la lixiviación. Por debajo de dicho nivel pueden darse leyes más altas, un concepto aplicable a sectores similares. El estilo de la mineralización es el señalado para otras zonas: relleno de fracturas y nidos enriquecidos con alta ley, en tanto los diseminados en rocas alteradas presentan leyes menores.

MODELO GENÉTICO

El volcanismo de la Puna se vincula con la subducción de la placa pacífica, que genera un frente volcánico circunpacífico calcoalcalino. En la parte oriental se desarrolla además un sistema volcánico extrandino. El azufre se encuentra ligado a dicha actividad volcánica. Por extensión se considera que su génesis se relacionaría a un episodio geotectónico de orden mayor, generador de los sistemas "pórfiros de cobre", cuya columna geológica superior evolucionaría hasta rematar en edificios estratovolcánicos azufrados, ya en la postrimería de la construcción de estos aparatos, durante la fase de exhalaciones póstumas. Mitchel y Garson (1981) consideran que no habría una relación consistente entre la zona de Benioff y la distribución de depósitos fumarólicos. Sillitoe (1973) considera no sólo que los pórfiros de cobre están ligados a estas posiciones de la placa subductada, sino que además los mismos estarían encolumnados con la fase eruptiva subaérea. El mismo autor supone que no sólo existiría una relación directa con concentraciones azufradas en ambiente de estrato-volcán, sino que estos pasarían por facies intermedias conducentes a los sistemas tipo pórfiro de cobre. Existiría además una relación entre la cantidad de azufre con la reserva en sulfuros de estos últimos. El conjunto guardaría coherencia con la postulación sobre la segmentación de los Andes y la alternancia de zonas mineralizadas y zonas estériles "mudas". Para que estos depósitos se exhibieran debían darse niveles de erosión suficientes para desnudar parcialmente la columna aludida, pero insuficientes para provocar su arrasamiento. Una situación de este tipo se verifica en Chile en la faja La Coipa-Maricunga. Aquí hay sitios donde se concilian estos dos aspectos aparentemente contradictorios: se aprecia el paso de zonas azufradas a niveles epitermales y luego al casquete superior de pórfiros. De aquí se infiere la importancia en definir zonas de alteraciones solfatáricas y su mineralización durante la prospección.

Los depósitos de azufre son superficiales, con poco desarrollo vertical. Algunos estiman para ellos sólo unos pocos metros de potencia. Los conocidos con mayor detalle, como Mina Julia, presentan más de 10 m y los ubicados sobre los conductos de ascenso pueden quintuplicar esos valores, dependiendo mucho de la superficie y grado de erosión sufrida.

Las zonas azufradas pueden ser distales o apicales respecto de los centros de ascenso hidrotermal. En general tienden a permanecer en el espacio del cráter principal o a corta distancia. Teniendo en cuenta que el proceso fue compuesto; con apertura de más de un cráter no siempre simultáneos, la discriminación entre estas posiciones no siempre es tarea sencilla. Afloran donde el nivel de erosión facilitó la apertura de ventanas de observación directa. Otras veces es el resultado de apertura de labores y realización de perforaciones como el caso de cerro Queva cuyo piso ordovícico y base de las piroclastitas fue investigada con perforacionese indican que el mismo se encuentra a escasa profundidad. Además es posible que las distintas manifestaciones subvolcánicas internas, 200 m por debajo de los niveles azufrados, se deban a fallamientos que muy probablemente estén ligados con los focos de los principales aparatos del lugar: por ejemplo cerro Azufre, cerro Queva y otros.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1942. Comunicación sobre lámina de azufre "Julia", departamento de Pastos Grandes, gobernación de los Andes. *Servicio Nacional Minero Geológico, Subsecretaría de Minería,* informe inédito. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1939. Los yacimientos de azufre del Volcán Tromen y del Cerro Huaille, territorio nacional del Neuquén. *Servicio Nacional Minero Geológico, Subsecretaría de Minería,* informe inédito. Buenos Aires.

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arropide, 1971. Yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la Región Patagonia-Comahue. *Servicio Minero Nacional.*

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. *Yacimientos no metalífe*ros y rocas de aplicación de la Región de Cuyo (Córdoba, Santiago del Estero, San Luis, Mendoza y San Juan). *Servicio Minero Nacional, Subsecretaría de Estado de Minería.*

Argañaraz, R., 1977. Azufrera Los Volcanes S.A. Grupo Minero Llullaillaco. Estudio Geológico de minas "Petrona", "Silla" y "Sursilla". Informe inédito, 3 anexos.

Auriemma, R. A., 1972. Reconocimiento geológico expeditivo de las manifestaciones de azufre "Norte de Cerro Bayo", "Volcán Azufre" y "Cerro Dos Conos", provincia de Catamarca. Servicio Nacional Minero Geológico. *Subsecretaría de Minería,* informe inédito, Carpeta N° 749. Buenos Aires.

Bermudez, S. L., 1963. Exploración de Mina Julia 4 en el Cerro Estrella, cumbre austral del Cordón de Cori. Departamento Los Andes, provincia de Salta. 5º pag.planos y tabla. *D:G:F:M*. –BsAs.

Cuomo, J. R., 1949. Exploración Mina Julia (2da Campaña). *Industrias Químicas Nacionales S.M., departamento Los Andes, provincia de Salta*. 42 pag. Salta.

Daroca, J. R. y A. González Amorín, Factibilidad de Complemento de la Exploración de los Depósitos de Azufre del E:A:S Informe Inédito.-*Actualmente archivado en SEGEMAR. D.G.F.M.* Buenos Aires.

Daroca, J. R. y H. Cecere, 1979. Relevamiento geológico de las pertenencias mineras Takara, Coyllur, Tansakunu, y Chiriyán. Departamento Los Andes. Salta. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

Estadística Minera de la R. A., Dirección Gral de Minas Geología e Hidrogeología. *Ministerio de Agricultura.* Boletines periódicos a partir de 1910 hasta 1950.

Grupo Asesor Minero Aleman (G.A.M.A.), 1972. Establecimiento azufrero de Salta.Argentina.Tomos 1 a Tomo 10 . Informe por convenio internacional. *Archivado en SEGEMAR. Sector ex Biblioteca DGFM* (Sede Central).-

I.B.E.R.G.E.S.A.(Ibérica de Especialidades Geotectónica S.A.),1982. Estudio de Prefactibilidad de yacimientos de Azufre en Salta.

Maldonado Bauman, F. 1953. Informe relativo a la visita hecha a la mina y planta de azufre "La Betty", S.R.L. en el departamento de Susques, Provincia de Jujuy. *Servicio Nacional Minero Geológico, Subsecretaría de Minería,* informe Inédito. Buenos Aires.

Méndez, V., J. C. M. Turner, A. Navarini, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la Región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares.*pp 1-118, 2 planos.

Mitchel, A. H. y M. S. Gartson, 1981. Mineral deposits and global tectonic setting. *Academic Press*, London.

Navarro, H. B., Informe sobre inspección realizada a la mina "La Betty", Puna Jujueña-D.G.F.M. Publ. 6 pp. Buenos Aires. *(Actualmente archivado en biblioteca DGFM Sede Central, trasladada al Segemar).*

Schalamuk, I., *et al.,* 1983. Los yacimientos minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la Región NOA-(Catamarca, La Rioja, Jujuy, Salta, Tucumán)-*Subsecretaría de Minería.*

Ricci, H.I., H. Valladares Carrillo, N. Pezzutti, M. Godeas y S. J. Segal, 1999. Distrito minero La Hoyada, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1627-1636, Buenos Aires.



DISTRITO MINERO LA HOYADA, CATAMARCA

Héctor I. Ricci[1], Hildebrando Valladares Carrillo[1], Norma Pezzutti[2], Marta Godeas[2] y Susana J. Segal[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito minero La Hoyada está ubicado en el faldeo austral de la cordillera de San Buenaventura, en el extremo norte de las serranías que limitan los valles de Fiambalá y Chaschuil por el este y oeste, respectivamente, dentro del departamento Tinogasta en la provincia de Catamarca. La altura varía entre los 3.900 y 4.500 m sobre el nivel del mar. El área que abarca este distrito está comprendida entre las coordenadas de 26º52'51"-26º57'44" latitud sur y 67º46'17"-67º52'55" longitud oeste, y dista unos 85 km al sursuroeste de la localidad de El Peñón y unos 90-95 km en línea recta al nornoroeste de Fiambalá (figura 1).

De acuerdo con la división de la Carta Geológico-Económica del país, a escala 1:200.000, se sitúa en el sector centro-oriental de la Hoja 11a-b, Paso de San Francisco.

Leyes, reservas y producción

La potencialidad del distrito minero La Hoyada está circunscripta, por el momento, al denominado sector Descubridora, por cuanto las mayores tareas investigativas realizadas en el área (mapeos topográficos y geológicos, muestreos geoquímicos y petro-calcográficos, geofísica, sondeos a diamantina, etc.), obedecieron exclusivamente a una priorización por razones de accesibilidad. De este modo, se pudieron establecer reservas en la categoría de inferidas 675.000 t de roca mineralizada, con leyes estimativas de Cu 0,1 a 3,9%; Pb 0,3 a 13,2%; Zn 0,1 a 0,92%; Ag 20 a 290 gramos por tonelada.

Para los otros sectores que componen el distrito, que corresponden a los denominados La Rosario, Cabecera y Alumbrera, las investigaciones se concentraron en mapeos geológicos semidetallados, muestreos geoquímicos y petro-calcográficos y, eventualmente, topografía y geofísica (sector La Rosario); de esta manera, la potencialidad de las manifestaciones mineras de estos sectores puede ser considerada como recurso hipotético, el que estaría en el orden de los cinco millones de toneladas, con mineralización de Pb-Ag-Zn de valores similares de Descubridora. En el caso de los sectores Cabeceras y Alumbrera, no existen laboreos mineros (antiguos ni recientes); los muestreos geoquímicos de superficie evidencian que hay buenas perspectivas en cuanto a mineralización por oro y plata, ya que se obtuvieron valores sostenidos de oro entre 0,3 y 0,6 g/t, mientras que los de plata van desde 5 a 140 gramos por tonelada.

En cuanto a producción no se conocen datos, a pesar de que la actividad minera en este distrito comenzó hace más de un siglo, teniendo su mayor auge en épocas de post guerra y cesando definitivamente en la década del '50. Por los laboreos realizados, especialmente en los sectores Descubridora y La Rosario, se puede inferir que la producción extractiva que estuvo circunscripta a la explotación de minerales de Pb- Zn-Ag-Cu fue pequeña a mediana en los conceptos actuales de desarrollo minero. Los datos de producción que se consignan en la literatura son bastante ambiguos y generalizados, ya que cuando se hace alguna mención, por ejemplo de la producción de plomo, la misma está referida a toda la provincia de Catamarca.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación NOA.*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

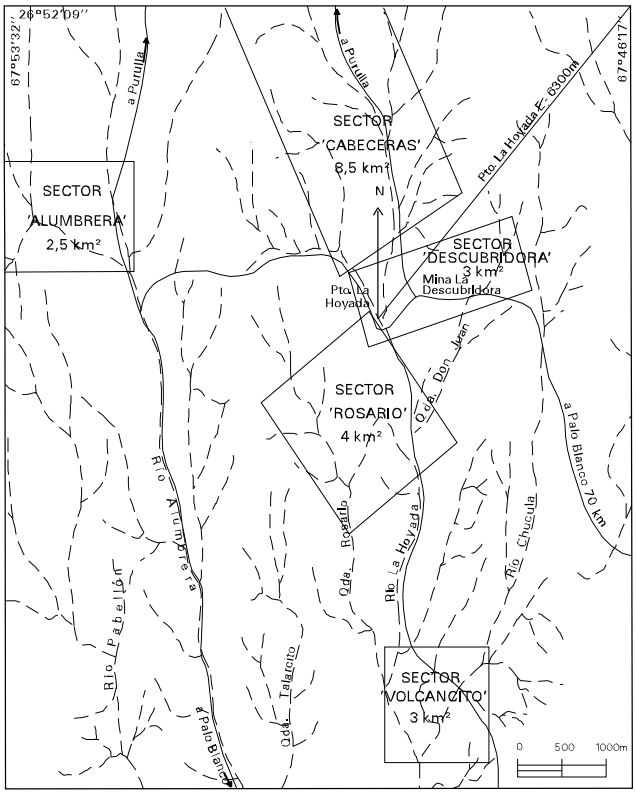


Figura 1. Ubicación del distrito La Hoyada.

Sistema de explotación

Atendiendo a que la mayor parte de las manifestaciones presentes en el distrito La Hoyada son de tipo vetiforme, es correcto suponer que los sistemas de explotación empleados en esa etapa del desarrollo minero se hayan realizado con destapes a cielo abierto (trincheras y calicatas) y con laboreos subterráneos (galerías, socavones, chiflones, cortavetas, etc.). Hay que tener en cuenta que la mayor parte de estos laboreos mineros tienen más de 50 años de antigüedad; por lo tanto, es de esperar que el grado de conservación de los mismos no sea el óptimo, máxime si se considera el clima imperante en la zona (lluvias copiosas en la época estival y frecuentes nevadas en invierno).

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las investigaciones en el distrito La Hoyada datan de mediados del siglo XIX, pero la primera referencia editada es la de Stelzner (1885). De allí hasta la actualidad existen numerosos aportes a la geología y minería del área, tales como Hoskold (1895), Barnabe (1915), Stappenbeck (1918), Penck (1920), Beder (1922), Angelelli (1941, 1950, 1984), Alessi y Robert (1962), Turner (1963), Proserpio (1972), Cravero (1972 a y b, 1979), Ricci *et al*. (1981), Ricci (1985), Proserpio (1985) y Proserpio *et al.* (1989).

Los antecedentes existentes en cuanto a las posibilidades de mineralización de Cu-Pb, la mayoría de ellos optimistas si se quiere, decidieron la ejecución de un nuevo reconocimiento del distrito minero La Hoyada, en los inicios de los ’60.

Posteriormente, el Servicio Minero Nacional (ex-Plan NOA I-Geológico Minero), a principios de la década del ‘70 realizó prospección geoquímica y mapeos geológicos.

Con fecha 5 de setiembre de 1980, se suscribió un convenio entre la provincia de Catamarca y la Secretaría de Estado de Minería de la Nación, por el cual se consideró continuar y profundizar los estudios y trabajos de prospección y exploración que finalizaron en 1985. Para el cumplimiento de esa finalidad, se realizaron trabajos de mapeo topográfico-geológico a escalas 1:1.000 y 1:500, relevamiento y muestreo de los antiguos laboreos existentes, estaqueo de líneas para geofísica, construcción de huella minera (94 km) y de campamento base, prospección geofísica con aplicación de los métodos de polarización inducida y electromagnético Turam, accesos y planchadas para sondeos, y dos sondeos a diamantina (de los cinco programados), que alcanzaron 51,30 y 104, 15 m respectivamente.

Propietarios

En el año 1998, la propietaria del distrito minero La Hoyada era la provincia de Catamarca. La cobertura legal cubre una superficie de 120 km^2, que se corresponde con la que tenía la Secretaría de Minería de la Nación como Área de Reserva Nº 38 La Hoyada, delimitada por las siguientes coordenadas geográficas: esquinero nordeste (E) 26º52’00” y 67º46’17”; esquinero noroeste (H) 26º52’09” y 67º53’32”; esquinero sudoeste (G) 26º57’35” y 67º53’32” y esquinero sudeste (F) 26º57’35” de latitud sur y 67º45’17” de longitud oeste.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito minero La Hoyada, uno de los tantos metalotectos que se reconocen en los episodios metalogenéticos conocidos en la evolución geológica de la región de la Puna, queda enmarcado en el ciclo Ándico (Ramos, 1998) y dentro de éste en el subciclo Neógeno con sus movimientos principales asociados a los Movimientos Quéchuicos (Ramos, 1988)

Atendiendo a que el distrito está incluido en el Segmento de Transición (26º-30º S) (Ramos, 1998), el mismo abarca la transición entre el segmento con un volcanismo de arco activo en el sector norte y un cese del arco magmático hacia el sur. La diferencia se observa a partir del Mioceno superior que es cuando finaliza el volcanismo.

La actividad volcánica se inicia en el Oligoceno superior a Mioceno inferior con un volcanismo poco evolucionado, propio de una corteza no engrosada; el mismo, a través de varias fases de engrosamiento y deformación, alcanza características más evolucionadas (Kay *et al*., 1991). Jordan *et al*. (1984) destacaron que la migración del volcanis-

mo hacia el este está asociada a un desplazamiento del frente orogénico en esa dirección, lo que produce una migración de la cuenca de antepaís y sus depocentros a partir del Mioceno inferior. La cuenca de antepaís se rompe durante el Plioceno superior, segmentando la cuenca original mediante el levantamiento de bloques del basamento.

El volcanismo no migra en forma homogénea, notándose corredores o lineamientos volcánicos que concentran la máxima densidad de estratovolcanes, domos volcánicos y cuerpos intrusivos subvolcánicos (Ramos, 1998). Uno de estos corredores corresponde a la faja Farrallón Negro-Vicuñapampa-La Hoyada, que culmina en la Cordillera de Los Andes con diversos cuerpos subvolcánicos de reducidas dimensiones.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

Según Proserpio (1985), Proserpio *et al*. (1989) y Proserpio *et al.* (1992), las rocas más antiguas corresponden a las Formaciones Chucula y Las Yeguas, ambas asignadas al Ordovícico; mediando una discordancia comienza el Terciario con las Formaciones La Quirquincha y La Hoyada, atribuidas al Mioceno inferior a medio. El orden estratigráfico sigue con la Formación Cerros Grandes, del Mioceno superior, la que se apoya en discordancia sobre la Formación La Hoyada. También en discordancia sobre la Formación Cerros Grandes se halla la Formación El Rosario, asignada tentativamente al Plioceno. La columna estratigráfica culmina con el Cuaternario (figura 2).

PALEOZOICO INFERIOR

Formación Chucula. Con esta denominación (Turner, 1963) se caracterizó a un conjunto de rocas metamórficas (esquistos cloríticos, cuarzo-micáceos y anfibólicos, filitas, cuarcitas, anfibolitas, metavolcanitas dacíticas y andesíticas y metabasitas), de edad comprendida entre el Precámbrico superior y el Llanvirniano inferior (Proserpio *et al*. 1989).

PALEOZOICO MEDIO

Formación Las Yeguas. Está compuesta por un granito calcoalcalino que varía a gneis tonalítico, con fuerte deformación cataclástica. En cuanto a la edad, se lo correlaciona con el granito de Narváez (Ordovícico).

CENOZOICO

TERCIARIO

Este período comprende las Formaciones La Quirquincha, La Hoyada, Cerros Grandes y El Rosario.

Formación La Quirquincha. Definida por Proserpio *et al.* (1989), consta de dos miembros.

Miembro Los Volcancitos: De carácter sedimentario, se trata de un conglomerado polimíctico de compactación regular y espesor superior a los 50 metros.

Miembro Peñón Negro: Está integrado por tobas mesosilícicas intercaladas en dos niveles dentro del miembro Los Volcancitos, y en el abra que comunica la quebrada de Chucula con el Campo de Robledo lo hacen en concordancia sobre el miembro mencionado.

La matriz de las tobas está parcial a totalmente reemplazada por limonitas y arcillas.

Formación La Hoyada. Se reconocieron en esta unidad (Proserpio *et al.* 1989) cuatro miembros: Descubridora, La Orilla, Los Piuquines y El Filo.

Miembro Descubridora: Está constituido por tobas y tobas brechosas interestratificadas y brechas, todas de composición dominantemente andesítica. Parte de las brechas presentan alteración arcillosa moderada, silícea suave y propilítica suave a moderada, en forma individual o asociadas. El mineral opaco que predomina es magnetita en granos alterados a hematita. En muy escasa cantidad se encuentran ilmenita, rutilo y chispas de pirita y de oro nativo. Se observan además pátinas de limonitas.

Miembro La Orilla: Está conformado por coladas de andesitas. En ciertas áreas se hace difícil reconocer si ellas corresponden al Miembro La Orilla o al Miembro El Filo.

Miembro Los Piuquines: Integran el mismo intrusivos de composición andesítica, riodacítica, dacítica y traquiandesítica. Predominan los pórfiros andesíticos, los que poseen alteraciones arcilloso-sericítica moderada, silícea y propilítica, las dos últimas con intensidad suave a moderada; aparecen individualmente o asociadas.

Los pórfiros dacíticos muestran escasa alteración arcilloso-sericítica suave, silícea suave y propilítica moderada, apareciendo individualmente o asociadas. En los pórfiros riodacíticos la alteración arcillosa y carbonática es moderada.

Como mineral opaco más abundante se encuentra magnetita alterada a hematita, predominando una u otra según el grado de martitización. En menor cantidad hay ilmenita, rutilo, leucoxeno y chispas de pirita, calcopirita y oro. Las limonitas aparecen como pátinas y venillas.

Miembro El Filo: Comprende todos aquellos pórfiros andesíticos que se disponen como diques o como filones capa.

Formación Cerros Grandes. Está constituida por lavas vitrofíricas, obsidianas y perlitas (Proserpio *et al*., 1989). Las lavas están afectadas por una fase hipabisal dacítica a riodacítica a manera de *neck*.

Formación El Rosario. Se caracteriza por la presencia de una fase lávica y otra hipabisal (Proserpio *et al*., 1989).

La fase lávica consiste en andesitas grises con tendencia dacítica y muy escasos basaltos. La fase hipabisal, de composición andesítica, puede corresponder a diques y/o también al núcleo erosionado de un aparato volcánico.

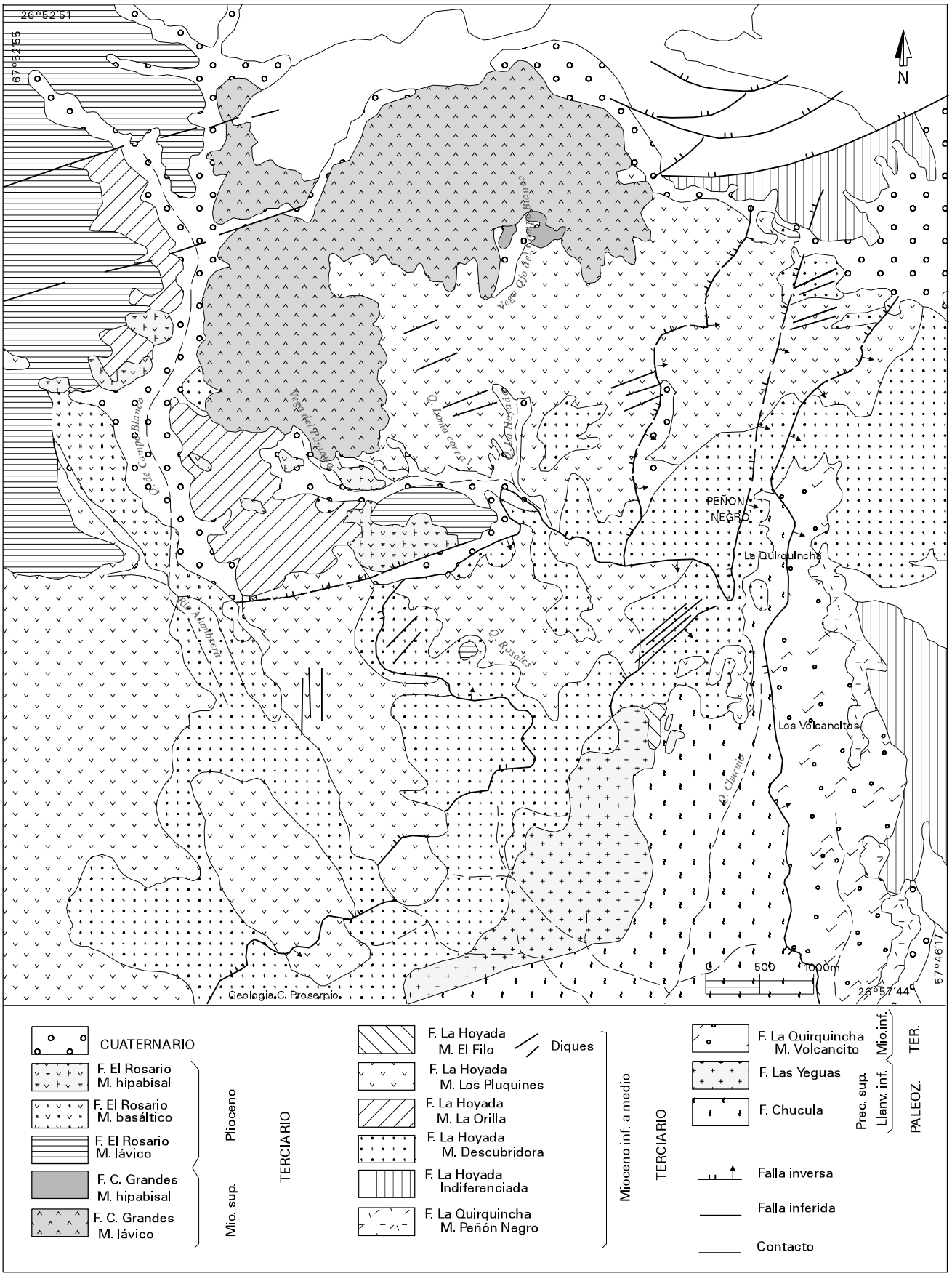


Figura 2. Geología del distrito La Hoyada.

Las lavas andesíticas con tendencia dacítica contienen magnetita predominante alterada a hematita, también pátinas de limonitización, calcopirita en chispas diseminadas y en gotas exsueltas en magnetita.

La fase hipabisal es portadora de hematita (la más abundante) con relictos de magnetita, desmezclas de rutilo, lamelas exsueltas de ilmenita y pátinas de limonitas.

La alteración que afecta a lavas y pórfiros es de poca relevancia; en los pórfiros está presente la arcilloso-sericítica y propilítica leves y silícea suave a moderada.

Edad de las formaciones terciarias

Si bien hasta el momento no se cuenta con dataciones radimétricas de las formaciones terciarias, todo lo atinente a la edad de las unidades y de los movimientos que las afectan restan en el campo de la especulación; pero de todos modos, se intentará evaluar algunas consideraciones.

La Formación La Hoyada se halla dislocada por movimientos compresivos que produjeron su desmembramiento en, por lo menos, cuatro bloques: uno al este, sudeste y sur del cerro Azul; otro que comprende el filo Colorado y parte de las cabeceras de la quebrada El Rosario; un tercero que contendría el sector norte y noroeste del cerro Azul y, por último, la zona de la Loma Corral y aledaños. Si, como consideran Allmendinger *et al*. (1982), la última fase diastrófica compresiva fue la Quéchuica, cuya edad sería del orden de los 8,5 a 9,0 Ma (Coira *et al.*, 1982), la edad más joven que puede atribuirse a este conjunto o por lo menos a la Formación La Hoyada sería miocena media.

Por otro lado, la Formación La Hoyada está cubierta por la fase lávica de la Formación Cerros Grandes, mediando entre ambas una discordancia angular que reflejaría su proveniencia de otro centro volcánico. En parte de esta última formación se ha desarrollado la caldera más vieja del área del cerro Blanco, ubicado inmediatamente al norte del área La Hoyada, y de la cual vendrían las ignimbritas del Campo de la Piedra Pómez. La edad de estas ignimbritas es 8,5 Ma (Baker, 1981), lo que las ubicaría en la parte inferior del Mioceno superior, edad que, de ser correcto el razonamiento del párrafo anterior, debería ser también la de la Formación Cerros Grandes. Si se considera que antes de depositarse la Formación Cerros Grandes la Formación La Hoyada había sido fallada y erosionada, su edad podría ser algo más antigua.

Se cree que las volcanitas de la Formación La Hoyada son correlacionables con aquellas que en otras regiones se hallan interpuestas entre las sedimentitas del Calchaquense y del Araucanense.

González Bonorino (1950) describió, cubriendo al Calchaquense e infrayaciendo al Araucanense, un complejo volcánico integrado principalmente por tobas brechosas, brechas y tobas de naturaleza entre andesítica y basáltica a las cuales se asocian basaltos, andesitas y ocasionalmente liparitas, todas en fases intrusivas. Todo el conjunto sedimentario-volcánico fue ubicado en el Terciario.

Turner (1962, 1973) citó la presencia de tobas, brechas y andesitas (Formación El Áspero) integrantes del Grupo El Bolsón junto con el Calchaquense (Formación El Morterito) y el Araucanense (Formación El Cajón). La Formación El Áspero, a diferencia de otras áreas, carece de elementos intrusivos. Turner (1959) consideró a las volcanitas como pliocenas, dejando abierta la posibilidad de un cambio de edad por carecer de evidencias concretas. Turner (1962), en el cuadro estratigráfico, incluyó al Grupo El Bolsón en el Mioceno-Plioceno de una manera general, mientras que en las referencias del mapa geológico ubicó a las Formaciones El Morterito y El Áspero en el Mioceno y la Formación El Cajón en el Plioceno. Caelles *et al*. (1971) determinaron para el Complejo Volcánico Farallón Negro una edad de 10,7 Ma; la misma correspondería aproximadamente al límite Mioceno medio-Mioceno superior (10,5 Ma) según la escala de Berggren (1972). Los intrusivos mineralizados, a su vez, proporcionaron una edad de 7,9 y 7,1 Ma que correspondería al Mioceno superior (entre los 10,5 y 5,0 Ma) de la misma escala.

Malvicini y Llambías (1982) citaron las edades proporcionadas por Caelles *et al*. (1971) y por Linares (1979), las que varían entre 12 y 7 millones de años.

En el ámbito de la Puna al norte de La Hoyada, Malvicini y Llambías (1982) mencionaron edades de 15,2 y 15,4 + 3 Ma citadas por Sillitoe (1977) para intrusivos dacíticos mineralizados. Es evidente que las conclusiones a las que se llegó con la edad de las volcanitas de La Hoyada, no están alejadas de los valores radimétricos obtenidos en otras áreas volcánicas.

La Formación El Rosario se depositó sobre el paisaje erosionado de la Formación La Hoyada y no está afectada por las fajas de alteración como la unidad citada. Por otro lado, se desarrolló en un nivel topográfico menor que aquél de la Formación Cerros Grandes. En consecuencia, a pesar de la poca información que sobre ella se tiene, se la adjudica tentativamente al Plioceno.

CUATERNARIO

En varias localidades dentro del área, a lo largo de las quebradas, se han depositado niveles de cenizas volcánicas. Se considera que las mismas se relacionan con algunas de aquellas que rodean profusamente al cerro Blanco.

Por último, resta mencionar a los depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa, que deben ubicarse en el Reciente y Actual.

Estructura

La fotointerpretación del área, a escala 1:50.000, permitió observar un marcado lineamiento paralelo de dirección aproximada este-oeste, a lo largo del cual, en ciertos sectores, es posible reconocer la existencia de diques. Menos importante es otro tren de alineaciones de orientación nornoroeste-sursureste, y un tercero, más desdibujado aún, con orientación nornoreste-sursuroeste. En cambio, del aná-

lisis realizado sobre imágenes de satélites (Landsat) en escala 1:1.000.000, lo que se aprecia es un notable lineamiento aproximadamente norte-sur y otro más suave pero marcado en sentido noroeste-sureste; los reconocidos en los pares aerofotográficos prácticamente no se observan. La orientación norte-sur es el resultado de estructuras de tipo compresional que produjeron una serie de fallas inversas con labio hundido al oeste e inclinación del plano de falla al este. La orientación noroeste-sureste correspondería a fallas transcurrentes con desplazamiento lateral izquierdo, que según Moody y Hill (1956) obedecería también a esfuerzos compresionales.

En el área La Hoyada se pudieron observar los resultados de los esfuerzos compresivos. Son aquellas fallas inversas que desmembraron a la Formación La Hoyada, como así también aquellas estructuras arrumbadas en direcciones aproximadas este-oeste y nornoroeste-sursureste, siempre que estos dos últimos juegos sean el posible resultado de las fallas transcurrentes con movimiento lateral izquierdo.

Se carece de elementos que posibiliten por el momento realizar una correcta interpretación tectónica del área, si bien se puede intentar elaborar algunas hipótesis.

Una posibilidad es pensar que las fallas inversas responden a una fase de deformación, mientras que aquellos otros lineamientos lo hacen a una segunda o más fases deformantes. Otra posibilidad podría ser que todo el esquema de deformación corresponde, en origen, a un solo evento compresivo, y que los distintos lineamientos sean el resultado de los diferentes planos de ciza preferenciales desarrollados por ese esfuerzo.

La alternativa citada obedecería a esfuerzos compresivos con una orientación principal ubicada en el plano horizontal.

Una tercera variante sería la existencia de esfuerzos compresivos (fallas inversas) y esfuerzos no compresivos o con una dirección principal de esfuerzos en sentido vertical (fallas normales) para explicar los demás lineamientos; la existencia de diques a lo largo de estos últimos podría estar indicando estructuras de alivio o del tipo desplazamiento de rumbo con plano subvertical.

A continuación se bosqueja una breve descripción de la estructura del área.

Las estructuras principales de los esfuerzos compresivos en la comarca son las fallas de Chucula-Los Volcancitos y Cerro Azul-Las Yeguas. A lo largo de la primera, el complejo sedimentario-volcánico (Formaciones La Quirquincha y La Hoyada) fue empujado hacia el oeste sobre el basamento. El plano de falla inclina al este, hecho observable en el tramo de falla que coincide con la trayectoria de la quebrada de Chucula. Se considera que el bloque ascendido es el oriental.

El bloque comprendido entre las fallas de Chucula-Los Volcancitos y Cerro Azul-Las Yeguas está constituido en su parte norte por metamorfitas abajo y elementos de la Formación La Hoyada arriba. Esta unidad se comportó en forma pasiva protegida por el bloque de basamento subyacente, ya que sus capas mantienen una posición prácticamente horizontal. El empuje hacia el oeste subió este bloque sobre el occidental, y el resultado fue el desmembramiento de la Formación La Hoyada en los distintos bloques expuestos. A lo largo de la falla Cerro Azul-Las Yeguas, sobre el bloque horizontal, quedan algunos remanentes de las Formaciones La Quirquincha y/o La Hoyada, que descansan en discordancia sobre el granito. En el sector sudeste del área el bloque tratado se compone de metamorfitas y granitos (Formaciones Chucula y Las Yeguas).

El otro diseño estructural, este-oeste, podría ser el resultado de movimientos transcurrentes, a lo largo de una fractura noroeste-sureste. Sobre este último punto, Salfity *et al*. (1984) mencionaron cuatro de estos lineamientos, siendo el más austral para ellos el IV-Culampajá, que con la dirección citada se ubicaría algo al sur de El Peñón. Las imágenes de satélite (Landsat) permitieron reconocer, por lo menos, un lineamiento más al sur del llamado Culampajá por Salfity *et al*. (1984) y que aquí se denomina Cerro Blanco. La orientación de este último lineamiento es N50ºO y se extiende desde la laguna Helada al este, por el cerro Blanco, norte de la laguna de Purulla, laguna del Peinado, siguiendo por el oeste en territorio chileno. Se consideró que, como en los lineamientos descriptos por Salfity *et al*. (1984), el desplazamiento de los bloques a lo largo de la falla es lateral izquierdo. Un movimiento como el señalado podría haber producido en el área de La Hoyada los lineamientos con dirección aproximada este-oeste según planos de ciza de segundo orden, y aún aquellos con orientación nornoroeste-sursureste según planos de ciza de tercer orden.

Edad de los movimientos

Allmendinger *et al*. (1982) consideraron que la fase Quéchuica fue la última de tipo compresivo. La edad de la misma sería, según Coira *et al*. (1982), del orden de los 8,5 a 9,0 Ma (Mioceno medio-superior).

Salfity *et al*. (1984) opinaronn que los movimientos a lo largo de las fallas transcurrentes se iniciaron en la fase Diaguita.

Tanto las fallas inversas como las fallas transcurrentes implican esfuerzos compresionales (Moody y Hill, 1956). Las reflexiones de los autores citados pondría el problema a fojas cero. A nivel local es imprescindible contar con dataciones radimétricas para solucionar los problemas cronológicos existentes.

Cabe mencionar aquí que para la ubicación cronológica de la Formación La Hoyada se utilizaron los conceptos de Allmendiger *et al.* (1982) en lugar de los de Salfity *et al*. (1984). Ello se debió a que sobre la base de una serie de evaluaciones estratigráficas de carácter regional quedaban encuadrados de una manera lógica. Por el momento, todo lo atinente a la edad de las unidades y de los movimientos que las afectan restan en el campo de la especulación.

De todo lo expuesto, se deduce que el área presenta complicaciones estructurales de importancia, y que mientras ellas no sea resueltas los problemas de la mineraliza-

ción, su distribución e importancia económica no podrán ser correctamente evaluados.

Morfología

Atendiendo a que la yacencia de la mineralización en el distrito La Hoyada es preponderantemente de tipo vetiforme y diseminada, la morfología de estas manifestaciones está dada por fajas con alteración hidrotermal, las que constituyen crestones elongados.

Las fajas por lo general están orientadas según dirección este-oeste, con ligeras desviaciones; sin embargo, pueden presentarse fajas aisladas con una dirección meridiana, tal como las que se encuentran en las cabeceras del río Chucula. Otras veces se advierte que se unen dos o más fajas, para continuar como un solo cuerpo por un tramo más o menos largo, y luego volver a separarse, para disponerse nuevamente como fajas aisladas. Estos casos no deben confundirse con los asomos de roca sin alteración hidrotermal que existen dentro de las fajas alteradas; se diferencian en que estos últimos constituyen cuerpos de dimensiones muy reducidas, a tal punto que la escala del mapa no permite marcarlos.

Alteración hidrotermal

En la comarca existe la mayoría de las condiciones esenciales para la formación de depósitos minerales hidrotermales, dadas por las proximidades y relación con centros volcánicos.

Las zonas de alteración en el distrito La Hoyada se encuentran emplazadas generalmente en rocas volcánicas (Formaciones La Quirquincha, La Hoyada y El Rosario) y en metamorfitas (Formación Chucula), a lo largo de la estructura predominante de la zona de dirección este-oeste.

Estas zonas se denominaron fajas de alteración por su carácter elongado. Se reconocen por su color amarillento con variaciones al pardo amarillento, pardo rojizo y otras tonalidades, pudiendo llegar a un color blanquecino en las que son menos consistentes a deleznables. Estas fajas tienen en algunos casos un extenso desarrollo longitudinal (cercano a los 2.000 m en el sector Descubridora), con un ancho variable (desde pocos centímetros hasta 110 m en la mina Descubridora).

Las alteraciones observadas en las fajas son: arcilloso-sericítica, silícea y propilítica.

La alteración arcilloso-sericítica se halla normalmente en las periferias de zonas sometidas a una supuesta fuerte mineralización de pirita, situadas en los flancos de los núcleos silicificados o vetas y vetillas de cuarzo, como así también a ambos lados de las fallas locales. En cuanto a la silícea, puede decirse que se encuentra ampliamente desarrollada en casi todas las fajas de alteración ocupando la parte central o bien en ambos lados. La coloración de esta zona es castaña, causada quizás por la oxidación de la pirita, ya que las vetas de cuarzo poseen escasa cantidad de pirita fresca; este sector, al corresponderse con el tipo de ganga silícea, es el que preserva la mayor cantidad de mineralización.

La alteración propilítica es relativamente notable en las brechas andesíticas, donde en algunos casos todavía pueden observarse escasos sulfuros.

La presencia de alunita fue determinada en una muestra por Viruel de Ramírez (en Ricci *et al*., 1981).

Mineralogía

De los estudios mineralógicos y datos de campo, surge que en el distrito minero La Hoyada hay dos tipos de mineralización: comagmática y epigenética.

Mineralización comagmática. Se presenta en forma diseminada en aquellas rocas de la Formación La Hoyada que tienen escasa o nula alteración. Está dada principalmente por magnetita con distintos grados de alteración a hematita, y menores proporciones de leucoxeno, ilmenita y rutilo. También se hallan chispas de pirita y calcopirita, minerales que podrían evidenciar un origen hidrotermal.

Las cajas de las vetas tienen la misma mineralización que la de la comagmática.

Mineralización epigenética. Corresponde a la que está relacionada a vetas y vetillas de cuarzo, con escasa calcita. Se reconocen los siguientes minerales primarios: galena, blenda, calcopirita, pirita, bornita, calcosina, enargita, argentita.

Los minerales secundarios y de oxidación son covelina, digenita, oro nativo, limonitas, goethita, carbonatos de cobre.

La observación de campo permitió comprobar que la mineralización de los pilares y escombreras de los antiguos laboreos mineros contienen calcosina y covelina, además de galena dispuesta en nidos en ganga de cuarzo, acompañada de cerusita y limonitas. Es común encontrar fragmentos de jaspe limonítico, en los que se destacan *boxworks* gruesos, cúbicos y triangulares, que pueden considerarse pseudomorfos celulares de galena, pirita y calcopirita, a menudo rellenos por hematita y limonitas pulverulentas.

Secuencia paragenética

Con los estudios al microscopio y los datos de campo se interpreta la siguiente secuencia paragenética:

- Primera fase mineralizante: depositación de los minerales primarios tales como pirita, blenda, calcopirita, galena, sulfosales de plata, bornita, calcosina rómbica, enargita, argentita .
- A continuación aparece un período de enriquecimiento supergénico y de oxidación dado por la presencia de digenita, covelina, oro nativo, goethita,carbonatos de cobre, limonitas.

Sectores mineralizados

En el distrito minero La Hoyada, en base a los últimos estudios geológicos realizados por la entonces Secretaría de

Minería de la Nación, existen varios sectores que ofrecen las mejores perspectivas de mineralización asociada a zonas de alteración. Ellos son: Descubridora (3 km^2), La Rosario (4 km^2), Cabeceras (8,5 km^2) y Alumbrera (3,75 km^2). A continuación se describen los principales sectores.

Sector Descubridora. La mineralización polimetálica está localizada en las fajas de alteración, dentro de los crestones silicificados y argilizados. Se trata de relleno de fracturas brechoides, de hábito bolsonero a manera de rosario, de las que se desprenden ramificaciones cortas. Predominan las fracturas de rumbo este-oeste.

En este sector se encuentra la faja de alteración más importante de la zona, que cuenta con 3 km de largo y con un ancho máximo de 110 m en el lugar donde se ubican las minas de la Descubridora.

Los laboreos mineros practicados en la época de los Jesuitas están abandonados y se explotaron hasta agotar el bolsón; de allí que son escasas las muestras que pueden ser representativas de la veta.

Los análisis de geoquímica de roca por cobre, plomo, cinc y plata y su posterior interpretación determinaron la existencia de cuatro zonas de interés, que posteriormente fueron confirmadas por los trabajos de prospección geofísica, realizados mediante los métodos polarización inducida y electromagnético Turam. Las zonas fueron denominadas a) Cerro Azul; b) Mina Descubridora; c) Campamento; d) Chucula.

En la zona Cerro Azul se obtuvieron los siguientes valores: Cu equivalente superior a 0,5%, Pb entre 0,2 y 0,92%; Zn entre 0,1 y 0,22%; Cu desde 0,1 a 3,9% y Ag desde 10 a 240 gramos por tonelada.

En la zona Mina Descubridora los valores de Pb oscilan entre 0,3 y 5,13%, para Zn menores de 0,15%, para Cu menores de 0,1 a 1,56% y para Ag entre 40 y 185 gramos por tonelada.

En Campamento se han tomado los valores de la zona de alteración que se conoce como Loma del Corral, agregándose las fajas alteradas Campamento y Mogotes Colorados. Las cifras obtenidas son: Pb 0,1 a 13,2%; Zn 0,1 a 0,92%; Cu 0,1 a 0,48% y Ag 10 a 160 gramos por tonelada.

En la zona Chucula los valores son los siguientes: Cu 0,7%; Pb 1,75%; y Ag 291,6 gramos por tonelada.

Sector La Rosario. La mineralización en este sector es polimetálica y está alojada en fracturas que no tienen continuidad y potencias como las observadas en el sector Descubridora. La alteración es muy exigua en superficie.

También existen numerosos laboreos mineros subterráneos que han sido explotados con intensidad, dejando reservas que pueden considerarse reducidas.

La mina Cueva Negra es una de las manifestaciones más importantes, alojada en una estructura de rumbo N50ºE e inclinación de 50ºSE. La mineralización está representada por magnetita, calcopirita y covelina en ganga de cuarzo. Tiene un desarrollo de 105 metros.

Los valores geoquímicos de esquirlas de roca han arrojado las siguientes cifras: Cu 0,07%; Pb 1,75% y Ag 291 gramos por tonelada.

Sector Cabeceras. Es una extensa zona de alteración en volcanitas ácidas ubicada en las cabeceras de la quebrada La Hoyada; sigue fracturas E-O y se asocia alteración arcilloso-sericítica y mineralización. En menor escala hay silicificación y propilitización .

Los resultados de geoquímica de roca de 60 muestras determinaron valores para Au que van de no revelable a 2 g/t y Ag desde no revelable hasta 440 gramos por tonelada. Las zonas anómalas son elongadas hacia el noreste-sureste.

Sector Alumbrera. Se encuentra ubicado en las cabeceras del río Alumbrera. La alteración cuarzo-sericítica va acompañada por pirita diseminada y blenda con inclusiones de calcopirita con textura en bastón; covelina y en otros casos azurita reemplazan a la calcopirita en los bordes. También se observan limonitas. Rodeando a la alteración cuarzo-sericítica se ve alteración arcillosa.

Los valores para Au obtenidos en las muestras de geoquímica de roca varían entre 0,3 y 0,6 gramos por tonelada.

MODELO GENÉTICO

El intenso volcanismo imperante en la comarca estuvo estrechamente vinculado con los movimientos del ciclo Ándico que afectaron intensamente a toda la Puna y regiones aledañas. Estos movimientos originaron fracturación, plegamiento e importantes ascensos de bloques, creando las condiciones tectónicas para el desarrollo del proceso mineralizante. Como extensión de este evento, la mineralización del distrito La Hoyada se debería a la diferenciación de las rocas eruptivas originadas en el magmatismo ándico. Soluciones terminales o residuales habrían jugado el papel principal en la formación de depósitos minerales.

Peralta (1979) describió el área La Hoyada como una manifestación mineral polimetálica de tipo subvolcánico.

Proserpio *et al.* (1992) la definieron como vetiforme polimetálica de Pb-Zn-Cu±Ag±Au.

Por su composición mineralógica, estructura interna, modo de depositación por relleno de fracturas sin indicios de reemplazo, morfología sencilla de filones metalíferos y alteración moderada de las cajas, se encuadra a este distrito en el modelo epitermal polimetálico rico en Ag-Pb-Zn±Cu±Au de Lefebure y Church (1996).

En cuanto a la edad, se estima que los depósitos del distrito La Hoyada son contemporáneos con los conocidos en la comarca (Cerro Azul, Antofalla, Vicuñapampa y Farallón Negro). Al considerar que la mineralización se ha emplazado en fracturas producidas por los movimientos póstumos del Ciclo Ándico, puestas de manifiesto en rocas volcánicas del Terciario superior-Cuaternario, su distribución en el tiempo queda lo suficientemente restringida como para atribuirla al Terciario superior. Por lo ex-

presado precedentemente, se puede inferir que la mineralización polimetálica del distrito La Hoyada proviene de soluciones residuales vinculadas con el volcanismo del Arco Volcánico Neógeno de la Puna. Este modelo que asocia mineralización polimetálica a un arco volcánico fue definido por Sawkins (1984) y recientemente redefinido por Ramos (1998).

BIBLIOGRAFÍA

Alessi, V. D. R. y R. Robert, 1962. Informe sobre las minas y zonas de alteración hidrotermal de "La Hoyada", departamento Tinogasta, Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 526, inédito. Buenos Aires.

Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, M. Palma y V. A. Ramos, 1982. Perfil estructural de la Puna Catamarqueña (25º-27ºS), Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 1: 499-518. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1941. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relación genética. *Dirección de Minería y Geología, Boletín,* 50. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos. *Museo Argentino de Ciencias Naturales (Bernardino Rivadavia), Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Ciencias Geológicas, Revista,* 2. Buenos Aires.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires,* 2. La Plata.

Baker, M. C. W., 1981. The nature and distribution of Upper Cenozoic ignimbrite centres in the Central Andes. *Journal of Vulcanology and Geothermal Research,* 11: 293-315.

Barnabe, J. P., 1915. Los yacimientos minerales de la Puna de Atacama. *Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales*, 10 (5). Buenos Aires.

Beder, R., 1922. Informe sobre estudios geológicos-económicos en la provincia de Catamarca. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín,* 31. Buenos Aires.

Berggren, V. A., 1972. A Cenozoic time scale-some implications for regional and paleobiogeography. *Lethaia*, 5: 195-215.

Caelles, J. C., A. H. Clark, E. Farrar, S. L. Mc Bride y S. Quirt, 1971. Potassium-argon ages of the porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro-Capillitas district, Catamarca, Argentina. *Economic Geology*, 66:961-964.

Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Revue,* 18: 303-332.

Cravero, O. V., 1972a. Informe preliminar del Mosaico 18D1, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. *Plan NOA I Geológico-Minero,* inédito. Tucumán.

Cravero, O. V., 1972b. Informe geológico preliminar del Área de Reserva Nº 38 " La Hoyada", departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. *Plan NOA I-Geológico Minero*, inédito. Tucumán.

Cravero, O. V., 1979. Informe del Area de Reserva Nº 38-La Hoyada. departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. *Plan NOA I Geológico-Minero,* inédito. Tucumán.

González Bonorino, F., 1950. Geología y petrografía de las Hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgalá). *Dirección General de Industria y Minería, Boletín,* 70. Buenos Aires.

Hoskold, H. D., 1895. *Memoria del Departamento nacional de Minas y Geología correspondiente a los años 1893 y 1894.* Inédito. Buenos Aires.

Jordan, T. E., V. A. Ramos, R. W. Allmendinger, S. M. Kay, J. M. Cortés y M. A. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 2: 84-106. Buenos Aires..

Kay, M. S., V. A. Ramos y F. Munizaga, 1991. El magmatismo cenozoico a los 33ºS de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. *6º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 892-896. Viña del Mar.

Lefebure, D. V. y B. N. Church, 1996. Polymetallic veins Ag-Pb-Zn±Au. Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. D. V. Lefebure y T. Höy, Editores. *British Columbia. Ministry of Employment and Investment, Energy and Minerals Division, Geological Survey Branch,* 2-Metallic Deposits, página 67.

Linares, E., 1979. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la Rep. Argentina III, años 1977-1978. Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar II, años 1975-1976. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B*, 6: 1-32. Buenos Aires.

Malvicini, L. y E. J. Lambías, 1982. El magmatismo mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 3: 547-566. Buenos Aires.

Moody, J. D. y M. J. Hill, 1956. Wrench-fault tectonics. *Geological Society of America, Bulletin,* 67: 1.207-1.246.

Penck, W., 1920. Der Sudränd der Puna de Atacama. ABH. MATH Phys. *Klasse der sachsisten Akademic der Wissenschaften, Band* XXXVII, I (Leipzig).

Peralta, E. H., 1979. Distritos subvolcánicos. Algunos caracteres distintivos detectados en el noroeste argentino. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista,* 10 (1-2): 1-14.

Proserpio, C. A., 1972. Informe preliminar de la Hoja 11 a-b. Cerro del Peinado. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Proserpio, C. A., 1985. Informe preliminar del levantamiento geológico del Area "La Hoyada". Provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Secretaría de Minería, Departamento de Geología,* inédito. Buenos Aires.

Proserpio, C. A., H. Ricci, N. Pezzutti, M. Godeas y S. Segal, 1989. Area "La Hoyada". *Dirección Nacional de Minería y Geología,* inédito. Buenos Aires.

Proserpio, C. A., H. Ricci, N. Pezzutti, M. Godeas y S. Segal, 1992. Area La Hoyada, provincia de Catamarca: una manifestación vetiforme polimetálica en la Puna austral. 1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia 1º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Actas, M.K.de Brodtkorb e I.B. Schalamuk, Editores. *Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación,* 2: 219- 236.

Ricci, H. I., 1985. Proyecto La Hoyada. Resumen con anexo de sondeo. Departamento. Tinogasta. *Catamarca. Plan NOA I Geológico-Minero,* inédito. Tucumán.

Ricci, H. I., H. Valladares Carrillo y H. Jurado Marrón, 1981. Investigación Geológica Minera del Area de Reserva Nº 38 La Hoyada. *Plan NOA I Geológico-Minero,* inédito. Tucumán.

Ramos, V. A., 1988. The tectonics of the Central Andes 30º to 33º S latitude. En Processes in Continental Lithospheric Deformation. S. Clark y D. Burchfield (Eds.). *Geological Society of America, Special Paper,* 218.:31-54, Boulder

Ramos, V. A., 1998. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Laboratorio de Tectónica Andina,* inédito. Buenos Aires.

Salfity, J. A., S. A. Gorustovich, M. C. Moya y R. Amengual, 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas, 1: 539-554. Buenos Aires.

Sawkins, F. J., 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. *Springer Verlag.* 325 pág.

Sillitoe, R. H., 1977. Permo-carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper-type Minerallization in the Argentinian Andes. *Economic Geology,* 70: 1190-1201

Stappenbeck, R., 1918. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín,* 19. Buenos Aires.

Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republick, I Cassel Berlín.

Turner, J. C. M., 1959. Descripción geológica de la Hoja 7c-Nevado de Cachi (provincia de Salta). *Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito. Buenos Aires.

Turner, J. C. M., 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la laguna Blanca (Catamarca). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 17 (1-2): 11-45

Turner, J. C. M., 1963. Informe geológico correspondiente a la mina "La Hoyada", departamento Tinogasta, provincia Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Carpeta 502, inédito. Buenos Aires.

Turner, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la Hoja 11d-Laguna Blanca, provincia de Catamarca. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 142. Buenos Aires.

Alderete, M. C., 1999. Distrito Farallón Negro-Alto de la Blenda, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1637-1642, Buenos Aires.



DISTRITO FARALLÓN NEGRO-ALTO DE LA BLENDA, CATAMARCA

Mario C. Alderete[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito mineralizado se localiza en la concesión minera de Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, tiene una superficie de 344 km^2 ubicada en el departamento Belén, a una altura promedio de 2.600 m sobre el nivel del mar.

Leyes y reservas

Los valores de reservas están considerados hasta la actualidad porque la exploración continua diariamente junto con la explotación.

Las reservas de mineral del Complejo Farallón Negro-Alto de la Blenda se clasifican en dos tipos: alta ley y baja ley, según sean destinadas a proceso en la planta cianuración por agitación o en pilas de lixiviación.

Las de baja ley en el sector veta Esperanza clasificadas en positivas, probables y posibles (Montenegro, 1996) se indican en la tabla 1.

Las de alta ley en sector Veta Laboreo- Zona de Nudo (YMAD, 1998) se señalan en la tabla 2.

A pesar de estar discontinuadas las tareas extractivas en los niveles inferiores de Farallón Negro, en la actualidad se explotan los sectores de baja ley en el nivel + 10.

Las reservas de alta ley comprobadas y no explotadas al año 1985 fueron: 279.891 t, con ley de Au de 7,74 g/t y de Ag de 137,92 gramos por tonelada.

Para la categorización de las reservas se tomó como criterio, para el mineral positivo, conocer dos caras como mínimo, sea a través de un nivel inferior y uno superior y/o de perforaciones horizontales e inclinadas. Como las distancias entre niveles, en nuestro caso, son mayores a 80 m, solo se consideraron para los niveles, 20 m hacia arriba y 20 m hacia abajo como altura de rajos y/o lentas. El resto de mineral con menor grado de conocimiento geológico se definió como probable, considerándose solo 20 m por arriba o por abajo de lo definido como positivo en el extremo sudeste.

De esta manera se llega a una planilla donde se vuelcan los datos de nivel, rajo, longitud, ancho, altura y peso específico, tonelaje y ley ponderada, sea de galerías, perforaciones laterales y entre niveles; obteniéndose al final las planillas de estimación de reservas.

En cuanto a la elevación de categoría del mineral probable, se estima que a medida que se desarrolle la mina se continuará con el plan de sondeos laterales e inclinados para achicar la distancia de influencia de los pozos y ganar en grados de conocimiento y al mismo tiempo, se asegurará con el muestreo sistemático cada 2 m en canaletas de techo de la galería.

Producción

Desde el año 1978 la empresa obtiene oro y plata, que provienen de la explotación de los yacimientos vetiformes.

Sistemas de explotación

Minado. La extracción de mineral es realizada con técnicas de minería subterránea. Para ello fueron evaluados distintos métodos de explotación, llegándose a la conclusión de que el que se adapta mejor a la mineralización y

[1] *Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD).*

Categoría	cubicación (t)	ley de oro g/t	ley de plata g/t
Positivo	185.789	3,2	92
Positivo	744.477	3,5	68
Probable	67.087	3,5	107
Probable	47.994	2,9	78
Probable	489.918	3,6	67
Probable	251.555	3,4	60
Probable	4.716	2,8	63
Totales	1.833.926	3,4	71

Tabla 1.

condiciones estructurales de la mina es el de corte y relleno en cuñas, intensificado actualmente con la mecanización e incorporación de vagones perforadores y palas cargadoras de bajo perfil tipo LHD.

El desarrollo de la mina se adecua a este tipo de equipamiento y al método de explotación seleccionado. Se ha previsto continuar con la construcción de rampas de explotación de los rajos, en mineral y las chimeneas, en mineral marginal o estéril, dado que las mismas deben permanecer abiertas mayor cantidad de tiempo.

Actualmente el mineral de alta ley proviene del Alto de la Blenda, ubicado a 600 m en línea recta de la veta Farallón Negro. Es un sistema de vetas con una extensión de aproximadamente 2 km, en el cual se distinguen cinco vetas mineralizadas principales que contienen oro, plata y manganeso, con potencias variables, entre 1,5 y 7 m mineralógicamente similares a las de Farallón Negro (figura 1).

El Alto de la Blenda fue desarrollado por medio de tres niveles que se comunican con superficie e intercomunicados con un cuarto, quinto y sexto nivel al cual se accede por medio de rampas, que son utilizadas para la evacuación de mineral y abastecimiento de insumos.

Beneficio de los minerales. En el proceso de tratamiento de los minerales para extraer los metales preciosos contenidos se emplean dos tipos de procesos:

Cianuración por agitación. La planta está funcionando con una capacidad instalada para tratar 320 t/día, aproximadamente.

En el lugar se obtiene como producto final un bullion, que contiene 85% de plata, 10% de oro y el resto son impurezas.

Lixiviación en pilas. Con este proceso se trata el mineral de baja ley. Se encuentra funcionando con una capacidad de 200 t/día de mineral.

Categoría	Cubicación (t)	Ley de Au g/t	Ley de Ag g/t
Positiva	209.503	5,4	98
Probable	114.864	6,3	116
Posible	154.919	6,1	115
Total	479.286	6,1	112

Tabla 2.

Las soluciones cianuradas que se obtienen en este sector, ingresan a la planta precedentemente citada, para ser tratada en forma conjunta con la obtenida por agitación, utilizando el método de Merryll Crowe.

Planta de refinación. El bullion o doré que se obtiene se procesa en la planta de refinación ubicada en la ciudad de Catamarca, donde se obtiene oro en lingote de un kilo (999,7) y plata en granallas que son comercializables en el mercado argentino.

HISTORIA DEL DISTRITO MINERO

Descubrimiento y tareas de exploración realizadas

En año 1938 el Dr. Abel Peirano reveló la existencia de vetas de manganeso-oro-plata denominadas Farallón Negro, en el distrito Hualfín, departamento Belén, provincia de Catamarca. Desde entonces y hasta 1951 la Universidad Nacional de Tucumán ejecutó un conjunto de fundamentales tareas de investigación geológica y exploración minera.

La ex Dirección Nacional de Minería por convenio con la Universidad precitada, por sí y mediante contratos con la Dirección General de Fabricaciones Militares y con la Universidad Nacional de Cuyo, realizó decisivos estudios y exploraciones hasta el año 1958

El 25 de marzo de 1959 se constituye YMAD que de inmediato planifica y comienza a ejecutar la etapa de investigación geológica, exploración minera e investigación tecnológica, que proporciona las bases económicas indispensables para encarar las ulteriores etapas de promoción financiera y de producción de este distrito minero.

En 1964 se contó con el primer proyecto para la explotación de Farallón Negro, en 1973 se inició la construcción del mismo, y comenzó a producir en 1978. Hasta 1988 había desarrollado 12 niveles de galerías con un total de 5.044 m de longitud, 3 piques con un total de 545 m y estocadas con una sumatoria de 638 m, asimismo se ejecutaron 2.150 m de chimeneas.

La exploración de las vetas de la Blenda comenzó en los años 70, pero se reactivaron en 1986, y se ejecutaron galerías con un total de 3.581 m y 739 m como estocadas, las chimeneas sumaban 411 m hasta 1988.

En síntesis, desde 1948 hasta la actualidad se llevaron a cabo gran cantidad de relevamientos topográficos y geológicos a escalas de detalle, como asi mismo estudios petrográficos, mineralógicos y metalúrgicos de diferentes intensidades según las épocas. Los actuales, son ejecutados por YMAD y consisten en los trabajos de explotación que se ejecutaron como laboreos subterráneos en la Blenda desde 1992 a la fecha y trabajos subsuperficiales en el sector de Farallón Negro y nivel +10. También se efectuaron trabajos subsuperficiales en algunos filones o vetas de la Blenda.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio está enclavada en vulcanitas terciarias , dentro de la región morfoestructural de las Sierras Pampeanas del noroeste Argentino, conformando un cuerpo volcánico erosionado rodeado de bloques de basamento constituidos por rocas metamórficas cámbricas (Formación El Suncho) y granitos ordovícicos (Granito Capillitas). En los alrededores del sector se encuentran los estratos de la Formación El Morteritos compuestos principalmente por areniscas rojas continentales del Mioceno que precede a la actividad volcánica (figura 2).

Las rocas eruptivas y rocas intrusivas del terciario son identificadas como el Complejo Volcánico de Farallón Negro.

En algunos sectores se distribuyen las terrazas cuartarias y los niveles aluviales modernos.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

COMPLEJO VOLCÁNICO FARALLÓN NEGRO

Andesita de La Chilca: rocas que se componen de piroxeno, hornblenda y andesina, de color gris a gris oscuro y la textura se asemeja a las rocas piroclásticas andesíticas. Estas afloran en el sector sudoeste.

Basalto y grupo filones andesíticos: Este grupo de filones tiene un ancho variable desde 1 m hasta alrededor de 20 m con rumbo predominantemente noroeste-sureste con intrusiones verticales o en forma casi vertical. Se reconocen aquí los sistemas noreste-suroeste o norte-sur aparte del sistema noroeste-sureste.

Monzonita de La Blenda: Son rocas cuarzo-monzonítico compactas de granulometría fina de color gris oscuro a gris verdoso, holocristalina compuesta por feldespato potásico, biotita, piroxeno monoclinal, minerales opacos y escasa cantidad de cuarzo con una granulometría menor de 2 milímetros. En esta roca se reconoce una parte que presenta una textura granosa uniforme y una parte con una textura granosa no uniforme. Presenta intrusiones cercanas al centro de la caldera y en torno a la distribución de basalto y grupos de filones andesíticos formando stocks con rumbo noroeste-sureste y grupos de filones que nacen radialmente (Llambías, 1972) (ver figura 2).

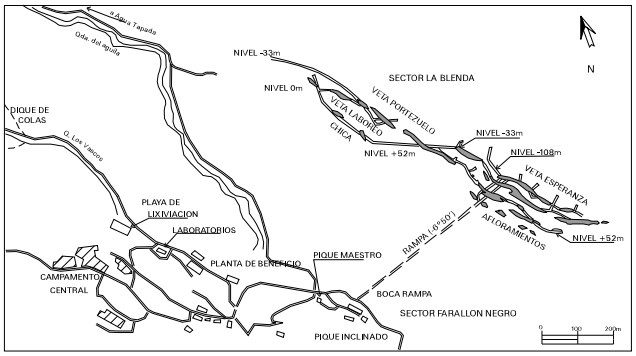


Figura 1. Sistema de vetas del sector Alto la Blenda.

ESTRUCTURA

El área mineralizada de Alto La Blenda, situada a 500 m hacia el noreste de la veta de Farallón Negro, consta de tres vetas: Laboreo, Portezuelo y Chica con rumbo noroeste-sureste su inclinación varía de vertical a 60ºNE. La veta Laboreo se une con la de Portezuelo por el sudeste, transformándose en otra llamada Esperanza.

Las vetas están compuestas de cuarzo y carbonatos mangano-auro-argentíferos incluidas en la monzonita de la Blenda y brechas volcánicas andesíticas como la de Farallón Negro.

La veta Portezuelo se extiende con una corrida de 1.200 m con anchos variables de 0,5 m a 2 m, y un rumbo de N20º-30ºO y buzamiento de 60º-65º al norte. En la unión con la veta Laboreo, se reconoce cuarzo y carbonatos bandeados de color negro y óxidos de manganeso.

La veta Laboreo se extiende en una corrida de 1.500 m, con potencia de 1 m a 3 m, y rumbo N35º-55ºO y buzamiento de vertical a 70ºN.

En superficie la veta consta de cuarzo y óxidos de manganeso principalmente, presentando generalmente una textura bandeada fina, que alternan con las de carbonatos negros de grano fino. La mineralización en la galería del nivel 0 m presenta un aspecto similar a una zona hipogénica, predominando el cuarzo y los carbonatos de color blanco a rosado con la concentración de óxidos de manganeso en lugares muy limitados. También se observan guías de yeso. La textura bandeada fina prevalece en la superficie, en el nivel 0 predominan la bandeada intercalada con la masiva y de brecha. Esta última está formada por los precipitados hidrotermales con abundantes brechas de caja. Se observan algunas guías de cuarzo y carbonatos con esfalerita y escasa galena. La veta en el nivel -33 m es semejante a la ubicada en el nivel 0 m, y contiene más carbonatos rosados y menos guías de yeso.

La veta Esperanza se extiende con una corrida de 1.100 m con un ancho promedio de unos 6 m, teniendo un rumbo de N50º-60ºO y buzamiento de 60º-70ºN. Su afloramiento presenta una textura bandeada similar a la de Laboreo, prevaleciendo cuarzo y óxidos de manganeso en su composición, con la diferencia de que aquí aumentan los carbonatos

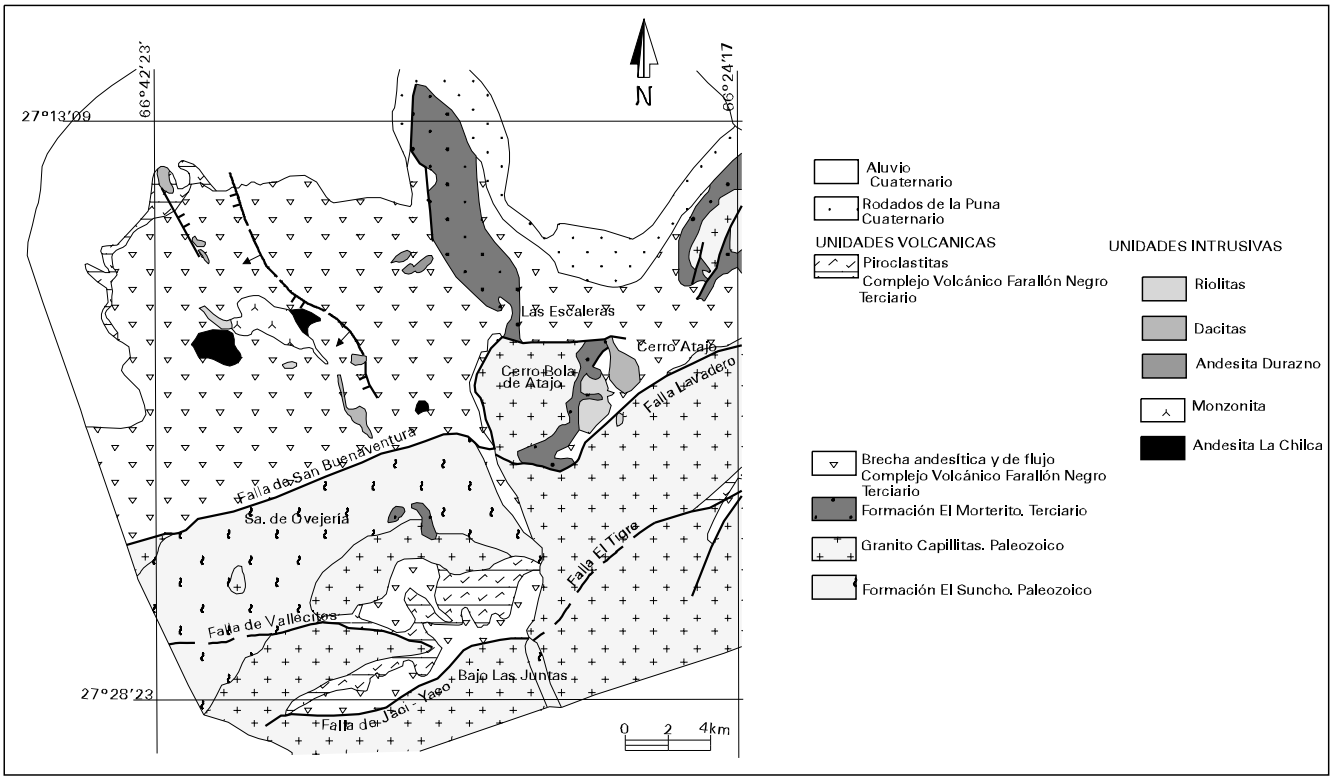


Figura 2. Geología del depósito Complejo Volcánico Farallón Negro.

que los acompañan. En algunas zonas se concentran los sulfuros compuestos de blendas y galenas de grano grueso. En el nivel +52 m, se observa que van disminuyendo óxidos de manganeso y se cambia a la mineralización primaria de cuarzo y carbonatos blancos y rosados. En la vecindad del límite entre El Nudo y La Esperanza se observa una parte de unos 100 m de corrida, principalmente compuesto de carbonatos.

La veta Chica se ubica en el lado sur de las zonas mineralizadas de Laboreo-Nudo-Esperanza, con un rumbo N25º-35ºO y casi vertical, tiene una corrida de 1.100 m con ancho promedio de 1 m aproximadamente, constituye una veta de cuarzo bandeada, con escasos óxidos de manganeso. En comparación con otras vetas de Alto de la Blenda, tiene poco carbonato.

Alteración hidrotermal

La roca donde se ubican los cuerpos mineralizados fue propilitizada con formación de sericita, clorita, carbonatos, cuarzo y pirita.

Se extiende entre el noroeste del yacimiento de Farallón Negro y la veta de Los Viscos una zona argilitizada con color blanco a verde mayormente en las rocas piroclásticas andesíticas.

Existe argilitización en la parte noroeste de la veta.

Según los resultados de la medición de temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas dentro de los especímenes de cuarzo de la veta Esperanza, las inclusiones fluidas primarias indican una temperatura de 203ºC a 239º C. De acuerdo con los resultados de las mediciones indicadas, la veta Esperanza reune las condiciones generales de temperatura para concentración del oro y plata.

Mineralización

La mineralización de esta zona tuvo su formación en el fondo volcánico del Volcán Farallón Negro que es de formación continental, presentando dos clases de mineralización, la filoniana y la diseminada.

La mineralización filoniana consiste en vetas de carbonato y cuarzo auroargentífero y manganesífero que se distribuyen dentro de los grupos de filones de Farallón Negro, los Viscos, Alto de La Blenda, Macho Muerto, Agua Tapada, etc.

Especialmente el área de la veta de Alto de la Blenda, ha sido considerada como la zona de potencial mineralizado más conspicua, dentro del cual se reconoce la mineralización auroargentífera de importancia en numerosas vetas y filones ramificados.

La mineralización se clasifica en cinco tipos (Jica, 1987).

i) Veta de carbonato manganesífero débilmente bandeada que se caracteriza por estar acompañada de sulfuros granulados gruesos (esfalerita-pirita-galena-calcopirita). Por las condiciones de su aparición, se estima que sea una sedimentación primitiva de actividades hidrotermales y aunque se reconocen a menudo concentraciones nodulares o bandeadas de sulfuros, la mineralización es en general escasa.

ii) Veta bandeada de cuarzo y carbonato manganesífero-calcita alternada que va acompañada por sulfuros de granulación fina de y de un tamaño estimado en menos de 500 micrones. Se estima que se formó intermitentemente en la época media de las actividades hidrotermales y constituyen los sectores más importantes de mineralización auroargentífera. Los minerales de oro están formados por electrum y oro nativo, mientras que los minerales de plata se componen principalmente de polibasita, plata nativa y tetraedrita argentífera. Estos minerales de oro y plata existen dentro del cuarzo juntamente con sulfuros microgranulares.

iii) Veta de carbonato bandeada: La composición de la veta se asemeja a la descripta anteriormente, pero está formada con carbonato manganesífero y calcita, sin incluir practicamente el cuarzo. Contiene a menudo las partículas finas de sulfuros (pirita), pero con débil mineralización auroargentífera. Las partes de la veta que tienen esta textura, se superponen y se alteran en parte con la anterior, pero cualitativamente predomina en la parte superior de la veta.

iv) Veta de carbonato rico en cuarzo brechado: Está formado por brecha de cuarzo y carbonato.Tiene la textura filoniana de la segunda veta descripta y el carbonato manganesífero masivo que lo rellena. La mineralización auroargentífera está asociada al cuarzo y contiene partículas de moderado tamaño de oro que pueden distinguirse a simple vista.

v) Veta de carbonato manganesífero y calcita que presenta aspecto masivo. Formada principalmente en la parte superior al nivel de la galería o el filón en torno a los afloramientos de la veta Esperanza y no presenta mineralización del oro y plata. La textura masiva de esta veta, muestra que se ha producido la sedimentación del carbonato en un corto tiempo y rápidamente.

La mineralización del oro y plata tiene estrecha relación con la formación del cuarzo bandeado, y se estima especialmente que las condiciones de desarrollo de la parte de textura filoniana que se indica en ii), está limitando directamente la condición de concentración y potencial de mineralización del oro y plata.

EDAD

La alteración fílica vinculada con la mineralización ha sido datada en 6,55±0,14 millones de años.

MODELO GENÉTICO

La mineralización en el sistema de vetas de Farallón Negro y Alto de la Blenda, consiste en oro plata y manganeso, sobre una base menor de sulfuros de metales básicos. En la veta Farallón Negro hay evidencias de un pulso cercano de galena y esfalerita seguido por carbonatos de manganeso, rodocrosita y manganoclacita. El oro libre se presenta recubriendo cavidades y esta también asociado con zonas de abundante pirita.

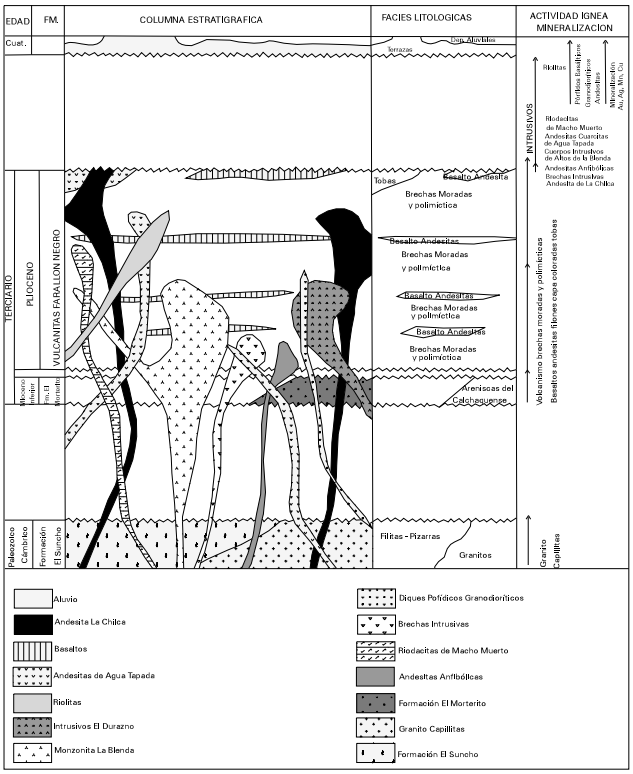


Figura 3. Relación litología-alteración mineralización de Alto de la Blenda.

Las relaciones geológicas del sistema Farallón Negro-La Blenda (actualmente el principal productor de oro vetiforme de Argentina) nos permitirían clasificarlo como un sistema epitermal adularia-sericita (Heald *et al.,* 1987) (figura 3).

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G., A. Toselli, F. R. Durand y Taddei, 1982. Geología y estructura de la región norte de Andalgala. *Acta Geológica Lilloana,* 61: 121-139.

Córdoba, R. R., M. Gianfrancisco y J. C. Avila, 1991. Reseña geológica del sector sur oriental de Farallón Negro. *2º Jornadas Regionales de Ciencia y Técnica.*

Durand, F. R., 1982. Caracteres geológicos del basamento de la sierra de la Ovejeria, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana,* 61: 93-109.

García, H. H., 1970. Control estructural de las vetas de Alto de La Blenda, Departamento Belén. *Opera Lilloana,* 19: 1-87. San Miguel de Tucumán.

Gianfrancisco, M. y J. A. Angera, 1987. Acerca de los afloramientos minerales de baja ley, Distrito Farallón Negro. R.A. *Y Congreso Geológico Argentino,* 2: 205-208. Tucumán.

Heald, P., N. K. Foley y D. O. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology,* 82: 1-26.

Japan International Cooperation Agency, 1987. Informe sobre exploración de minerales del área de Alto de La Blenda. República Argentina.

Japan International Cooperation Agency, 1992. Informe final sobre el estudio de factibilidad previa para el desarrollo minero en el area Farallón Negro.

Llambías, E. J., 1970. Geología de los Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio. *Asociación Min. Petrol. Sediment., Revista,* 1: 2-32.

Llambías, E. J., 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27: 161-169.

Malvicini, L. y E. Llambías, 1963. Mineralogía y origen de los minerales de manganeso y sus asociados en Farallón Negro, Alto de La Blenda y Los Viscos. Hualfin. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 18: 177-179.

Malvicini, L. y E. Llambías, 1992. El magmatismo mioceno y las manifestaciones metaliferas asociadas en Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 3: 547-566.

Quartino, B. J., 1960. Interpretación geológica del distrito volcánico de Farallón Negro. *1º Jornadas Geológicas Argentina, Anales,* 2: 267-278.

Sasso, A. M., A. H. Clark y E. Farrar, 1995. Tectonic controls onscale of upper miocene porphyry Cu-Au mineralization centres 250 km to the east of coeval mineralization in the Chilean Andes: Preliminay results fron the F. Negro Project. In: A.H. Clark, Ed., Giant Ore Deposits II, Queen's *University Kingston,* Ontario, 101-111.

Servicio Nacional Minero Geológico, 1972. Exploración geológico-Minera del Noroeste Argentino. *Ministerio de Industria y Minería, Plan N.O.A.*, 117 p.

Sillitoe, R. H., 1973. Geology of the Farallón Negro porphyry copper deposits, Northwest Argentina. *United Nations Development Project,* 25 p.

Sister, R. G., 1963. Informe geológico-económico de Farallón Negro y zona adyacente, Distrito Hualfín-Departamento Belén. *Opera Lilloana,* 8, 164 p.

Márquez-Zavalía, M. F., 1999. El yacimiento Capillitas, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1643-1652, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO CAPILLITAS, CATAMARCA

María F. Márquez-Zavalía[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Capillitas es un depósito epitermal de alta sulfuración ubicado en el extremo norte de la sierra de Capillitas, departamento de Andalgalá, (27°27'S, 66°30'O) (figura 1).

Leyes, reservas y producción

Las leyes de Au de la mena de la mina Capillitas varían dependiendo de la roca de caja, y esta diferencia se agudiza en profundidad, donde algunos sectores de las vetas hospedadas en riolitas pueden tener hasta 6 veces más oro que las que se encuentran encajadas en granito. Esta característica es especialmente notable en la veta Capillitas, donde algunos sectores de los niveles –30 a –105 de las vetas alojadas en riolitas tienen 30,0 g/t Au, mientras que las hospedadas en granito a esos mismos niveles sólo tienen 4,5 g/t Au (JICA, 1978-81).

Existen diferentes datos de reservas y leyes para este depósito, dependiendo de las fuentes de información.

1) Angelelli y Rayces (1946) reportaron reservas probadas 42.118 t, con 5,7 g/t Au (240 kg Au), 250 g/t Ag (10.530 kg Ag), 4,4 % Cu (1.853 t Cu); reservas probables 58.632 t, con 4,1 g/t Au (240 kg Au), 196 g/t Ag (11.992 kg Ag), 3,8 % Cu (2.228 t Cu); y 120.000 t de reservas posibles.

2) Varese y Navarro (1949) proveyeron únicamente valores de reservas probadas: 878,6 kg Au, 33.614 kg Ag, 6.991 t Cu, y reservas probables: 2.931 t Cu, 322,6 kg Au, 10.290,72 kg Ag.

3) JICA (1978-81) reportó 387.000 t para reservas tanto probadas como posibles, con 2,6 g/t Au (1.006 kg Au), 108 g/t Ag (41.800 kg Ag), y 2,31 % Cu (8.940 t Cu).

Sistema de explotación

Las labores mineras realizadas comenzaron con trabajos a cielo abierto que luego evolucionaron a labores subterráneas. El método de explotación utilizado es realce sobre saca combinado con circado de veta y posterior desquinchado (*resuing*).

El sector Capillitas-Carmelitas, sector principal de la mina, actualmete cuenta con dos galerías de extracción, varias chimeneas de ventilación y piques de exploración, tales como los pique Varese y 90 y aunque en un momento tuvo unos 20 km de galerías que fueron desarrolladas en 18 niveles distintos, en la actualidad sólo un pequeño porcentaje de ese recorrido se encuentra habilitado. Las restantes vetas del depósito cuentan con trabajos subterráneos de longitud diversa que, en su mayoría, se encuentran aterrados o inundados. Los trabajos de explotación últimamente han estado concentrados principalmente en las vetas Nueve y 25 de Mayo.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El depósito ha sido explotado por oro en forma discontinua desde épocas precolombinas, pero luego de los trabajos en la zona de oxidación llevados a cabo durante la centuria pasada, los diversos intentos de extracción de cobre llevados a cabo durante el presente siglo siempre en-

[1] *IANIGLA, CRICYT-CONICET.*

contraron problemas metalúrgicos debido al ineficiente tratamiento de la compleja paragénesis integrada por Cu-Au-S-As-Sb-Pb-Zn-Ag-Bi-Cd.

Durante los últimos 50 años, la explotación ha estado casi totalmente restringida a la extracción de rodocrosita, mineral por el cual este depósito es conocido a nivel internacional.

No existe un detallado registro de las tareas de exploración llevadas a cabo en el yacimiento, previas a 1946. Angelelli y Rayces (1946) dieron cuenta de las tareas de exploración llevadas a cabo por la Dirección General de Fabricaciones Militares, que estuvieron especialmente centradas en el muestreo de las principales vetas, incluyendo el de sus respectivos desmontes y posteriores análisis para determinar las leyes de cobre, oro y plata. Además se llevaron a cabo tareas de recuperación y limpieza de unos 11 km de labores mineras, incluyendo galerías, piques y chimeneas, la apertura de 1,5 km de nuevos frentes, la realización de cinco perforaciones de reconocimiento (221 m) con escasa recuperación de testigos y la cuantificación de reservas.

Varese y Navarro (1949) dieron cuenta de las labores de exploración llevadas a cabo en 1948–49 durante las cuales se efectuó la apertura de 1 km de galerías y de nuevos piques y chimeneas, y se realizaron dos nuevas perforaciones de reconocimiento (80 m); además se hicieron tareas de muestreo en labores nuevas y antiguas y cuantificación de las reservas.

En épocas más recientes, la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA, 1978-81) realizó intensivas tareas de exploración que incluyeron mapeo, estudio de socavones antiguos, estudios geofísicos (métodos de polarización inducida y electro-magnético), exploración geoquímica (Au, Ag, Cu, Pb, Zn) y 1.700 m de perforaciones exploratorias.

Propietarios

A lo largo de los años el depósito ha cambiado numerosas veces de dueños. El primer registro que se conoce es a partir de 1856, cuando la mina perteneció a S. Lafone, quien resolvió construir un establecimiento de fundición en Santa María para procesar, sin éxito, mineral de veta Restauradora. Unos 5 años después S. Lafone (h) suspendió las fundiciones de Santa María e hizo construir nueve hornos reverberos en Pilciao (50 km al sur de la mina). Por la misma época, en Pipanaco existía otra fundición con cuatro hornos reverberos de mayor tamaño que los de Pilciao, perteneciente a Carranza y Augier (Molina, según Rickard, 1869 y Stelzner, 1924), en los que se procesaba mineral de la veta La Rosario. El sistema de fundición que fue aplicado en ambos establecimientos dió muy buenos resultados y fue ideado por el químico y metalurgista alemán Schickendantz (Rickard, 1869).

En 1902, el establecimiento fue adquirido por la Capillitas Copper Company. En 1908, debido a su quiebra, la Capillitas Copper Company se transformó en la compañía Capillitas Consolidated Mines Ltda., que luego fue abandonada durante la Primera Guerra Mundial. En 1917 J. Jorba se apoderó de la mayor parte de las pertenencias de esta compañía. Entre los años 1928 y 1930, la mina fue arrendada a la casa M. Hochschild y Cía. Desde 1931 la firma pasó a ser S. Padroz y Cía. y únicamente siguió la explotación con trabajos de poca extensión e importancia. A fines de 1937 la Compañía Argentina Minera de la Cordillera (CAMICO) arrendó las minas, principalmente para extraer rodocrosita y en menor escala cobre cemento (Kittl, 1940). Finalmente desde el año 1947 hasta la actualidad, está a cargo de la Dirección General de Fabricaciones Militares (Angelelli, 1941 y Angelelli *et al.,* 1974), quien a partir de 1988 la arrendó a la empresa Minera Andina que extrae rodocrosita en pequeña escala.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de Capillitas, en cuya vertiente oriental se encuentra ubicado el depósito homónimo, consiste en un bloque de basamento de rumbo noreste-suroeste, de unos 15 km de largo por 5 km de ancho, perteneciente a las Sierras Pampeanas. Se encuentra limitada al noroeste por la falla Lavadero y al sureste por la falla El Tigre; la primera es un falla inversa de alto ángulo, posiblemente lístrica en profundidad, que basculó el bloque de basamento unos 30° al sureste, mientras que El Tigre es también una falla inversa (Aceñolaza *et al.*, 1982) que dejó un escalón deprimido al sureste de la falla Yacochuyo. Yacochuyo es la fractura morfogenética del pie occidental del Aconquija, en su continuación hacia el norte. La asimetría estructural de la sierra de Capillitas es también fisiográfica y está reflejada por una pronunciada escarpa hacia el oeste y una ladera oriental más tendida.

Estas fallas principales que limitan la sierra de Capillitas, forman parte de un conjunto de fracturas de dirección noreste, paralelas a las fracturas sintéticas desarrolladas entre los lineamientos Hualfín y Aconquija (Ramos, 1977) y están asociadas a fallas de rumbo noroeste, desarrolladas como fracturas tensionales y que controlaron el emplazamiento de las mineralizaciones de Agua Tapada y Bajo de La Alumbrera. Koukharsky y Mirré (1976) infirieron un control estructural de la mineralización en el área, según una dirección N80°O, que se cree está relacionada con una megafractura cortical que estuvo activa durante un largo período y que podría haber controlado el emplazamiento y desarrollo de la cadena volcánica transversal Carachipampa-Farallón Negro (Viramonte *et al.*, 1984).

La litología del área está representada por un basamento granítico paleozoico, el granito Capillitas, y tres unidades cenozoicas menores: la Formación El Morterito, el Complejo Volcánico y sedimentos cuaternarios del Araucanense.

Desde el punto de vista metalogénico, Capillitas pertenece a un importante grupo de depósitos de Cu-Au-Mo (Ag-Pb-Zn), relacionado con la evolución del intraarco magmático mioceno-reciente de los Andes Centrales. En

ese sector la mineralización se presenta como agrupaciones de diversos tipos de depósitos:

a) prospectos de mineralización o alteración hidrotermal, que incluyen Agua Tapada, El Durazno, Los Jejenes, El Espanto, San Lucas y Las Juntas,

b) depósitos epitermales vetiformes, tales como Farallón Negro, Capillitas y Cerro Atajo,

c) los pórfiros de Cu-Au-(Mo) del Bajo de La Alumbrera, que tiene reservas de ca. 750 millones de toneladas métricas, con 0,64 g/t Au y 0,51 % Cu, y Agua Rica, con reservas potenciales de ca. 1.000 millones de toneladas métricas con 0,30 g/t Au y 0,5 % Cu.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

Las unidades aflorantes en el área del depósito están representadas por el granito Capillitas, las rocas del Complejo Volcánico y sedimentos del Cuaternario.

GRANITO CAPILLITAS

El granito Capillitas forma un batolito que se extiende de fuera de la sierra de Capillitas, hacia el oeste. La mayor parte de la sierra de Capillitas está constituida por la facies porfirítica de este granito, que tiene una composición adamelítica preferencial.

En el área del depósito, los afloramientos de este granito están formados por una roca masiva, de color gris en las superficies frescas, y amarillento en las superficies expuestas. La granometría es de grano medio; presenta textura hipidiomórfica a granular y los minerales principales son: oligoclasa, cuarzo, y microclino pertítico, con biotita, sillimanita, moscovita, cordierita, circón, apatita y rutilo, y algunos minerales opacos como accesorios; clorita, moscovita y caolinita se presentan como minerales secundarios.

Con frecuencia aloja xenolitos de esquistos parcialmente digeridos (< 1 m) y diferenciados pegmatoideos irregulares de espesores decimétricos.

El sistema de fracturas que afecta al granito es subvertical con una dominante orientación nornoroeste y trenes noreste subordinados.

El paralelismo observado entre la foliación de los esquistos xenolíticos y de las rocas metamórficas de la región (Indri, 1986) sugieren que la superficie actual del granito se encuentra próxima al techo del intrusivo. La edad estimada del intrusivo, basada en edades radimétricas K/Ar compiladas por Aceñolaza *et al.* (1982), está comprendida entre 471 y 414 millones de años.

COMPLEJO VOLCÁNICO

Al oeste de la sierra del Aconquija y suprayaciendo a la Formación El Morterito, se encuentra un grupo de rocas volcánicas de edades comprendidas entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior, que fueron agrupadas por González Bonorino (1950) bajo el nombre de Complejo Volcánico.

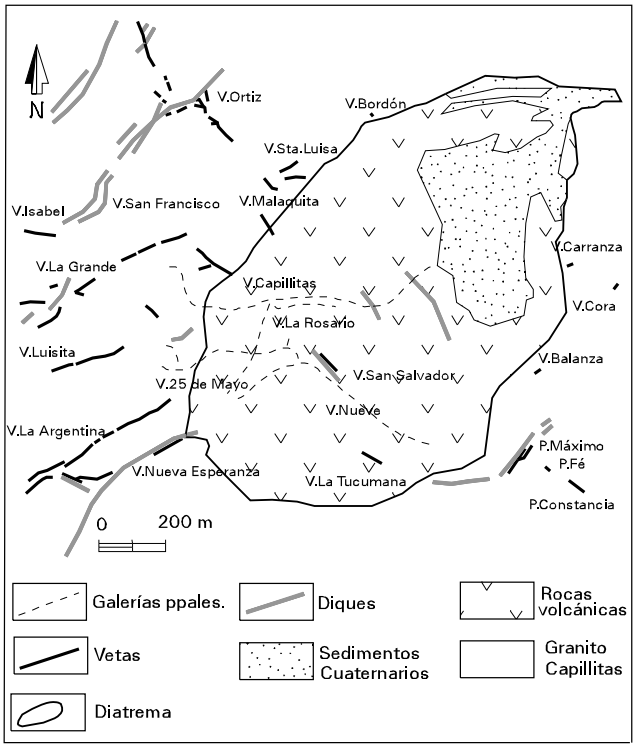


Figura 1. Unidades litológicas mayores y ubicación en superficie de las vetas del yacimiento Capillitas.

La Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA, 1978-81) consignó dos dataciones K/Ar realizadas sobre la dacita Pan de Azúcar y la riolita, que dieron 5±0,5 Ma, situando a esta rocas en el límite Mioceno-Plioceno.

En el área del depósito, estas rocas se encuentran emplazadas en rocas graníticas, formando una diatrema elipsoidal cuyo eje mayor, orientado noreste-suroeste, tiene unos 1.500 m de extensión y, a partir de datos de perforación, se infiere que este cuerpo tiene una forma de cono invertido.

Los tipos litológicos más frecuentes del Complejo Volcánico en el área de la mina Capillitas (figura 1) están representados por: riolita, riolita brechosa, brecha riolítica y granítica, dacita porfírica, diques ácidos de composiciones riolíticas y traquíticas y diques básicos de composición basáltica (Márquez Zavalía, 1988).

Riolita. Los afloramientos de esta litología cubren aproximadamente un tercio de la superficie de la diatrema.

En algunos sectores, esta roca grada a una facies brechosa con escasos clastos y mesostasis muy sericitizada .

Riolita brechosa. Esta litología ocupa el sector oriental de la diatrema; es una brecha con clastos de hasta 0,5 cm de diámetro, de color pardo amarillento y frecuentemente se la encuentra recubierta por pátinas de limonita.

Brechas. Las brechas se presentan en los bordes de la diatrema y tienen una granometría más gruesa que la de la

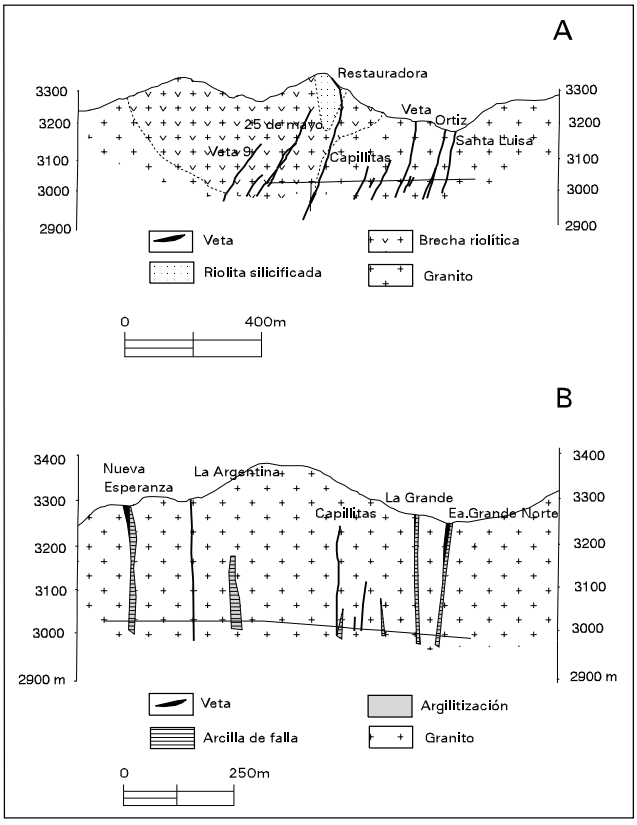


Figura 2. Perfiles esquemáticos (A) desde veta Nueva Esperanza a veta Isabel (B) desde veta Nueve a veta Santa Luisa (Tomado de Jica, 1978-81).

riolita brechosa. Se reconocen dos tipos diferentes de brechas: riolíticas y graníticas.

Dacita porfírica. De los cuatro afloramientos principales de esta roca en la mina Capillitas, el más importante es el que constituye el morro Pan de Azúcar; este cuerpo tiene forma redondeada, mientras que los restantes consisten en potentes diques con contornos irregulares. Esta roca es posterior a las de composición riolítica. La alteración está bien desarrollada y consiste principalmente en argilitización, calcitización y sericitización, con participación subordinada de cuarzo secundario, epidoto y jarosita.

Diques. Los diques, tanto ácidos como básicos, son comunes en el área del depósito, especialmente al occidente de la diatrema. Los diques ácidos tienen composiciones riolíticas y traquíticas; se presentan intruidos en granito con rumbo noroeste-sureste predominante y muestran corridas de unos 100 a 300 m y potencias de hasta 1 metro. Los diques riolíticos tienen fenocristales de cuarzo corroído y ortoclasa pertítica y láminas de biotita sericitizada, soportados por una mesostasis felsítica.

SEDIMENTOS CUATERNARIOS

Los sedimentos cuaternarios consisten en acumulaciones de pie de monte apoyadas discordantemente en las unidades descriptas previamente y están representados por conglomerados poco consolidados con matriz arenosa e intercalaciones de capas arenosas friables.

ESTRUCTURAS

La fábrica estructural en el área del depósito es paralela a los lineamientos estructurales regionales. Al sur del morro dacítico Pan de Azúcar, y a lo largo del contacto riolita-granito, pasa una importante falla con rumbo noreste-suroeste, que se encuentra bifurcada, siguiendo hasta las vetas Balanza y Carranza. Una fractura subsidiaria coincide con el trazado de la Quebrada Restauradora. Angelelli y Rayces (1946) sugirieron que las fracturas dentro del granito, que a su vez coinciden también con el patrón estructural regional noreste-suroeste y noroeste-sureste, controlaron el emplazamiento tanto de los diques como de las vetas mineralizadas.

MORFOLOGÍA

Mina Capillitas es un depósito polimetálico vetiforme, en el que se reconocieron diecinueve vetas y cuatro pertenencias menores. Las vetas se encuentran alojadas en rocas graníticas y volcánicas y presentan dos orientaciones principales: estenoreste-oestesuroeste y oestenoroeste-estesureste (figura 2).

Las vetas son lenticulares a tabulares; tienen potencias medias de 50 a 70 cm, diseños lineares a sinuosos y frecuentes anastomosamientos. Se describieron numerosas texturas métricas y decimétricas (Márquez-Zavalía, 1995). Una de las texturas más características es la de naturaleza bandeada, que consiste en la sucesión de capas de diferentes minerales, tales como pirita-calcopirita-rodocrosita (veta 25 de Mayo, nivel + 30 m), o esfalerita-galena-tennantita-enargita-cuarzo (veta Nueve, nivel +10) o en la alternancia de capas de igual composición, pero con variaciones cromáticas como ocurre por ejemplo con rodocrosita y capillitita en la veta Nueve. Las texturas de bandeado rítmico desarrolladas en espacios abiertos reflejan a menudo variaciones composicionales oscilatorias de los fluidos mineralizantes. Las bandas individuales tienen espesores comprendidos entre 1 y 40 mm y pueden desarrollar superficies planas o mamelares, con tendencia a ser más masivas en los sectores en donde abunda la pirita.

En otras vetas del depósito como por ejemplo Bordón y La Argentina, las texturas drúsicas son frecuentes; el desarrollo de cristales en cavidades tiene amplia distribución, las cavidades tienen tamaños variados que generalmente no superan los 2 cm y están frecuentemente recubiertas por cristales idiomórficos de galena, pirita, enargita, hübnerita, cuarzo y baritina.

Las estructuras brechadas son comunes en el depósito: fragmentos de pirita brechada cementados por diversos minerales, especialmente galena, esfalerita, calcopirita, tennantita, cuarzo, rodocrosita y capillitita; en otras áreas del depósito, como por ejemplo en la veta Malaquita, alunita

rellena los espacios abiertos y cementa la mena fracturada; en las vetas Nueve y Ortiz, los fragmentos de la mena brechada se encuentran cementados por cuarzo correspondiente al séptimo y último estadio de la mineralización.

La veta Capillitas fue una de las primeras explotadas en el depósito y, conjuntamente con las vetas 25 de Mayo y Nueve, se encuentra entre las vetas más importantes y más explotadas del yacimiento. Las vetas Capillitas y Nueve consisten, en algunos sectores, en un conjunto de vetillas menores que presentan un diseño en rosario y con frecuentes anastomosamientos, con los bolsones generalmente ubicados en las áreas fuertemente silicificadas y/o argilizadas.

Existe una relación general entre la mineralogía y la altitud; tetraedrita-tennantita y enargita generalmente se encuentran presentes en vetas ubicadas a altitudes menores de 3.270 m s.n.m., con la única excepción de las vetas La Argentina y Nueva Esperanza que se localizan a 3.300 y 3.290 m s.n.m. respectivamente e incluyen ambos minerales entre sus paragénesis. Sin embargo no se encontraron evidencias de la predominancia de una de estas fases sobre la otra, como fue reportado en otros depósitos (La Mejicana, Losada-Calderón y McPhail, 1996).

Perforaciones exploratorias revelaron la prolongación de las vetas La Grande y San Francisco a niveles más profundos (figura 3); se observó además que la veta Capillitas muestra una consistente mineralización con leyes de 0,69 g/t Au; 56,5 g/t Ag y 0,62 % Cu, mientras que La Argentina y Nueva Esperanza dieron leyes menores (La Argentina: 0,04 g/t Au; 2,9 g/t Ag; 0,4 % Cu y Nueva Esperanza: 0,77 g/t Au; 39,5 g/t Ag; 0,3 % Cu).

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal está ampliamente distribuida en Capillitas, pero el tipo y la intensidad de la alteración varían con la litología.

En algunas áreas del yacimiento la silicificación tiene buen desarrollo y la sílice cavernosa es bastante común (por ejemplo en el sector centro-occidental de la diatrema). La depositación de cuarzo secundario en espacios abiertos ha dado lugar a texturas silicificadas masivas, algunas de las cuales contienen sulfuros y sulfosales. En las rocas graníticas la silicificación se encuentra restringida a unos pocos metros del contacto con las vetas.

La alteración arcillosa avanzada tiene gran desarrollo y su dispersión es mayor en las rocas volcánicas que en las graníticas.

La alteración arcillosa intermedia se presenta como una alteración pervasiva a lo largo de los contactos veta-roca de caja.

La alteración sericítica no es intensa y afecta principalmente a las riolitas y diques basálticos.

La alteración propilítica es periférica y poco desarrollada.

En el informe de JICA (1978-81), ciertos datos de prospección geofísica ubicados a unos 400 m de la superficie y en las vecindades de la veta Luisita fueron interpretados como indicadores de una zona de alteración potásica.

Mineralogía

La mineralogía de Capillitas contiene más de 120 especies minerales. Se indican en la secuencia paragenética de la figura 3. Los minerales más abundantes o más distribuidos se circunscriben a pirita, esfalerita, galena, marcasita, pirrotina, calcopirita, tetrahedrita-tennantita, enargita, bornita, oro, calcosina, covelina, limonita y pirolusita, con cuarzo, rodocrosita y alunita como minerales de ganga.

Minerales primarios

Pirita. Pirita es el sulfuro más abundante de mina Capillitas; se presenta en venillas de diverso espesor, a menudo también diseminada en cuarzo y rodocrosita, como delgadas capas recubriendo rodocrosita o, con menor frecuencia, recubriendo cavidades y desarrollando cristales (menores o iguales a 1 cm), aislados o acompañados por cristales de otros minerales tales como cuarzo, tetraedrita-tennantita, enargita y hübnerita.

Esfalerita. La esfalerita se presenta en la mayoría de las vetas del depósito y exhibe una amplia variedad de texturas tales como brechada, crustificada, seudomorfosis wurtzita-esfalerita y textura de sandía.

Galena. Este mineral es casi omnipresente en el depósito y se encuentra en vetas de hasta 20 cm de espesor, generalmente intercrecido con otros minerales, especialmente pirita y esfalerita. La galena de Capillitas es generalmente masiva a granular y sólo en restringidos sectores del depósito (por ejemplo veta Bordón) desarrolla cristales perfectos de hasta 1 cm.

Marcasita. La marcasita se encuentra ampliamente distribuida en Capillitas; con frecuencia reemplaza masivamente a pirrotina desarrollando texturas en escamas y en ojos de pájaro.

Calcopirita. Éste es uno de los minerales más abundantes y distribuidos del depósito. Se presenta desarrollando una amplia variedad de texturas tales como intercrecimientos cristalográficos con galena, esfalerita y bornita; complejos intercrecimientos con patrones en enrejado con esfalerita, tetraedrita-tennantita y enargita, como los descriptos en Sumitville (Stoffregen, 1987) y en los Nevados del Famatina (Losada-Calderón y McPhail, 1996); bordes de reacción entre enargita y tetraedrita-tennantita y rellenando fracturas o reemplazando parcialmente a pirita craquelada. Digenita, calcosina, cuprita y covelina se presentan desarrollando texturas concéntricas o brechadas, reemplazando a calcopirita.

Tetraedrita-tennantita. Este grupo de minerales es muy abundante en el depósito y se formó durante el tercer y cuarto estadio de la mineralización (Márquez-Zavalía y Craig, 1996). Se presentan masivos o, con menor frecuencia, desarrollando cristales tetraédricos de hasta 0,5 cm, en espacios abiertos.

Minerales	Hipogénicos							Supergénicos
Estadios	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Mineralización		Pb-Zn	Pb-Zn-Cu	Cu-Pb-Zn-Au	Zn-Cu	Cu		
T°de los fluidos	≧ 275°	~270°	~260°	~245°	~230°	~150°	≦150°	
Cuarzo	--- -	-------- - -	-------- - - - - - -	---- - - - - - - - -	--- - --	- - -	- - -	
Pirrotina		---						
Arsenopirita		---						
Pirita	---	- - - --- -	- ---------- - - - - -	----- - - - - - - - -	--- - -			
Galena		---	- - --------- - - - -	- - - ---- - - - - - -				
Esfalerita		--	- - --------- - - -	- - - - - ---- - - - -	- --- -			
Marcasita		--	- - - - - - - - --	- - - - - - - - - --- --	- - ----			
Bournonita			-					
Boulangerita			-					
Freibergita			-					
Jamesonita			-					
Calcopirita			--- - - - - -	- - - --- - - - - - -	- - - -	--- -		
Enargita			--- - - - -	- - - --- - - - - -				
Tennantita			--- - - -	- - - - --- - - - -				
Tetraedrita			--- - - -	- - - - --- - - - -				
Bornita			--- - -	- - - - - - - --- -				--------
Wurtzita			--- -	- - - - - - - - --- -	- - ---			
Greigita			---	- - - - - - - - --- -				
Hübnerita				---				
Oro				---				
Electrum				-				
Allargentum				-				
Hematita				---				
Estannita								
Estannoidita				-				
Hexaestannita				-				
Mawsonita				-				
Famatinita				-				
Luzonita				-				
Renierita				-				
Germanita				-				
Teluro				-				
Estutzita				-				
Goldfieldita				- -				
Tetradymita				-				
Petzita				-				
Hessita				-				
Sylvanita				-				
Krennerita				-				
Melonita				-				
Volynskita				-				
Bismutinita				---				
Emplectita				---				
Wittichenita				---				
Baritina				---	- - - -	- ---		
Carbonatos				--	- - - -	- --- -		
Pirolusita								--- --- ---
Romanechita								---
Criptomelano								---
Ramsdellita								---
Manjiroita								---
Calcofanita								---
Litioforita								---
Wad								---
Plata				---				---
Cuprita								---
Cobre								---
Tenorita								-----
Goethita								--- --- --- --- --- --- --- ---
Covellina								--- --- ---
Calcosina								---
Digenita								---
Cerusita								--- --- -
Malaquita								--- --- --- --- --- ---
Linarita								--- --- --- --- --- ---

Figura 3. Secuencia paragenética de la mina Capillitas.

Enargita. La enargita se presenta masiva, o en cristales de hasta 1 cm de longitud tapizando cavidades y acompañada de cuarzo, galena, tennantita y hübnerita; también se la observó, en sectores localizados, desarrollando texturas en empalizada. Algunas veces aloja pequeñas inclusiones o delgadas venillas de luzonita y es reemplazada en diferentes grados de magnitud por tetraedrita-tennantita y, en menor grado, por digenita. La enargita de Capillitas presenta rangos composicionales comprendidos entre: Cu 37,48 y 51,07%; S 26,13 y 32,89%; As 15,40 y 21,25% y Sb 0,00 y 2,80%.

Bornita. En Capillitas se reconocieron bornitas hipogénicas y supergénicas.

Pirrotina. Sólo se encontraron relictos de este mineral, ya que fue reemplazado en su mayor parte por marcasita y pirita.

Oro. El oro está ampliamente distribuido en mina Capillitas, pero se presenta casi sin excepción como pequeños granos (menores o iguales a 25 :m) aislados. Recientemente se estudió una variada mineralogía de telururos (Márquez-Zavalía y Craig, 1996), que se encuentra integrada por: teluro nativo, krennerita, calaverita, sylvanita, petzita, hessita, stützita, goldfieldita, melonita, tetradymita y volynskita.

Minerales secundarios

Calcosina. La calcosina supergénica se presenta reemplazando parcial o totalmente a calcopirita y pirita y como venillas o islotes en limonita. Es frecuente encontrarla íntimamente relacionada con malaquita y linarita y con digenita y covelina.

Covelina. La covelina se presenta en pequeñas cantidades pero con amplia distribución, reemplazando a calcopirita, bornita y calcosina.

Limonitas. Los óxidos de hierro hidratados son comunes en la zona de oxidación de las diferentes vetas del yacimiento y se los encuentra exhibiendo diversas presentaciones, entre las cuales las más características son: masas compactas a pulverulentas, *boxworks* irregulares, estalactitas (0,1 a 0,5 cm de diámetro y hasta 10 cm de longitud) y pátinas irregulares. Reemplazan parcial a totalmente a los sulfuros preexistentes y en algunas vetas, tales como Isabel y Luisita, la mineralización está representada únicamente por limonitas que coexisten con óxidos de Mn y Cu.

Criptomelano y pirolusita. Criptomelano y pirolusita, conjuntamente con una variada selección de otros óxidos de Mn, son comunes en la zona de oxidación de las vetas en las que la rodocrosita es el mineral de ganga predominante.

Minerales de ganga

Cuarzo. El cuarzo está ampliamente distribuido en este depósito. En la veta Ortiz se observó una presentación poco común, pero particularmente atractiva, en donde pequeñas estalactitas (2 cm de largo por 0,5 cm de diámetro) de esfalerita color caramelo se encuentran recubiertas por cristales de cuarzo distribuidos en forma radial.

Rodocrosita. La rodocrosita es el principal mineral de ganga de Capillitas, y es el motivo por el cual este depósito es internacionalmente conocido. El color de la rodocrosita de Capillitas varía entre rojo frambuesa, que es la tonalidad más apreciada por coleccionistas y orfebres, y rosado blanquecino. El hábito característico de esta localidad es el bandeado, en donde alternan capas de diferentes tonalidades; también son frecuentes las presentaciones mamelares, brechadas, masivas y, con mucha menor frecuencia y en forma localizada, se encontraron cavidades en las que se desarrollaron estalactitas de diversas formas y tamaños. Los cristales de rodocrosita no son muy comunes en Capillitas, y por lo general son pequeños (menores o iguales a 5 mm) y las formas identificadas son romboedros y escalenoedros. La variedad de rodocrosita de color castaño, conocida localmente como capillitita, se presenta exhibiendo diferentes texturas, siendo las más frecuentes la bandeada y la brechada; se presenta en diversas proporciones, pero siempre es mucho menos abundante que rodocrosita.

Alunita. Este mineral es particularmentre abundante en algunos sectores del depósito, tales como la veta Malaquita y en ciertas áreas de las vetas Capillitas y Nueve.

Inclusiones fluidas

Petrografía. Las inclusiones fluidas fueron observadas principalmente en cuarzo y rodocrosita sin embargo, debido a la translucencia de este último mineral, las determinaciones de temperatura en la mayoría de los casos no brindaron datos confiables.

Se reconocieron cuatro tipos de inclusiones fluidas:

Tipo I (monofásicas; líquido). Este tipo de inclusiones es escaso y por lo general se trata de inclusiones de tamaños pequeños (< 6 :m), que se interpretaron como secundarias o seudosecundarias debido a que se encuentran dispuestas a lo largo de fracturas cicatrizadas en cuarzo.

Tipo II (bifásicas; líquido > vapor). Son las inclusiones fluidas más abundantes en este depósito. Sus tamaños varían entre < 4 hasta 70 :m, con tamaños promedios de 12 :m y las relaciones volumétricas (volumen gas/volumen total) medias son del 10 al 20 %; algunas inclusiones presentan evidencias de pérdida de fluidos y estrangulamiento y en unas pocas inclusiones se detectaron fenómenos de metaestabilidad. Las formas son variadas y se observaron desde cavidades irregulares y ameboidales hasta otras con contornos geométricos (cristales negativos). Algunas de las inclusiones se presentan aisladas o integrando pequeños agrupamientos (origen primario), mientras que otras se ubican a lo largo de fracturas cicatrizadas o líneas de crecimiento (origen secundario o seudosecundario).

Tipo IIa. Dentro del tipo II se distingue un subtipo caracterizado por una fase gaseosa algo más oscura y la diferencia del índice de refracción de la fase líquida con respecto al del cuarzo es más marcada. Si bien no fue posible confirmar su composición, se deduce de las observaciones ópticas realizadas durante los estudios termométricos

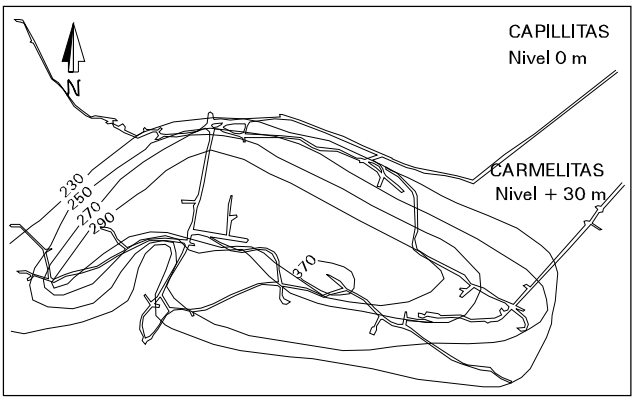


Figura 4. Isotermas en base a valores T_h en la mina Capillitas.

que no se trata de CO_2 puro. Las restantes características son similares en ambos tipos.

Tipo III (bifásicas; líquido menor o igual vapor). Estas inclusiones coexisten con las de tipo II, y si bien son similares en todas sus restantes características, la fase gaseosa ocupa entre un 50 y 80 % de la cavidad de la inclusión.

Tipo IV (trifásica; líquido + vapor + fase sólida). Se observó una única inclusión de este tipo; presenta forma irregular, mide 15 :m y la fase gaseosa ocupa un 60 % (en volúmen) de la cavidad. La fase sólida consiste en un pequeño (~ 1 :m) cristal subhedral, posiblemente prismático, que debido a su pequeño tamaño no pudo ser identificado.

Temperaturas de homogeneización (T_h). Se realizaron determinaciones de T_h en más de 200 inclusiones alojadas en cuarzo y en una en rodocrosita.

En las inclusiones de tipo II y III se distinguen dos poblaciones de datos, una poco representada e integrada por inclusiones secundarias o seudosecundarias con T_h comprendidas entre 160° y 210°C y una población dominante formada por inclusiones primarias con T_h entre 220° y 290°C (promedio 240°-260°C). Las diferentes relaciones volumétricas observadas sugieren la presencia de ebullición en el sistema durante el momento del entrampamiento de los fluidos.

En las inclusiones de tipo IIa se determinaron T_h de hasta 360°C y, en la mayoría de los casos decrepitaron antes de alcanzar una completa homogeneización. Estas temperaturas de homogeneización anómalamente altas podrían reflejar perdida de fluidos o estrangulamientos, pero también sería posible que el cuarzo que aloja a estas inclusiones sea de naturaleza xenoclástica y provenga de la roca de caja, ya que en todos los casos las muestras que contienen estas inclusiones fueron tomadas en las cercanías del contacto veta-roca de caja.

La inclusión fluida de tipo IV perdió la fase líquida durante el segundo calentamiento y el único valor de temperatura obtenido fue de 270 °C.

El único valor de T_h obtenido en una inclusión de tipo II alojada en rodocrosita fue de 140°C.

Temperaturas de fusión. El rango de temperaturas de fusión obtenido en las inclusiones fluidas de este depósito varía entre - 4,05° y – 0,65°C, con promedios comprendidos entre – 2,51° y - 0,79°C. Estas temperaturas corresponden a salinidades entre 6,5 y 1,1 % en peso de NaCl eq., con promedios de 4,2 a 1,3 % NaCl (calculados con la ecuación (4) de Potter *et al.*, 1978).

En la figura 4 se dibujaron algunas isotermas en base a los promedios de los valores de T_h obtenidos. El área de máxima temperatura es elongada según un eje este-oeste y coincide, en líneas generales, con el trazado de la zona central de la veta Nueve. La irregularidad en el diseño, especialmente en el sector suroeste donde se observa un engolfamiento, podría deberse tanto a diferencias en la permeabilidad de la roca de caja como a escasez de datos.

MODELO GENÉTICO

Capillitas es un depósito epitermal polimetálico de alta sulfuración (Márquez-Zavalía y Craig, 1996). Las relaciones que vinculan el Complejo Volcánico con la mineralización de metales preciosos y de base del grupo de depósitos del cual Capillitas forma parte fueron previamente establecidas por numerosos autores (Kittl, 1931 a y b, 1932, 1940; Angelelli, 1941; Angelelli y Rayces, 1946; Varese y Navarro, 1949). La evidencia primaria de esta estrecha relación espacial queda reflejada por la de las vetas y mena diseminada, generalmente alojadas en las volcanitas del Complejo Volcánico. Entre otras características que señalan esta vinculación, pueden mencionarse las estructuras y texturas de las vetas con fábricas bandeadas, la alteración de las rocas de caja, las paragénesis presentes, la fuerte variación vertical y horizontal tanto mineralógica como de leyes, y los rangos de temperaturas y salinidades de los fluidos.

Las vetas del depósito epitermal de la mina Capillitas parecen ajustarse mejor al tipo de alta sulfuración, tal como fue definido por Hedenquist (1987). Parecería que las características que definen estos tipos de depósitos son dominantes en Capillitas, tales como presencia de enargita asociada a pirita, tetraedrita-tennantita, covelina y sílice cavernosa; alunita como uno de los minerales de ganga representados en el depósito; texturas bandeadas; y la presencia de Cu como uno de los elementos dominantes, sumada a la de Te, W y Sn entre los elementos minoritarios. Existen sin embargo algunas características ambiguas, tales como mineralización en espacios abiertos y la presencia de rodocrosita como un importante mineral de ganga dutante algunos de los estadios de la mineralización, que son más factibles de encontrar en los depósitos de baja sulfuración.

Considerando las relaciones entre el volcanismo y la mineralización, se podrían diferenciar tres estadios mayores:

1) Pre-mineralización: caracterizado por una sucesión de eventos que comenzaron con la formación explosiva de la diatrema y su relleno con las brechas riolíticas. Este estadio fue desencadenado cuando la parte superior de una cámara magmática silicificada alcanzó niveles cercanos a la

superficie y la sobrepresión causada por la degasificación del magma excedió la presión litostática de la frágil cobertura granítica. La intrusión de diques basálticos, traquíticos y riolíticos sugieren la coexistencia, o al menos la cercana presencia temporal, de magma básico vinculado a procesos de subducción y magma silíceo derivado de la corteza o con marcada contaminación cortical; los diques siguen el patrón de las fracturas conjugadas (noreste-suroeste y noroeste-sureste). Esto fue seguido por la alteración de la roca de caja, afectada principalmente por silicificación y piritización, y la apertura de fracturas de diseño ligeramente radial, posiblemente debido a la presencia de un cuerpo subvolcánico que produjo un ligero domamiento de la frágil cubierta granítica y riolítica, con la subsecuente fracturación radial. Este cuerpo proveería el foco térmico que dió origen al sistema geotérmico que generó la alteración y asimismo explicaría la refracturación de las vetas durante los estadios de la mineralización. La composición de este hipotético cuerpo subvolcánico puede ser dacítica, y constituiría entonces la fuente de los cuatro afloramientos dacíticos que atraviesan las riolitas.

2) Mineralización: la mena mineralizada de Capillitas fue depositada por fluidos hidrotermales derivados de la cristalización magmática del posible cuerpo subvolcánico, con salinidades de 1,1 a 6,5 % eq. NaCl y temperaturas entre 220° y 290°C. La depositación de la mineralización ocurrió en siete estadios discernibles, separados por etapas de fracturación, y progresó desde cuarzo, alunita, pirita y otros sulfuros de hierro, a sulfuros y sulfosales de Cu, Pb y Zn en ganga de rodocrosita; el último estadio estuvo dominado por la depositación de sílice que cementó los fragmentos de la mena mineralizada. La mineralización de metales preciosos se desarrolló durante el cuarto estadio y estuvo representada principalmente por oro y telururos de metales preciosos y estuvo acompañada por pequeñas cantidades de minerales de W, Sn, Bi, Ge, Ni, In, y Cd. La rodocrosita bandeada fue la ganga dominante del cuarto, quinto y sexto estadio de la mineralización.

3) Post-mineralización: durante esta etapa la erosión removió la cubierta superficial del depósito. La zona de oxidación superficial tiene menos de 50 m de espesor y está evidenciada por el desarrollo de sulfatos y carbonatos de cobre, óxidos de Mn y limonitas, dependiendo si las vetas en esos sectores son ricas en sulfuros y sulfosales de Cu o rodocrosita y sulfuros de hierro respectivamente. La zona de enriquecimiento supergénico alcanza, en algunas áreas, hasta 150 m de potencia, pero como esta zona fue intensamente explotada, sólo se puede inferir que el principal mineral hipogénico de importancia económica fue calcosina.

AGRADECIMIENTOS

El CONICET otorgó las becas que hicieron posible este trabajo. La Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta (Argentina) y Virginia Polytechnic Institute and State University (USA) prestaron el marco académico y técnico necesario para la realización de este estudio. La Dirección General de Fabricaciones Militares, otorgó su autorización para realizar investigaciones en una de sus pertenencias.

R. J. Sureda y M. K. de Brodtkorb fueron el supervisor y co-supervisora respectivamente de la tesis doctoral que constituyó la primera etapa de este trabajo y M. A. Galliski prestó su constante apoyo.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G., A. J. Toselli, F. R. Durand y R. Díaz Tadei, 1982, Geología y estructura de la región norte de Andalgalá, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana,* 16 (1): 121-139.

Angelelli, V.,1941. Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. *Dirección de Minas y Geología de la Nación, Boletín,* 50: 133-137 y 254. Buenos Aires.

Angelelli, V. y E. C. Rayces, 1946. Estudio geológico-minero del distrito cuprífero Capillitas, departamento Andalgalá, provincia de Catamarca. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 5 (3): 81-110. Buenos Aires.

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin. In Horn, M. K., (Ed.), Transactions of the fourth Circum-Pacific energy and mineral resources conference, Singapore. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources:* 511-524.

Hedenquist, J. W., Y. Matsuhisa, E. Izawa, N. C. White, W. E. Giggenbach y M. Oaki, 1994. Geology, geochemistry and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. *Economic Geology,* 89: 1-30.

Indri, D., 1986. Rasgos geológicos de la cuesta de Mina Capillitas, provincia de Catamarca, Argentina. *Instituto de Geología y Minería, Revista,* 6: 191-209.

JICA (Japan International Cooperation Agency), 1978-81. Informe de estudios básicos sobre la explotación de recursos minerales en la zona norte de la República Argentina. Cuatro etapas. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

Kittl, E., 1931a. Los yacimientos auríferos de la República Argentina, su génesis y posición geológica. *Revista Minera,* 3 (5): 135-142. Buenos Aires.

Kittl, E., 1931b. Los yacimientos auríferos de la República Argentina, su génesis y posición geológica. *Revista Minera,* 3 (7): 205-214. Buenos Aires.

Kittl, E., 1932. Los yacimientos auríferos de la República Argentina, su génesis y posición geológica. *Revista Minera,* 4 (1): 3-4. Buenos Aires.

Kittl, E., 1940. Los yacimientos cupríferos de la República Argentina y sus explotabilidades. *Revista Minera,* 11 (1-4): 39-78. Buenos Aires.

Koukharsky, M. y J. C. Mirré, 1976. Mi Vida prospect: a porphyry copper-type deposit in Northwestern Argentina. *Economic Geology,* 71 (5): 849-863.

Losada-Calderón, A. J. y D. C. McPhail, 1996. Porphyry and High-sulfidation epithermal mineralization in the Nevados del Famatina mining district, Argentina. En Camus, F., Sillitoe, R. H. and Petersen, R. (Eds): Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny. *Soc. Econ. Geologists Special Publication,* 5: 91-118.

Márquez-Zavalía, M. F., 1988. Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas (Catamarca, República Argentina). *Universidad Nacional de Salta, tesis doctoral,* inédita. 258 p. Salta.

Márquez-Zavalía, M. F., 1995, Texturas y sucesión paragenética de las asociaciones minerales del yacimiento Capillitas, provincia de Catamarca. *5º Congreso Nacional de Geología Económica:* 36-373. San Juan.

Márquez-Zavalía, M. F. y J. R. Craig, 1996. Telluride mineralization at Mina Capillitas, a high-sulphidation epithermal type deposit in northestern Argentina. *Geol. Soc. Am. Meeting,* 27 (7).

Potter, R. W., M. A. Clynne y D. L. Brown, 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology,* 73: 284-285.

Ramos, V., 1977. Basement tectonics from LANDSAT imagery in mining exploration. *Geology in Mijnbow,* 56 (3): 243-252.

Rickard, F. I., 1869. Informe sobre los distritos minerales y establecimientos de la República Argentina en 1868-69. *Informe Ministerio del Interior,* 119-145. Buenos Aires.

Stelzner, A., 1924. Contribución a la geología de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias (Traducción del trabajo de 1885)*, 8 (1-2): 165-168. Córdoba.

Stoffregen, R., 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology,* 82: 1575-1591.

Varese, F. y H. B. Navarro, 1949. Distrito minero Capillitas. Informe geológico-minero. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, informe inédito. Buenos Aires.

Viramonte, J. G., M. A. Galliski, V. Araña Saavedra, A. Aparicio, L. García Cacho y C. Martín Escorza, 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 234-251. Buenos Aires.

Peralta, E., 1999. Distrito aurífero de Cerro Atajo, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1653-1657, Buenos Aires.



DISTRITO AURÍFERO DE CERRO ATAJO, CATAMARCA

Eduardo Peralta[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito minero de Cerro Atajo se encuentra aproximadamente en el centro de la provincia de Catamarca, unos 60 km en línea recta al nornoroeste de Andalgalá en la misma región donde están emplazados Farallón Negro, Bajo de la Alumbrera, Capillitas y Agua Rica (figura 1).

Abarca unos 8 km^2 en donde aparecen numerosas vetas de sulfuros polimetálicos, portadores de oro-plata-cobre. Existen algunos stockworks y brechas anómalas en oro.

Leyes, reservas y producción

Las tareas de exploración de la Secretaría de Minería de la Nación (1973-76), chequeadas en gran medida por Agencia de Cooperación Internacional del Japón (1981), permitieron inferir alrededor de 800.000 t, con ley media 1,6% Cu y 100.000 t del 4% Cu, acompañados por 1 g/t Au y 50 g/t Ag. La cantidad de afloramientos no explorados permite esperar al menos el triple en tonelaje.

Hay sectores auríferos pobres en cobre y su mejor exponente es la veta Carmen con 65.000 t de 25 g/t de Au.

En general, ambos estilos de mineralización están bien diferenciados en el terreno. Las más extensas son las áreas con potencial aurífero, mientras que las cupríferas se concentran en el Filo María Eugenia y Las Juntas.

En la tabla 1 se indican los valores % de Cu, Ag y Au y recursos de sectores del Distrito.

[1] *Geólogo consultor.*

HISTORIA DEL DISTRITO

Se ignoran autor y fecha de descubrimiento, pero aparentemente está muy ligada a la historia de Capillitas. Hay referencias históricas que lo sindican como un productor de cierto renombre, desde los tiempos coloniales, al menos desde fines del siglo XVII, terminado el dominio Calchaquí.

La minería fue siempre artesanal (´pirquineo¨) pero no existen cifras confiables de producción, ya que en general nunca fue oficial y sistemáticamente declarada.

A fines del siglo XIX, algunos empresarios argentinos, en especial don Luis de Lafonne y Quevedo, intentaron sistematizar los trabajos, sobre todo en el área cuprífera, pero sin detectar mineralización comparable a Capillitas. De esa época dataría el cortavetas ¨Carmen Sur¨ y el ¨María Eugenia¨.

Es posible que años después la Capillitas Copper Mining haya obtenido algunas partidas de mineral de cobre seleccionado, enviadas a la molienda de ¨El Ingenio del Arenal¨; aún hoy se conservan vestigios del antiguo ¨Carril¨ y cargas de mineral caídas durante su transporte por el campo.

En todos los casos las explotaciones mineras fueron subterráneas, del tipo ¨realce sobre saca¨ o ¨circado¨, según fuese el espesor de las vetas. Además existen numerosos destapes y chiflones con explotación irregular sobre clavos pequeños, que por referencias de viejos pobladores estuvieron activos por lo menos hasta 1936.

En 1945-46 la Dirección General de Fabricaciones Militares relevó parte del sector y excavó el cortavetas ¨Triunfo¨ de más de 200 m que cortó la veta homónima.

En 1978 la Dirección Nacional de Minería y Geología y la Dirección Provincial de Minas excavaron el cortavetas ¨Carmen Norte¨ (200 m) y además prolongaron el

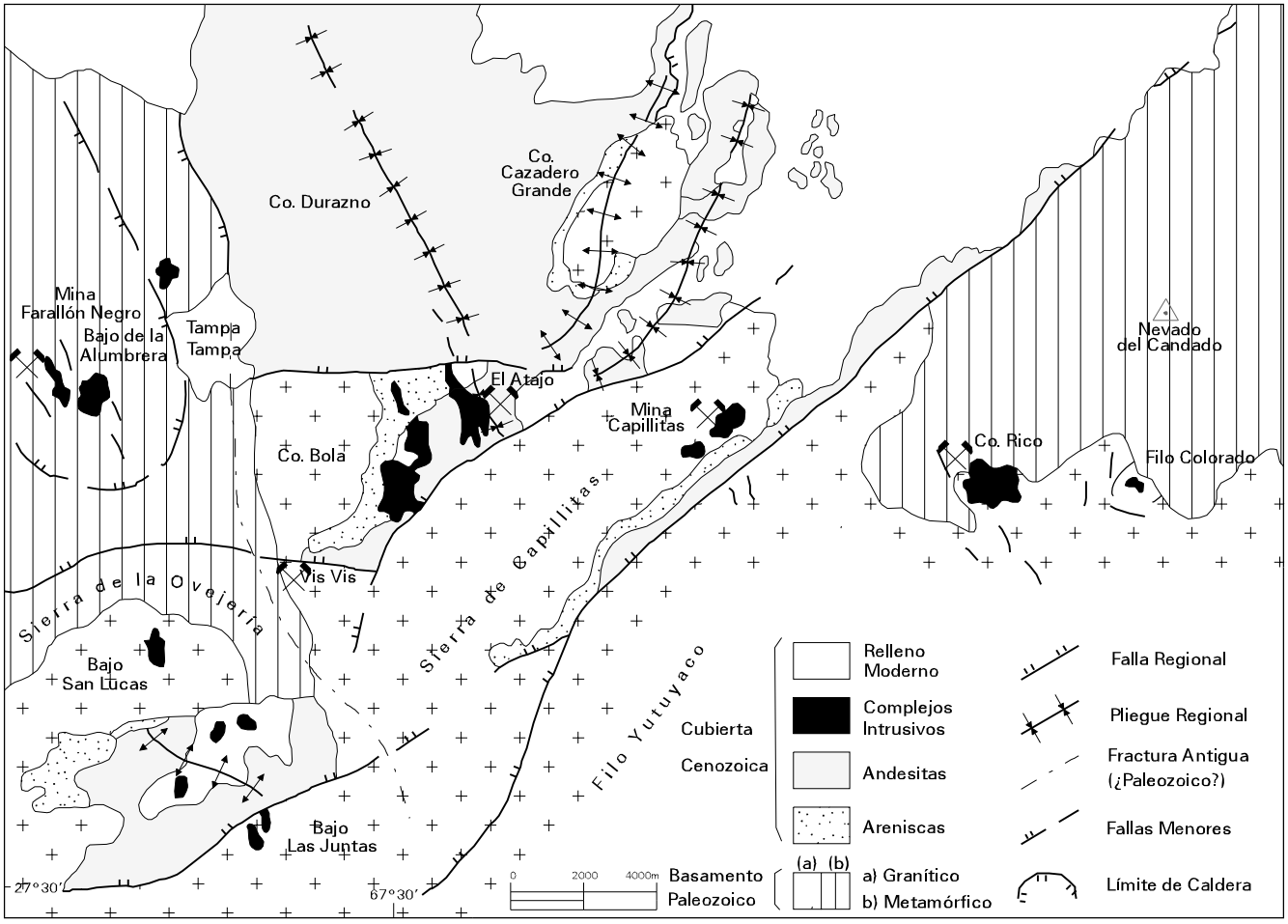


Figura 1. Geología Regional.

¨Carmen Sur¨ (que era demasiado corto) hasta atrevesar la veta aurífera de ese nombre y varias guías menores. En ninguno de estos casos se intentó explorar las vetas con galerías en dirección.

La Secretaría de Minería de la Nación comenzó tareas de mapeo y muestreo geoquímico del distrito en 1969; éstas se interrumpieron pero fueron reiniciadas en 1973 con un mapeo a escala 1: 10.000 y muestreo geoquímico de rocas seguido de perfilaje geofísico (IP) y localmente E.M. (Turam).

Por último, se perforaron 2.300 m de diamantinas en 18 sondeos desde 30 a 302 m de profundidad (casos extremos). En general el objetivo fue ubicar ¨mineralización cuprífera diseminada¨, pero en el sector María Eugenia se hicieron 4 diamantinas con objetivos cupríferos vetiformes.

Se detectaron sectores con mineralización diseminada, todos ellos ¨piritosos¨ de baja ley en Cu (no menos de ochenta millones de toneladas) con ley aproximada de 0,2% Cu y escaso enriquecimiento supergénico. También se ubicó un *stockwork* anómalo en Au al noreste del Cerro Atajo entre el sector María Eugenia y la veta Carmen: unas 4 ha con tenor promedio de 0,4 g/t Au en muestreo de superficie.

En 1990 el Gobierno de Catamarca, previa licitación, adjudicó el área a una empresa privada (Minera Andina) de capitales argentinos, para su exploración y eventual explotación. Esta a su vez, en ¨Joint Venture¨ con la empresa Placer Dome M.C., perforó no menos de 20 sondeos de aire reversa (1995), cinco de ellos dentro del mencionado stockwork aurífero. Se ignoran los resultados obtenidos.

En la actualidad y en contraste con la época en que fue licitado, la situación legal del distrito se ha vuelto algo compleja, con varios dueños en disputa, dificultando la definición de algún proyecto: parte del mismo estaría en manos de Minera Rodohausi S.A. y el resto revertiría a la provincia. El resultado es incierto.

GEOLOGÍA REGIONAL

González Bonorino (1946, en Peralta, 1981) reconoció dos grandes unidades en la región: basamento paleozoico y cubierta cenozoica. El primero consta de metamorfitas y granitos.Las metamorfitas derivan de pelitas y areniscas, muy raramente conglomerados (ej: en sierra del Cajón) y ocasionales calizas (ej: Azampay, sierra del Cajón, Cerrillos) de edad precámbrica superior a cámbrica inferior (?).

NOMBRE	Recurso (t)	Cu%	Ag (g/t)	Au (g/t)	
Grande	>750.000	1,6	40	0,8	Brecha/Network
María Eugenia	150.000	9.0	90	1,8	Veta/brecha
Carmen	67.000		<10	25	Veta
Triunfo	20.000	5	75	2,7	Veta
Las Juntas	~14 Mt	0,2	Vest	-	Diseminado
Cerro Atajo	~70 Mt	0,15	-	-	Diseminado
La Nueva	~1 Mt	0,5	0,6	-	Veta
Española	Incierto	<0,5	<25	<1	Veta
Salto Morado	<20.000	0,4	<25	2	Veta
San Antonio	Incierto	0,5	<25	<1	Veta
Miguelito	<20.000	0,3	<25	<1	Veta

Tabla 1. Valores de recursos y leyes de Cerro Atajo.

Estos sufrieron metamorfismo regional de bajo grado y localmente térmico algo más intenso. El granito es porfírico de composición adamellítica, forma parte del batolito de Aconquija y está datado como silúrico.

Coronando al basamento se reconoce la clásica superficie de peneplanización típica de Sierras Pampeanas cubierta por rocas sedimentarias mio-pliocenas. Estas constan esencialmente de dos grandes y extensas unidades sedimentarias continentales, constituidas en especial por areniscas y en menor grado conglomerados, tobas y limolitas (los clásicos ¨Araucanense¨y ¨Calchaquense¨), que en este sector muestran una muy importante intercalación volcánica: el Complejo Volcánico Farallón Negro.

Esta unidad volcánica, de predominio andesítico, atravesada por pórfiros ácidos, se asocia con diversos focos de acción hidrotermal y mineralización cupro-auro-argentífera.

En el esquema geotectónico de Ramos (1998) este complejo se encuentra dentro del ¨corredor¨ de migración del volcanismo andino hacia el este, que llama ¨Vicuñapampa-Farallón Negro¨, correspondiente al segundo Neógeno de Transición (26º a 30ºS), dentro del ciclo Ándico.

El esquema estructural de la región es similar al común en Sierras Pampeanas, con bloques inclinados según fracturas regionales inversas, que aquí se desvían de la clásica tendencia norte-sur y tienden a tomar rumbo noreste-suroeste.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

El área del cerro Atajo responde a la perfección al esquema regional antes indicado. Como diferencias locales tenemos:

Las rocas sedimentarias equivalentes al Araucano han sido ya totalmente erosionadas.

Además de las volcanitas, abundan diques de pórfiros dacíticos, que en dos casos desarrollan ¨sombreros dómicos¨ (a modo de lacolitos): corresponden a los cerros Atajo y Blanco.

Las volcanitas locales representan un remanente de las áreas distales del centro efusivo de Farallón Negro, con predominio de tobas andesíticas. Se han podido reconocer seis niveles diferentes, cada uno con respuestas selectivas y propias al proceso de alteración hidrotermal y a la mineralización.

Su espesor conjunto máximo (sólo en el sector Atajo), está en el orden de 1.000 m; están preservadas de la erosión en el núcleo de un sinclinal con eje noroeste-sureste y éste a su vez en el labio bajo de una falla regional.

Hay una llamativa fracturación premineral, por donde se canalizaron las soluciones hidrotermales, de rumbo medio noroeste-sureste, perpendiculares a la falla regional ¨Lavadero¨ (noreste-suroeste). Esta es la que eleva el bloque de la sierra de Santa Bárbara (o de Capillitas) y González Bonorino (1946, en Peralta, 1981) le adjudicó un rechazo cercano a 4.000 metros.

Litología

Basamento. No existen metamorfitas en las inmediaciones del distrito con Atajo, pero ellas aparecen no lejos hacia el sur, en donde se encuentran las viejas explotaciones de hierro de Visvil. El contacto allí es por falla.

El basamento local es exclusivamente granítico (adamellítico) porfírico y muy biotítico, de color gris-rosado. Suele mostrar gran profusión de xenolitos gnéisicos (ej: 200 m aguas abajo de Puesto Atajo).

Calchaquense. Areniscas rojas y moradas, localmente tobas, limolitas y un delgado conglomerado basal rellenando paleorrelieves en el basamento.

Volcanitas. Equivalentes al Complejo Volcánico en la versión local. Están cubriendo a la unidad anterior en pseu-

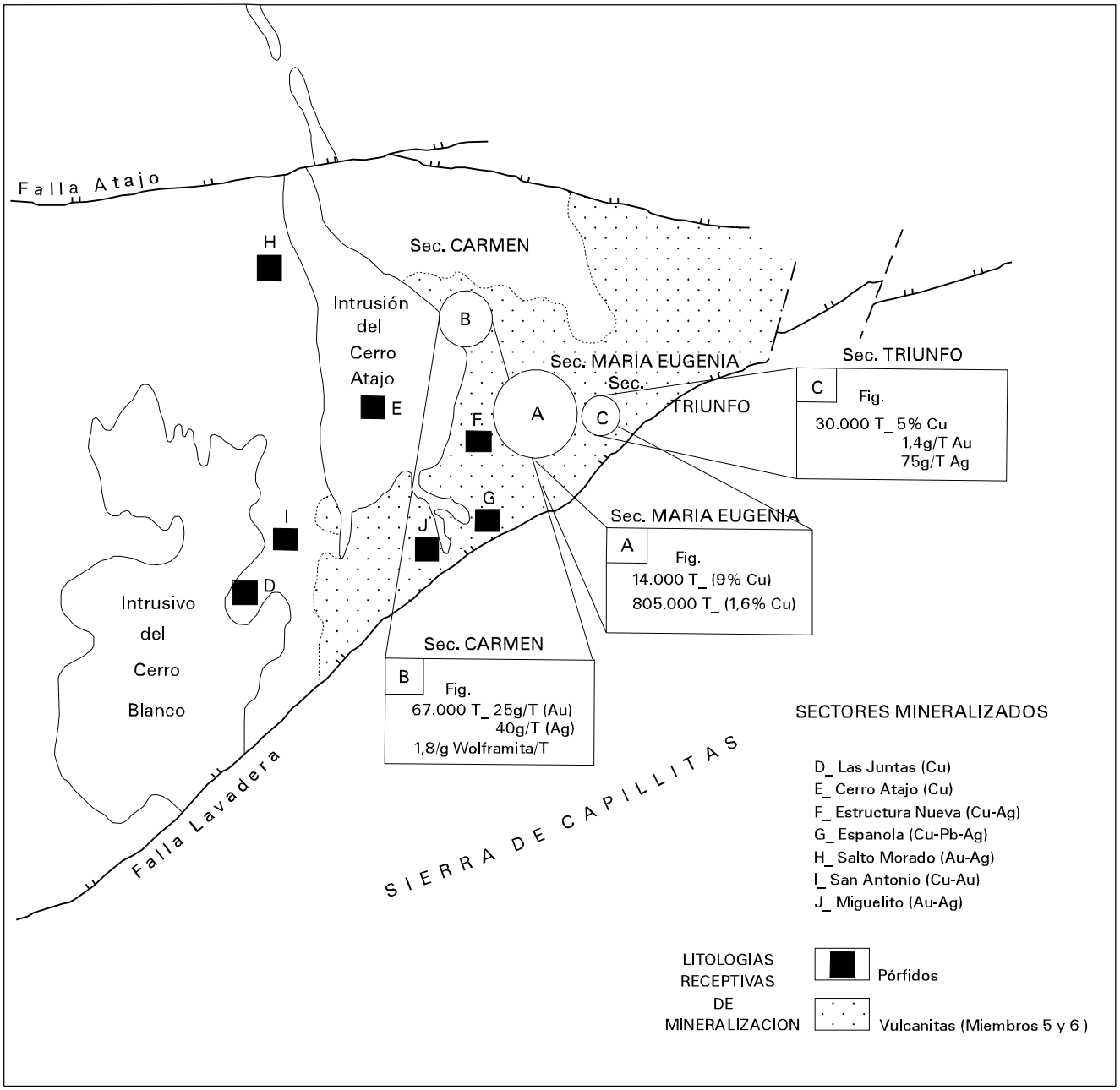


Figura 2. Geología del distrito.

doconcordancia, aunque en el sector ¨San Antonio¨ hay evidencias de discordancia angular.

Está compuesta por seis miembros o niveles mapeables que en sentido ascendente son: Brecha Andesítica-Basalto-Brecha Andesítica-Toba fina Andesítica (de color violeta)-Toba Dacítica con lentes andesíticos-Brecha o aglomerado andesítico.

Intrusivos. diques de pórfiros dacíticos (algunos son descriptos petrográficamente como cuarzo-monzonitas) de rumbo noroeste-sureste.Dos de ellos se ¨expanden¨ en sentido ascendente formando ¨sombreros¨ lacolíticos (domos póstumos del período volcánico?). Corresponden a los cerros Atajo y Blanco.

Estructura

La más obvia, aunque sin mineralización, es la falla Lavadero que, como se mencionó, eleva el bloque de la sierra de Capillitas. Es de tipo compresional, de rumbo noreste-suroeste, con inclinación 50º al sureste. Aquí el granito monta claramente a las volcanitas.

Hay muchas fracturas menores (de alivio?), perpendiculares a la anterior (o sea de rumbo noroeste-sureste), que actuaron como ¨canales¨ para las soluciones hidrotermales, alojándose allí la mineralización. El aspecto externo es de numerosas fajas ¨blanqueadas¨ subparalelas a modo de ¨vetas de alteración¨.

Hacia el norte el sector está limitado por otra falla (¨Atajo¨) de rumbo este-oeste.

Mineralogía

Minerales primarios. Hay dos asociaciones paragenéticas hipogénicas típicas:

a) Pirita aurífera en ganga de cuarzo sacaroide, a veces también con algo de oro libre visible y por sectores especialmente en las vetas ¨Carmen¨ y ¨Negra¨, abundante wolframita en cristales de 1 a 2 mm de largo (excepcionalmente hasta 5 mm). Esta asociación es pobre en plata (en general no más de 50 g/t Ag), pero tiene altos tenores de Au, generalmente 20 g/t Au, con valores excepcionales de hasta 250 g por tonelada. Estos clavos pueden tener además 2 a 3% WO_3 y parece haber cierta correlación positiva entre Au y W.

b) Polimetálica simple con calcopirita,bornita (raramente estannita y otros complejos), esfalerita, galena y pirita en ganga de cuarzo. Hacia los extremos distales de las vetas aumentan los carbonatos. Estos sulfuros son además auroangentíferos.

Por la disposición topográfica de ambas asociaciones, parece haber una zonación de tipo : ¨a¨———>¨b¨ en sentido de profundidad creciente.

Minerales secundarios. Hay una intensa lixiviación y enriquecimiento supergénico (calcosina), pero por el avance de la erosión, uno de estos niveles ha quedado expuesto en Filo María Eugenia, observándose allí calcosina aflorante.

Hacia el sureste, sin embargo, las zonas de lixiviación están intactas y todavía conservarían sus niveles enriquecidos en profundidad, al abrigo de la erosión, pero ese sector no ha sido aún explorado.

Minerales de ganga. En las estructuras vetiformes tiende a existir una zonación horizontal notoria: las zonas (¨clavos¨) más ricas tienen ganga silícea y aparecen en o cerca del sector central de las corridas, pero hacia los extremos en el sentido del rumbo se hace más carbonática (calcita, manganocalcita y rodocrosita pálida), disminuyendo los sulfuros. En esta ganga cuarzosa, aparecen sectores manganesíferos con abundante baritina, en pequeños cristales ¨color polilla¨.

Las zonaciones verticales no son tan claras, pero al parecer se va incrementando la porción de sílice y pirita en profundidad.

Alteración hidrotemal

Las áreas de alteración corresponden siempre al sistema de fajas con control estructural, sobre todo cuando son afectadas las rocas andesíticas.

González Bonorino (1946, en Peralta, 1981), estudió esta faja (que por entonces eran consideradas diques de ¨liparita¨), demostrando que eran ¨andesitas con alteración hidrotermal¨.

En las intrusiones de pórfiro el esquema es similar, aunque al haber mayor profusión de fajas casi todo el pórfiro parece alterado. Es más notable en el cerro Atajo que en el cerro Blanco.

Las fajas/vetas mueren hacia el sureste contra la falla ¨Lavadero¨ y hacia el noroeste contra la falla ¨Atajo¨ (rumbo este-oeste). La acción hidrotermal se manifiesta en el espacio comprendido entre ambas fracturas: al sureste de la primera o al norte de la segunda, desaparece por completo.

El área con efectos hidrotermales abarca por lo menos 5 km^2 , especialmente entre las intrusiones de los cerros Blanco y Atajo y en particular alrededor de este último.

El esquema general de cada área de alteración, sea grande o pequeña, es un ¨núcleo¨ silicificado, en general con mucha alunita y a veces baritina, rodeado por alteración argílica (también a veces con alunita). La transición entre ambos tipos de alteración suele aparecer atravesado por enjambre de vetillas tipo ¨Stockwork¨ portadoras de sulfuros auroargentíferos. Algunos de éstos, como el que se encuentra en la zona intermedia entre los sectores ¨Carmen¨ y ¨María Eugenia¨, que abarca varias hectáreas anómalas en Au (casi medio gramo por tonelada en promedio), fue objeto de varios sondeos por parte de una empresa, pero se ignoran sus resultados.

Otros estudios

No se conoce la existencia de estudios de inclusiones fluídas. La intrusión del cerro Atajo fue datada en Japón en 1978, en 5,4 Ma (± 100.000 a), sobre biotita magmática tomada en un sector de pórfiro, libre de alteraciones hidrotermales.

MODELO GENÉTICO

Es un ejemplo de depósito epitermal polimetálico.

BIBLIOGRAFÍA

Agencia de Cooperación Internacional del Japón, 1981. Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales en la zona norte de la República Argentina (cuarta etapa). *Dirección General de F. M. MPN,* 13.

Peralta, E. H., 1981. Area de reserva Nº 25. Distrito Atajo. *Plan NOA Geológico Minero, informe final,* inédito. Tucumán.

Ramos, V. A., 1998. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En Recursos minerales de la República Argentina. Este libro.

Brodtkorb, M. K. de y B. I. Schalamuk, 1999. Yacimientos de cobre y oro de la Sierra de Famatina, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1659-1663, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE COBRE Y ORO DE LA SIERRA DE FAMATINA, LA RIOJA

Milka K. de Brodtkorb[1] y Isidoro B. Schalamuk[2]

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen los distritos La Mejicana, El Oro, Los Bayos, y otros pequeños depósitos y manifestaciones que se localizan en ámbito del sistema de Famatina (figura 1). La región marcó el inicio del desarrollo de la minería del cobre y del oro en la provincia de La Rioja, con fuerte impulso a mediados y a fines del siglo pasado y en las dos primeras décadas del presente siglo. Posteriormente se realizaron explotaciones esporádicas y trabajos de exploración que permitieron obtener un mayor conocimiento acerca de las características geológicas y metalogénicas de la región. A pesar de los trabajos realizados aún no se cuenta con una información acabada acerca de su real potencialidad minera.

DISTRITO LA MEJICANA

Ubicación

El distrito La Mejicana se ubica en el faldeo oriental del Nevado de Famatina, a una altura comprendida entre los 4.200 y 4.500 m sobre el nivel del mar. Dista aproximadamente 35 km al noroeste de la ciudad de Chilecito, al oeste de la localidad de Famatina.

Sus coordenadas son aproximadamente 67º40' longitud oeste y 29º00' latitud sur.

Leyes, reservas y producción

Las estructuras conocidas son las vetas Upulungos, San Pedro, Verdiona, Placilla, Esperanza, y Andueza, localizadas en la margen izquierda de la quebrada La Mejicana.

Los análisis químicos de los muestreos realizados a principios de siglo para las vetas Upulungos y San Pedro, las más importantes, registran una ley de 3,75 % y 11,85 % de Cu, 20 g/t y 10 g/t de oro, y 150 g/t y 100 g/t de Ag respectivamente. Tabacchi (1953) determina reservas para las vetas Upulungos y San Pedro señalando 134.400 t con una ley de 0,88 % de Cu, 4,8 g/t de Au y 58,9 g/t de Ag, para una potencia media muestreada de 1,30 metros.

Viteau (1910) consignaba para San Pedro de los Bayos una ley de 2,75 % Cu y 300 g/t de Ag, y para Ofir una ley de 8 % de Cu y tenores de oro que algunas veces superaba los 300 gramos por tonelada.

Devito (1949) indica para las vetas de La Encrucijada un valor de entre 0,6 a 7 % de Cu y para el distrito Santa Rosa una ley de 4,77 % de Cu en un desmonte de 80 toneladas.

Sistema de explotación

Las estructuras vetiformes fueron trabajadas por el método de corte y realce. Las labores de reconocimiento y explotación se practicaron en cinco y seis niveles, en San Pedro y Upulungos, respectivamente, unidas por piques y chimeneas, con una longitud explotada del orden de los trescientos metros en la veta Upulungos y algo menor en San Pedro. Las dos vetas más importantes han sido reconocidas hasta una profundidad aproximada de 200 metros.

[1] *CONICET. Universidad de Buenos Aires.*

[2] *CONICET. Universidad Nacional de La Plata.*

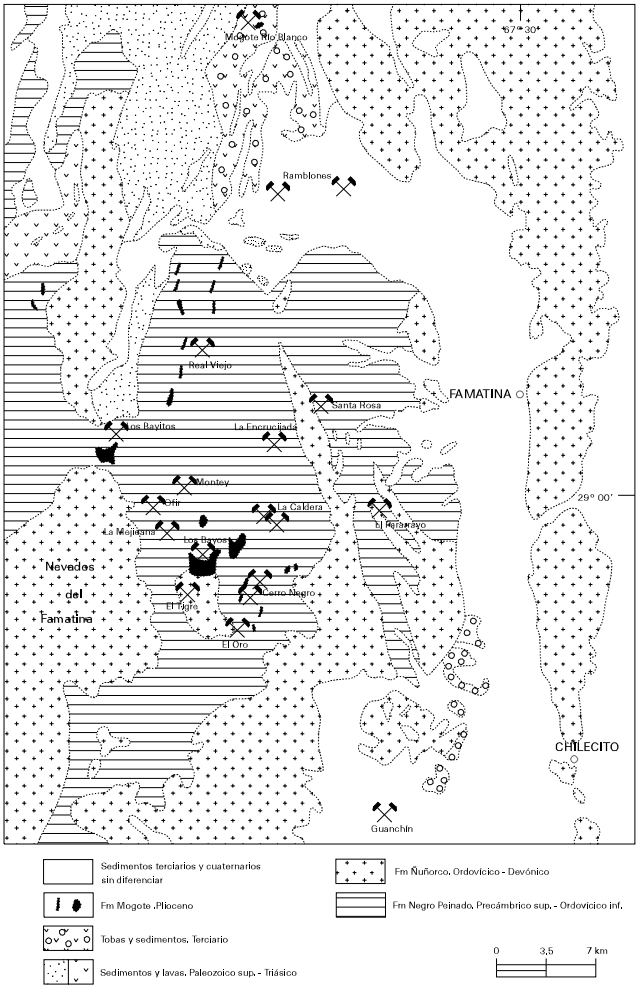


Figura 1. Bosquejo geológico del sector Nevados de Famatina-Mogote Río Blanco.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Las vetas más importantes del distrito son Upulungos y San Pedro, que se encuentran unidas por socavones y chiflones (figura 2).

El distrito es conocido desde mediados del siglo pasado. Vitteau (1910) menciona que la mena de Upulungos fue procesada en la fundición de Guandacol de Famatina desde 1860 a 1867 y más tarde la de Upulungos y San Pedro en la fundición de Tilmuque. La minería de Famatina fue rudimentaria hasta 1902. En el año 1903 se construyó el cable-carril que une Upulungos con la ciudad de Chilecito en un recorrido de 34 km, en seis secciones. Al mismo tiempo, según Angelelli (1984) se prolongó un ramal del ferrocarril hasta Chilecito y la empresa que operaba instaló la planta de fundición en Santa Florentina, unida a la estación II del cable carril. En estos años el cable carril permitió el transporte y tratamiento de unas 20.000 t de mineral de cobre rico en oro. A partir de 1908 operó la firma The Famatine Mining Corporation, y más tarde, entre los años 1918 y 1923 la Corporación Minera del Famatina. En total se estima una producción del orden de los cinco mil toneladas de cobre fino, con contenidos en oro. Luego de un largo receso, la entonces Dirección General de Fabricaciones Militares, realizó nuevas exploraciones con escaso éxito. Recientemente (1994-96) las empresas CRA y Río Tinto Mining llevaron a cabo proyectos de exploración en el área mediante laboreos subterráneos, sondeos y estudios geofísicos de detalle. No se cuenta con información acerca de los resultados logrados.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de Famatina está constituida por la Formación Negro Peinado, una importante depositación turbidítica formada por grauvacas, cuarcitas y pelitas metamorfizada a grado esquistos verdes, de edad proterozoica superior?-ordovícica. En el Ordovícico superior y hasta el Silúrico se emplazan voluminosos complejos granitoides en el Sistema de Famatina que caracterizan el ciclo Famatiniano, entre ellos el de Ñuñorco. Este granito se extiende a lo largo de 180 km en dirección norte-sur, presenta caracteres epizonales y filiación calcoalcalina. Las facies dominante es un monzogranito biotítico con transición a granodioritas, sienogranitos y tonalitas (Toselli, 1992; Toselli *et al.*, 1996). Le siguen diferentes formaciones sedimentarias del Paleozoico superior y Mesozoico.

Alrededor de los 6,8 Ma comienza el levantamiento de la Sierra de Famatina y se deposita en forma concordante la Formación El Durazno de 5,9 Ma (Tabbutt, 1990). También son intruídas dacitas de la Formación Mogotes a lo largo de fallas inversas. Losada Calderón *et al.*, (1994) realizaron dataciones radimétricas de Ar/Ar de dacitas ubicadas en los Nevados de Famatina cuyos resultados indican una edad de 5,0 ± 0,3 Ma. Siguen sedimentos del Terciario superior y finalmente el Cuaternario está representado por detritos de falda y sedimentos fluviales en los que suelen localizarse aluviones auríferos.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

En el área del distrito La Mejicana, participan las metamorfitas de bajo grado de la Formación Negro Peinado intruidas por el granito de la Formación Ñuñorco. Durante el Plioceno se intruyeron diferentes cuerpos de dacitas y riodacitas de la Formación Mogote. Las vetas de este distrito se ubican dentro de las lutitas de la Formación Negro Peinado

ESTRUCTURA

La conformación estructural de la sierra deriva de la acción de diversos diastrofismos de los cuales los corres-

pondientes al ciclo Ándico determinaron la fisonomía actual de bloques de alineación meridiana, limitados por fallas de alto ángulo. En dirección noreste-suroeste se registran dos lineamientos que marcan una anomalía estructural importante; se observa un cambio del definido rumbo norte-sur de la estructura regional (Méndez, 1981). Localmente se localizan otras fallas ocupadas por las vetas del distrito, que tienen rumbos noreste-suroeste y este-oeste e inclinaciones variables de 60° a 70°.

Morfología

La veta Upulungos y San Pedro, que tuvieron mayor significación, son subparalelas con rumbos oestesuroeste-estenoreste, pero de posiciones encontradas. La primera tiene un recorrido de 350 m y una potencia que oscila entre 0,6 a 2 m, con un promedio próximo a los 0,90 metros. En la veta San Pedro se reconoció una longitud del orden de los 270 m y, un espesor menor que varía entre los 0,50 y 0,35 m, notándose una marcada disminución en profundidad. Las vetas Andueza y Esperanza, registran longitudes de algunas decenas de metros, con rumbos oestesureste-estenoreste y espesores de algunos centímetros hasta más de un metro. Las estructuras conocidas como Placilla y White registran direcciones noresste-suroeste, mientras que Atacama y La Verdiona muestran un rumbo norte-sur y características similares a las anteriores en longitud y potencia.

Alteración hidrotermal

Marcos (1975) menciona sericita, kaolinita, montmorillonita, alunita, a los que Losada Calderón y Bloom (1990) agregan pirofilita y minerales del grupo woodhousita y svanbergita.

Mineralogía

En 1874, Stelzner estudia a la enargita de este yacimiento y a un mineral nuevo que denomina famatinita. Son numerosos los estudios que se realizaron desde entonces sobre este mineral, habiéndose determinado dos series isomorfas de Cu_3 (Sb, As)$_3$ S, una rómbica (enargita-stibioenargita) y otra tetragonal (luzonita-stibioluzonita) de las cuales la famatinita pertenece a esta última (Ramdohr, 1965).

Los minerales más conspicuos localizados en este distrito son enargita, famatinita, tetraedrita-tennantita, calcopirita, pirita, y escasa esfalerita y galena. La lista de minerales accesorios se completa con bornita, oro nativo, goldfieldita, mawsonita, colusita, bournonita, estannita, minerales de bismuto, marcasita, y teluros de oro y plata como ser sylvanita, terennerrita, petzita, stützita y hessita (Brodtkorb y Klemm, 1980; Losada Calderón y Bloom, 1990; Brodtkorb y Paar, 1993; Losada Calderón y Mc Phail, 1996; Paar *et al.*, 1998). Las texturas de la mena son bandeadas, en cocarda y drusiformes.

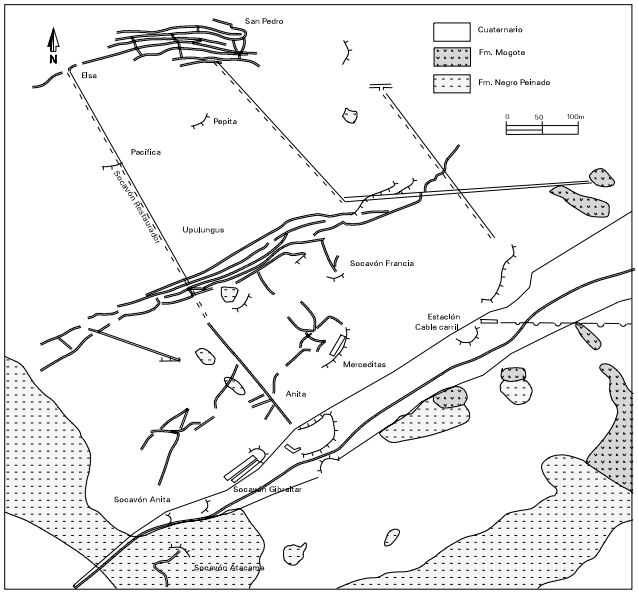


Figura 2. Bosquejo geológico del distrito La Mejicana.

Losada Calderón y Bloom (1990) señalan que los estadios de mineralización del distrito La Mejicana son equivalentes a los estadios Va, Vb y Vc del pórfiro mineralizado de los Nevados de Famatina.

Los minerales secundarios metalíferos identificados, son idaíta, calcosina, covelita. Además se registran malaquita, azurita , crisocola, goslarita, yeso y calcantita.

Los minerales de ganga reconocidos son calcita, cuarzo, baritina y alunita. Angelelli *et al.* (1971) estudian a la alunita de la veta de San Pedro. Aquí se presenta en bandas de 4 a 15 mm de espesor formadas por fibras paralelas o radiales, de color blanco amarillento a grisáceo, en partes cementando a sulfuros brechados.

Inclusiones fluidas

Losada Calderón y Bloom (1990) han determinado dos tipos de inclusiones fluidas: a) entre 200° y 375°C (temperatura de homogeneización) y 2-8 % de salinidad eq. En peso de NaCl; b) entre 240° y 390°C y 21,7 a 34,5 % de salinidad (en inclusiones ricas en líquidos) y entre 250° y 420°C y 4 a 5 % de salinidad (en inclusiones ricas en vapor).

Estudios isotópicos, geoquímica, geocronología

En diferentes minerales se han realizado estudios con microsonda determinando su composición química (Brodtkorb y Paar, 1993; Losada Calderón y Mac Phail, 1996; Paar *et al.*, 1998).

Por otra parte, Losada Calderón *et al.*, (1994) han datado la intrusión de las dacitas de la Formación Mogote por método Ar/Ar en 5,0±0,3 Ma mientras que la alteración cuarzo-sericítica sería de 3,8±0,2 millones de años.

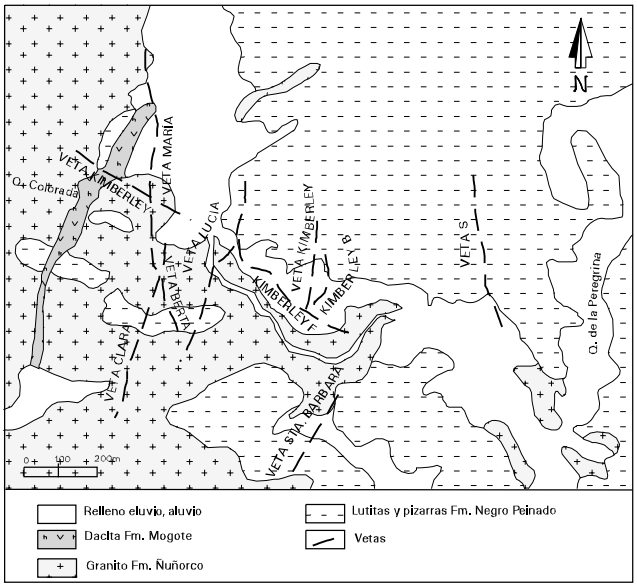


Figura 3. Bosquejo geológico del distrito El Oro.

MODELO GENÉTICO

Las características mineralógicas, texturales, temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas, salinidades, tipo de alteración hidrotermal, emplazamiento de las mineralizaciones y rocas encajantes, permiten establecer que el distrito se corresponde con el modelo de yacimiento epitermal de alta sulfuración.

DISTRITO EL ORO

Ubicación

El distrito El Oro se ubica unos 30 km al oeste-noroeste de la ciudad de Chilecito, al suroeste del Cerro Negro, en la confluencia de la quebrada de La Peregrina con el río Oro. Tiene una extensión norte-sur de 3,7 km y 2,5 km en sentido este-oeste.

Leyes, reservas y producción

El depósito fue trabajado intermitentemente hasta fines del siglo pasado (Bassi, 1953). Entre 1932 y 1939 se explotaron unas 500 t de mineral con leyes de 300 a 900 gramos de oro.

La ley de la mena explotada oscilaba entre 10 y 15 g/t de oro y menos de 1 % de cobre. En este distrito se han realizado numerosos trabajos de preparación y explotación a partir de 1939 por la Compañía Arminas S.A., quien instaló también una planta de amalgamación y flotación de una capacidad de 100 t por día. Entre 1941 y 43 trató 67.000 t de mineral. Luego el distrito fue operado entre 1959 a 1964 produciendo 200 kg de oro fino y 2.500 t de cobre aurífero.

El total de labores alcanza a más de 4 km y se habrían extraído aproximadamente 170.000 t de mineral.

Las reservas estimadas (Passarello *et al.*, 1992) son de más de 200.000 t, que con un ancho mínimo de explotación de 1 m, determinan un recurso con 5,8 g/t de oro y 0,37 % de cobre.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

El ambiente geológico es el característico de esta zona, eso es, metamorfitas de bajo grado pertenecientes a la Formación Negro Peinado intruidas por cuerpos graníticos, diques riodacíticos y lamprofíricos de la Formación Ñuñorco y la presencia de cuerpos dacíticos y andesíticos correspondientes a la Formación Mogotes del Terciario.

Estructura

Consta de 21 vetas agrupadas en dos sistemas de rumbos norte-sur-noroeste-sureste con inclinaciones subverticales, emplazadas preferentemente en el granito, aunque también se alojan en lampróﬁro, andesita y hornfels (Bassi, 1953). En el granito, las fracturas son bien definidas y a menudo mostrando zonas de *shear.*

Al primer sistema corresponde la veta María de 1 km de corrida, y otras menores tales como Berta y Clara, de 200-300 m aflorantes. Al segundo sistema corresponde la veta Kimberley de más de 1 km de extensión. Las potencias medias de las vetas oscilan entre los 0,50 y 0,80 m (figura 3).

Alteración hidrotermal

Las rocas de caja estan afectadas por una mediana a intensa alteración hidrotermal, observandose preferentemente en el contacto con las vetas sericitización y silicificación, y en menor proporción cloritización y piritización.

Mineralogía

La mineralización es sencilla y consiste en pirita, calcopirita, hematita especular, oro, en ganga de cuarzo y siderita, siendo esta última normalmente abundante, al igual que la especularita. La depositación se efectuó en diferentes fases debido a sucesivos fracturamientos dando lugar a texturas bandeadas, en peine y brechas y la presencia de siderita compacta y concrecional como fase póstuma.

MODELO GENÉTICO

La mineralización se corresponde a un modelo hidrotermal, presuntamente vinculado al magmatismo plioceno de la Formación Mogotes.

DISTRITO LOS BAYOS

El distrito Los Bayos está ubicado 2 km al sudeste de La Mejicana y emplazado en un pórfiro dacítico (Marcos, 1975b).

Está constituido por varias vetas, siendo la San Pedro la más importante que fue explotada en 5 niveles. Presenta espesores muy variables entre 1 y 6 m en un largo de 60-80 metros. Las leyes de cobre oscilan entre 1 y 3 % con un contenido de plata de 100 g/t (Angelelli, 1984). La mineralización consta de enargita, famatinita, calcopirita, tetraedrita y pirita en ganga de cuarzo y alunita. La textura de la mena es bandeada, en cocarda y drusiforme. El modelo genético corresponde al de yacimientos epitermales de alta sulfuración.

OTROS PEQUEÑOS DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES

El distrito Ofir u Offir se encuentra a 2 km al norte de La Mejicana en las lutitas de la Formación Negro Peinado próximo al contacto con el granito de la Formación Ñuñorco. Se trata de vetas irregulares de poco espesor, con una mineralización de pirita, calcopirita, oro y minerales de plata.

El distrito Real Viejo se localiza aproximadamente 10 km al nornoreste del distrito La Mejicana. Se trata de una faja mineralizada de unos 400 m en sentido norte-sur por 80 m de ancho en rocas de la Formación Negro Peinado (Zappettini, 1980) con vetas de poco espesor reconocidas en labores superficiales y subterráneas. La mineralización consta de calcopirita, esfalerita y galena.

El distrito Santa Rosa (Marcos, 1974) se halla a 14 km al oeste-suroeste de Famatina. Está conformado por tres vetas que siguen fracturas estesureste a oestenoroeste y fueron reconocidas por laboreo de exploración. La mineralización consiste en pirita, calcopirita, esfalerita en ganga de cuarzo y calcita.

Otras manifestaciones menores son La Encrucijada y El Pararrayo.

En las cercanías del distrito El Oro, al sur de Casa Colorada y al sur del río Cobre se localizan pequeñas vetas cuyos contenidos oscilan entre 2 y 4 g/t de oro y hasta 3 % de cobre.

Para mayores detalles se puede consultar el trabajo de Brodtkorb *et al.*, (1996).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Figgini, 1971. Las alunitas de los yacimientos cupríferos de los distritos La Mejicana y Los Bayos, provincia de La Rioja, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 26 (1): 91-100.

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la república Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires,* (1): 1-391.

Bassi, H., 1953. Estudio geológico-económico de la mina El Oro, departamento Chilecito, provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales,* 4.

Brodtkorb, M. K. de y D. Klemm, 1980. Estudio mineralógico de enargitas y luzonitas de la Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, y la supresión del término famatinita. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (3): 348-354.

Brodtkorb, M. K. de y W. Paar, 1993. Presencia de colusita y consideraciones mineralógicas en el distrito La Mejicana, provincia de La Rioja. *12° Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 87-90.

Brodtkorb, M. K. de, I. B. Schalamuk, O. Marcos y F. Sardi, 1996. Mineralizaciones en el Sistema de Famatina. En: Geología del Sistema de Famatina (Eds. F. G. Aceñolaza, H. Miller y A. Toselli). *Munchner Geologische Hefte, Reihe* A 19: 359-388.

Devito, H. H., 1949. *Informe de la comisión de estudios de los yacimientos de cobre y otros de la provincia de La Rioja.* Dirección General de Fabricaciones Militares, informe inédito.

Losada Calderón, A. y M. S. Bloom, 1990. Geology, paragenesis and fluid inclusion studies of a high sulphidation epitermal/ porphyry system, Nevados de Famatina district, La Rioja province, Argentina. *Pacific Rim Congress:* 457-464.

Losada Calderón, A., S. L. Mc. Bride y M. S. Bloom, 1994. The geology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina Mining district, La Rioja province, Argentina. *Journal of South América Earth Sciences,* 7: 924.

Losada Calderón, A., y D. C. McPhail, 1996. Porphyry and high-sulphidation epithermal mineralization in the Nevados de Famatina Mining District, Argentina. En: Andean Copper Deposits: new discoveries, Mineralization, styles and metallogeny. (Eds. F. Camus, R. Sillitoe y R. Petersen). *Society of Economic Geologists, Special Publication,* 5: 91-117.

Marcos,O. y M. Nieto, 1968. Informe La Mejicana.Plan Cordillera Norte. *Instituto Nacional de Geología y Minería, inédito*. Buenos Aires.

Marcos, O., 1974. Geología y perspectivas económicas del distrito Santa Rosa. *Dirección Nacional de Minería, Plan La Rioja,* informe inédito.

Méndez, V., 1981. Exploración geológica del nevado de Famatina. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales,* 33: 151-165. Buenos Aires.

Pasarello, J., H. Romero y J. Navarro, 1992. Grupo minero El Oro, La Rioja. *Dirección Provincial de Minería,* informe inédito. La Rioja.

Tabacchi, M. H., 1953. Informe geológico-minero de las vetas Upulungos y San Pedro y consideraciones generales sobre el distrito minero La Mejicana. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

Toselli, A. J., 1992. El magmatismo del Noroeste Argentino. Reseña sistemática e interpretación. *Serie Correlación Geológica,* 8: 1-243. San Miguel de Tucumán.

Toselli, A. J., F. G. Aceñolaza, F. R. Durand, J. N. Rossi de Toselli, D. Indri, C. Cisterna, J. Lisiak, J. P. Lopez, A. Saal y S. Esteban, 1991. El Paleozoico inferior del Sistema del Famatina, noroeste de Argentina. *6° Congreso Geológico Chileno,* 1: 867-871. Viña del Mar.

Vitteau, P., 1910. Informe sobre el estado de la minería en los distritos mineros de Famatina y Guandacol de la provincia de La Rioja. *Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería,* 5: 1. Buenos Aires.

Schalamuk, I. B. y A. M. V. Logan, 1999. Distrito argentífero Cerro Negro, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1665-1671, Buenos Aires.



DISTRITO ARGENTÍFERO CERRO NEGRO, LA RIOJA

Isidoro B. Schalamuk[1] y Amelia M. V. Logan[2]

INTRODUCCIÓN

Los depósitos argentíferos del Sistema de Famatina se localizan en la porción oriental de la citada región morfoestructural, siendo importantes los pertenecientes a los distritos Cerro Negro, La Caldera y Tigre. El primero fue el más explotado con las minas La Viuda y La Peregrina. La mina La Peregrina es la portadora de la mineralización argentífera más interesante y compleja y está localizada en el sector oeste del Cerro Negro.

Se trata de cuerpos vetiformes ricos en plata, cinc y plomo con contenidos en níquel, teluro, cobalto y oro, alojados en sedimentitas de la Formación Negro Peinado y se los vinculan genéticamente a las intrusiones dacíticas pliocenas que afloran en la región. Los depósitos presentan características geológicas y mineralógicas similares en los tres sectores o distritos.

UBICACIÓN

El distrito Cerro Negro se encuentra a unos 30 km, en línea recta, al oeste de la ciudad de Chilecito, departamento homónimo, al sur de las vetas cupríferas del distrito La Mejicana y al norte del distrito El Oro, a una altura que oscila entre 3.800 y 4.000 m sobre el nivel del mar.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Se trata de un conjunto de estructuras explotadas en forma esporádica en los dos últimos siglos, en razón de la demanda oscilante de metales preciosos y al aprovechamiento de algunos clavos muy ricos. Se registra producción discontinua hasta el año 1910, preferentemente en la mina La Peregrina, que explotaba menas con tenores en plata de 10-12 kg por tonelada (Allchurch, 1895). A pesar de que la explotación fue esporádica y no todas las minas del distrito registraban actividad a lo largo de algunas décadas, estas áreas poseen en la actualidad signos de potencialidad económica.

Su máxima producción fue de 6-8 t mensuales, cuando operaba la compañia francesa de Nonogasta a fines del siglo pasado. En La Peregrina se señala la existencia de 16 galerías o niveles de hasta 100 m de largo y profundidades de hasta 120 m en las labores más inferiores.

HISTORIA DEL DISTRITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Los primeros trabajos mineros fueron realizados por mineros aragoneses (Jesuitas laicos) en el año 1767, los que habrían continuado trabajando hasta 1810. Desde esa época en adelante se registraron intentos esporádicos de explotación hasta 1910, siendo la compañía francesa de Nonogasta la de mayor envergadura. Los minerales se beneficiaron en pequeñas plantas por el método de amalgamación instaladas al pie del Famatina.

[1] *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Departamento Científico Geología Aplicada.*

[2] *Smithsonian Museum.*

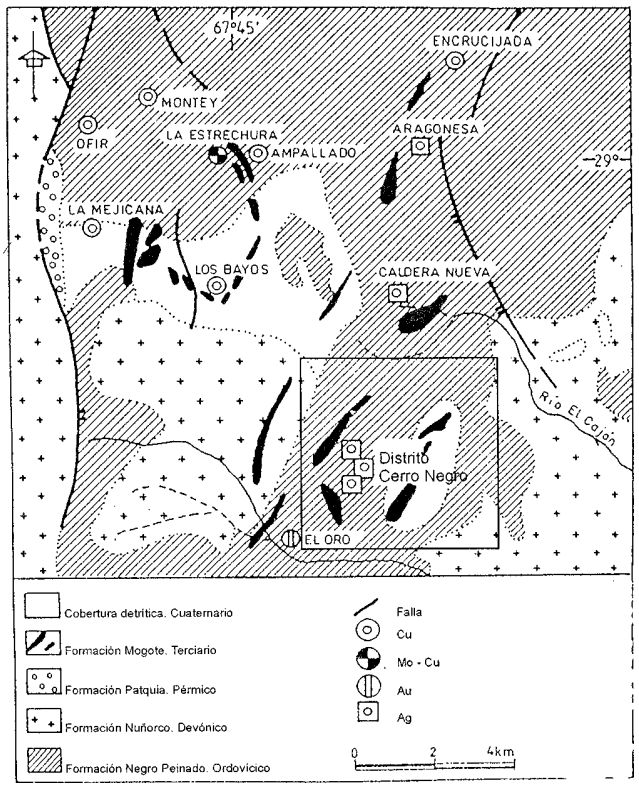


Figura 1. Geología del sector oriental del Sistema de Famatina.

Las primeras referencias acerca de la minería de los depósitos se deben a Rickard (1869), que informa del abandono e inaccesibilidad de las labores, salvo de los trabajos que se mantenían activos en cerro Negro. Las contribuciones de carácter geológico se deben a Stelzner (1885); Allchurch (1895); Viteau (1910) y Bodenbender (1913). Más recientemente el Plan la Rioja (1973) del Servicio Nacional Minero-Geológico llevó a cabo un estudio general de las vetas del área cerro Negro, con el relevamiento de los sectores oriental y occidental y con tomas de muestras de laboreos internos y desmontes, poniendo en evidencia un total de 320 trabajos mineros entre superficiales y subterráneos. Schalamuk *et al.* (1977); Schalamuk y Logan (1994); Ríos Gomez (1990) y Ríos Gomez *et al.* (1992), amplian la información geológica y mineralógica del distrito.

Propietarios

Las propiedades mineras han pasado por varias manos hasta mediados del presente siglo. Actualmente se encuentran enpadronadas a nombre de distintas personas de la provincia de La Rioja. En razón de la gran subdivisión de las mismas ha sido muy difícil la concreción de trabajos exploratorios por parte de empresas interesadas en el rubro.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región se caracteriza por la presencia de grauvacas, cuarcitas y pelitas metamorfizadas a grado esquistos verdes, pertenecientes a la Formación Negro Peinado, adjudicada al Proterozoico por Turner (1971) y posteriormente al Ordovicico inferior a medio por de De Alba (1972). Durand *et al.* (1990), la asigna al Proterozoico superior a Cámbrico inferior, en base a la determinación de trazas fósiles y Clemens 1992 (en Brodtkorb *et al.,* 1996), la extiende al Tremadociano en función del material fosilífero registrado en turbiditas carbonáticas, localizadas en las porciones superiores de esa formación. Durante el Ciclo Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1976), las sedimentitas eopaleozoicas fueron intruidas por granitoides calco-alcalinos, correspondientes a la Formación Nuñorco, asignada al Ordovícico medio a superior y representada dominantemente por monzogranitos, granodioritas y tonalitas. Se destacan también diques básicos a intermedios pertenecientes a la Formación La Ojota a la que Maisonave (1979), postula una edad silúrica inferior. Le siguen formaciones sedimentarias del Grupo Paganzo; intrusiones de dacitas y riodacitas de la Formación Mogotes, asignada al Plioceno inferior por dataciones radimétricas. Completan el cuadro geológico sedimentos del Terciario superior y Cuaternario; en estos últimos se localizan aluviones auríferos (figura 1).

El magmatismo del Plioceno inferior a medio (5,9 ± 0,2Ma., McBride 1972; 5,7 ± 0,2 Ma., Stipanicic y Linares (1975) está representado en el área por la riodacita–dacita de Mogote. Estas rocas son generalmente de textura granofírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y bitota en una masa microgranular. En profundidad, la riodacita gradua a granodiorita en el área de La estrechura y Ampallado (Marcos y Zanettini, 1981). En otras área la intensa alteración hidrotermal se ha sobreimpuesto a la asociación primaria.

El metamorfismo regional y la deformación del área relacionada a la Orogenia Caledónica ocurrió durante el Ordovícico inferior (480 ± 15 Ma, Toselli 1978). Los bancos o lentes muestran una suave esquistosidad y un alto grado de silicificación.

Estructuralmente, el Sistema de Famatina está caracterizado por la presencia de fallas profundas agrupadas con dirección norte – sur. La estructura es el resultado de movimientos tectónicos diversos; la Sierra de Famatina se originó durante la Orogenia Ándica. La intrusión del complejo riodacítico–dacítico Mogote tuvo lugar entre los Movimientos Ándicos II y III (Marcos y Zanettini, 1981). La mineralización en el Famatina ocurrió durante la fase temprana del Movimiento Ándico III. Los depósitos se formaron en el ciclo orogénico durante el período de subducción en un ambiente compresional de retroarco correspondiente al arco magmático terciario. Las vetas se formaron en fracturas secundarias después de la constitución de fallas inversas durante un relieve tensional (V. Ramos, com. pers.). Un estudio del

área demostró que las fracturas con dirección este–oeste coinciden con las estructuras mineralizadas del distrito Cerro Negro.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología y estructuras

La geología en el área está representada por sedimentitas de bajo grado de metamorfismo (pizarras), grisáceas y verdosas, por lo general bien foliadas (Formación Negro Peinado), con dirección preponderante norte-sur a nornoroeste-sursureste, intruidas por el granito de la Formación Ñuñorco, diques de la Formación Ojota y cuerpos dacíticos y riodacíticos de la Formación Mogotes (figura 2). En ese ámbito se destacan las distintas vetas que participan tanto del distrito minero Cerro Negro como los de Caldera y Tigre. Las estructuras acusan direcciones preferenciales que siguen dos sistemas de fallas, este-oeste y noroeste-sureste, con buzamiento de variado ángulo hasta subvertical. Registran desarrollos frecuentes entre 150 y 400 m de longitud y potencias de 0,50 a más de 2,50 metros.

El conjunto de minas argentíferas del Famatina muestra, en líneas generales, características similares entre sí. Las mineralizaciones tienen como roca de caja las pizarras de Formación Negro Peinado y, ocasionalmente, intersectan las rocas dacíticas de la Formación Mogote.

En el distrito Cerro Negro, sector La Viuda, se destacan entre otras, las vetas que conforman las mina La Peregrina, Teresa, Santo Domingo, San Andrés, Cortadera, La Viuda, Gloria y Nicolasa. Las estructuras que componen a Santo Domingo, La Viuda y La Peregrina son las que registran mayores dimensiones y potencialidad minera.

La veta Peregrina, perteneciente a la propiedad homónima, localizada en el sector occidental de Cerro Negro, fue la más explotada. Registra un rumbo N30º 0 y una inclinación de unos 70º al noreste. Posee un desarrollo de 350 m

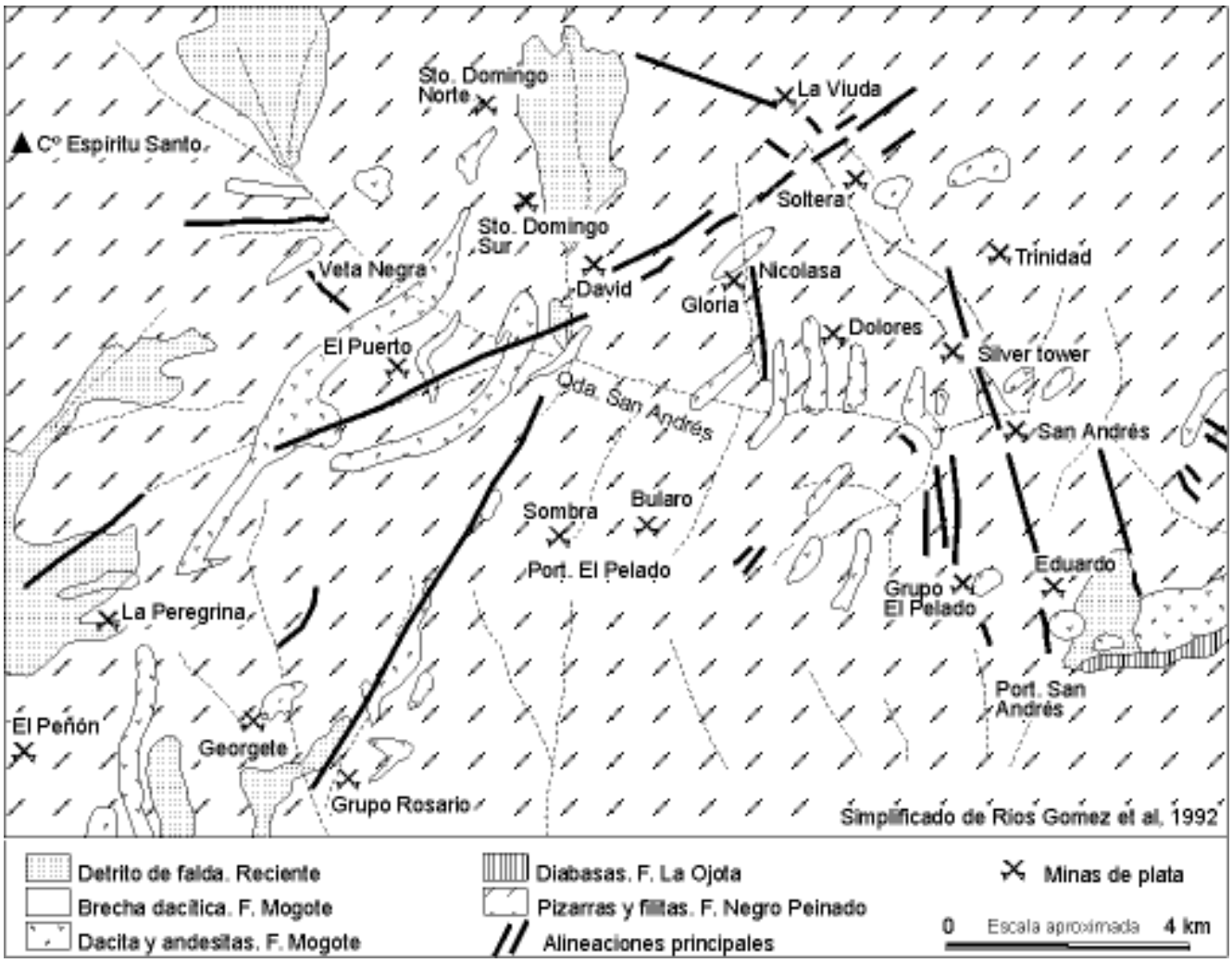


Figura 2. Geología del distrito Cerro Negro.

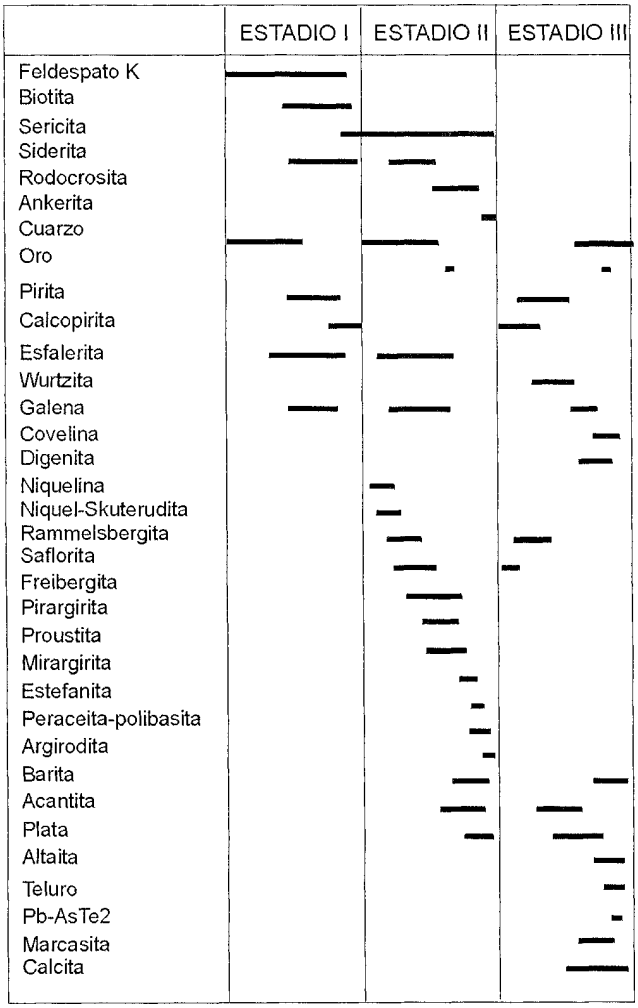


Figura 3. Secuencia paragenética.

y una potencia media de 0,75 m y ha sido reconocida hasta los 150 m en profundidad, siguiendo su buzamiento, de acuerdo a la información del Plan La Rioja (Schalamuk *et al.*, 1977). Se señalan para esa estructura un total de 78 labores de exploración-explotación.

Alteración hidrotermal

La alteración más significativa es la silicificación, que se manifiesta en forma de sílice microcristalina (calcedonia), tanto pervasiva como selectiva, a modo de fajas en los hastiales de las estructuras mineralizadas. La sericitización que rodea a las zonas silicificadas cercanas a las vetas también es muy característica, tanto en las rocas igneas, donde se evidencia reemplazando a feldespato y biotita, y en las pizarras. La alteración de tipo propilítica está más extendida, en forma de aureolas, con clorita (del grupo pennina), epidoto y en parte acompañada de una fina piritización.

De acuerdo al tipo de alteración hidrotermal y a la asociación mineral característica, las minas La Viuda, Caldera, Cerro Negro y Tigre se agrupan dentro de la clasificación tipo adularia – sericita con una cantidad notable de especies mineralógicas identificadas microscópicamente y por estudios de microscopía electrónica.

Mineralogía

Las vetas de La Peregrina son las más conocidas; sin embargo el contexto general indica, para el conjunto del

	11	12	13	114	115	116	117
%							
Zn	64,80	62,65	61,80	65,40	64,80	65,70	66,30
Fe	1,75	1,90	4,30	0,68	0,78	0,64	0,46
Mn	0,35	0,40	0,04	0,08	0,67	0,06	0,06
Cd	0,40	0,35	0,16	0,69	0,49	0,51	0,61
S	33,00	33,10	33,20	32,70	32,80	32,90	32,40
Sum	100,30	98,40	99,50	99,50	99,94	99,81	99,83
mol %							
ZnS	95,72	95,94	93,21	97,83	97,97	98,19	98,32
FeS	2,58	2,91	6,49	1,02	1,18	0,96	0,68
MnS	0,52	0,61	0,06	0,12	0,11	0,09	0,09
CdS	0,59	0,54	0,24	1,03	0,74	0,76	0,90

Tabla 1: Análisis de esfalerita por microsonda electrónica

	11	12	13	114	115	116	117
ppm							
Ga	18,5	28,4	22,6	14,3	21,5	17,8	16,5
In	5,6	4,3	7,2	4,2	2,8	5,6	6,8
Ge	74,0	33,0	28,0	260,0	210,0	180,0	85,0
Bi	---	---	---	<3	<3	<3	<3
As	630,0	110,0	198,0	280,0	155,0	190,0	250,0
Ti	32,0	12,0	18,0	4,0	3,0	8,6	6,5

Tabla 2: Análisis de esfalerita por activación neutrónica

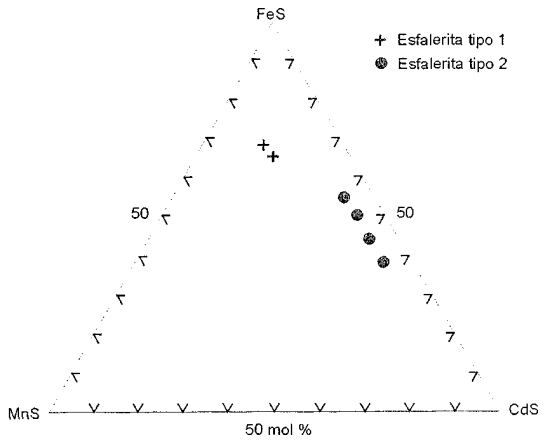


Figura 4. Composición de esfaleritas tipo 1 y tipo 2.

distrito, una paragénesis rica en minerales de plata, níquel, cobalto y teluro. Es frecuente que las estructuras vetiformes se presenten brechosas, con clastos de 1 a 10 cm de lutitas negras de la Formación Negro Peinado, cementados por siderita. La mineralización se registra en venillas finas de siderita, con pirita, esfalerita, galena o en venillas de textura mas gruesa conformada por rodocrosita ferrífera. Son frecuentes las costrificaciones y los rellenos de espacios abiertos en forma de cavidades de algunos centímetros de diámetro.

Los minerales hipogénicos determinados (Schalamuk *et al.*, 1977 y Schalamuk y Logan, 1994) se agrupan en sulfuros comunes: pirita, calcopirita, marcasita, esfalerita, wurtzita, galena; minerales de plata: plata nativa, freibergita, pirargirita-proustita, miargirita, pearceita-polibasita, acantita, argirodita, y estephanita; oro nativo; minerales de cobalto y níquel: rammelsbergita, niquelina, skuterrudita niquelífera y safflorita; minerales de teluro: altaita, teluro nativo y otros teluros aún sin determinar.

En la Mina La Peregrina se identificaron telururos, que son minerales raros en la naturaleza y que se encuentran en pocos depósitos en el mundo como Cripple Creek, Colorado (Guilbert y Park, 1986). Entre ellos se menciona altaíta, en granos anhedrales asociados con galena y pirita; y teluro, localizado constituyendo bordes alrededor de altaíta.

Los minerales de ganga característicos son: siderita, rodocrosita ferrífera y ankerita; además de cuarzo y calcita y, en menor proporción, baritina. Las especies secundarias registradas son digenita, covelita y, raramente, eritrina, cerargirita, cerusita, oxidados de cobre, limonita y óxidos de manganeso.

En la mina La Viuda la siderita forma bandas con textura fibrosa.

Los estudios mineralógicos y texturales, las relaciones geoquímicas y las características estructurales (Schalamuk y Logan, 1994) de las menas sugieren que la secuencia paragenética fue establecida en tres estadios (figura 3). El primero esencialmente con desarrollo de galena, esfalerita, calcopirita, pirita, cuarzo, siderita, biotita y feldespato potásico. La mineralización principal tuvo lugar en el segundo estadio con la precipitación de minerales de plata, niquel, cobalto, oro, metales base y ganga de rodocrosita ferrifera, ankerita, baritina, cuarzo y sericita; mientras que la tercera concluyó con algunas sulfosales de plata, acantita, plata nativa, teleruros, wurtzita y una tercera generación de galena rica en plata, teluro y bismuto, acompañados de calcita, cuarzo y escasa baritina.

La primera generación de esfalerita se caracteriza por contenidos mayores de Fe y Mn (hasta 6,49 % de FeS molar y 0,61% molar de MnS) que la segunda, mientras esta última registra valores superiores en Cd (hasta 1,03% molar de CdS). Asimismo se determinó proporciones mas altas en As y Tl en la variedad I y mayores de Ge en la esfalerita de la segunda generación. Los contenidos en Ga e In son similares para ambas variedades (tablas 1 y 2 y figura 4).

	S1	S2	S3	S4	S5	R1	R2	R3	R4	A
%										
FeO	41,60	44,50	46,80	41,70	44,60	23,60	26,50	27,10	23,70	25,80
MnO	15,80	14,90	12,30	15,80	15,00	31,20	28,80	26,60	31,00	2,40
MgO	2,70	2,60	1,20	---	---	6,10	5,20	5,90	0,50	16,80
CaO	0,20	0,40	0,30	3,00	2,80	0,80	0,60	0,50	6,00	4,20
CO_2	38,15	37,20	39,10	38,40	37,30	38,10	38,40	38,40	38,20	50,40
Sum	98,45	99,60	99,70	98,90	99,70	99,80	99,50	98,50	99,40	99,60
mol %										
$FeCO_3$	68,99	71,31	77,23	68,93	71,47	38,25	43,37	45,06	35,27	52,44
$MnCO_3$	26,20	23,88	20,30	26,12	24,04	50,57	47,14	44,23	46,13	4,88
$MgCO_3$	4,48	4,17	1,98	---	---	9,89	8,51	9,81	0,74	34,17
$CaCO_3$	0,33	0,64	0,49	4,96	4,49	1,30	0,98	0,83	8,93	8,54

Tabla 3: Análisis de carbonatos por microsonda electrónica

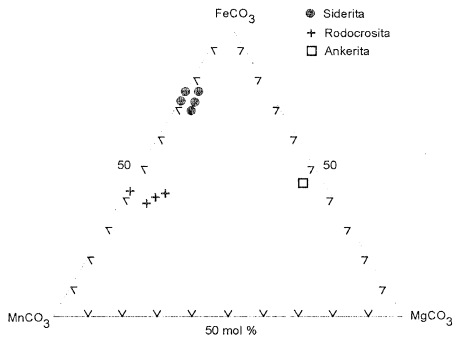


Figura 5. Composición de carbonatos.

Nº	1	2	3	4
% en peso				
Te	96,68	97,24	88,47	95,91
Pb	2,39	4,12	9,19	3,37
S	-	0,47	1,95	0,31
Sb	0,73	0,70	0,65	0,66
Au	-	-	-	-
Ag	0,02	0,04	0,02	0,15
Se	0,02	-	-	0,32
Sumatoria	100,04	102,57	100,28	100,75
atomo %				
Te	97,56	94,91	86,22	95,32
Pb	1,61	2,48	5,51	2,06
S	-	1,84	7,58	1,23
Sb	0,77	0,72	0,66	0,69
Au	-	-	-	0,02
Ag	0,02	0,05	0,03	0,18
Se	0,03	-	-	0,51

Tabla 4. Análisis de teluro nativo por microsonda electrónica

El oro se presenta en pequeños granos (10 a 15 µ) incluido en cuarzo de segunda generación y asociado a los teleruros del tercer estadio.

Entre los minerales argentíferos, se destacan por su participación en orden decreciente, proustita, en individuos bien desarrollados, pirargirita, también con buen tamaño en cristales prismáticos y escalenoédricos, acantita y plata nativa, además pequeños registros de pearceita-polibasita, miargirita, stephanita y argirodita, todas las especies asociadas a los carbonatos.

La proustita aparece junto con la pirargirita, la plata nativa y la acantita y constituye uno de los minerales más importantes de Cerro Negro. Ocurre en pequeños agregados granulares rojos de hasta 1,5 cm de diámetro. Un análisis químico revela 64% de Ag, 13,3% de As, 18,8% de S y trazas de Sb (Schalamuk et al. 1977).

La acantita se presenta en dos generaciones. La primera se formó luego de la depositación de la sulfosales de Ag y reemplaza a la galena, proustita – pirargirita formando textura de carie y ocasionalmente intercrecimientos. La segunda generación aparece en espacios abiertos en siderita como cristales elongados.

La plata nativa es muy característica, ya que se la observa en granos o placas de hasta 1,5 mm asociadas a siderita, galena, esfalerita y acantita. Es asimismo muy frecuente una segunda generación que se presente como alambres estriados, de hasta 2 mm de espesor, en espirales y en masas musgosas y dendríticas acompañando a los carbonatos. Los carbonatos que componen la ganga principal muestran variables contenidos en Fe, Mn, Mg y Ca (tabla 3 y figura 5).

El estudio mediante microsonda electrónica del teluro nativo indica contenidos de 88,47 a 97,24% en peso de Te, 9,19 a 4,12% de Pb, 0,47% a 1,45% de S y 0,65% a 0,70% de Sb (tabla 4).

Estudios de inclusiones fluidas, isotópicos y geocronológicos

Determinaciones de inclusiones fluidas en esfalerita, de segunda generación, han mostrado inclusiones bifásicas (liquidas y gaseosas), con temperaturas de homogeneización en un rango de 190 a 265ºC y salinidades que oscilan entre 4,2 y 6,2 % equivalente en ClNa (Schalamuk y Logan, 1994). Por otra parte, los valores en $\delta^{18}O$, obtenidos en cuarzo, indica que los fluidos mineralizantes tuvieron un importante aporte de aguas meteóricas.

Losada Calderón *et al.* (1994), presentan varios análisis químicos de las rocas dacíticas y riodacíticas de la Formación Mogote, en diferentes afloramientos del sistema de Famatina; y efectúan dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ que demuestra que las dacitas fueron intruidas hace aproximadamente unos 5 millones de años.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos de Cerro Negro se incluyen en la tipología de yacimientos epitermales de adularia-sericita (Heald *et al.*, 1987) o de baja sulfuración (Hedenquist, 1987). La fuente de calor que generó el sistema hidrotermal se vincula al magmatismo de retroarco que afecto al Sistema de Famatina durante el Terciario.

Las características estructurales del área, la densidad del sistema de fallas son un importante control en la extensión de la mineralización.

Las asociaciones mineralógicas muestran tres estadios en la evolución temporal de la composición de los fluidos mineralizantes.

El primero se caracteriza por la depositación de sulfuros de Cu, Zn y Pb en ganga de siderita.La esfalerita es rica en hierro.

El segundo presenta depositación de oro y la mineralización más importante de plata y minerales de Ni- Co en una ganga de rodocrosita y cuarzo. La esfalerita formada en este estadio es rica en Cd, Mn, Ge y As. El tercer estadio comprende la depositación de teluros en ganga de calcita y cuarzo.

Además, las soluciones con mineralización de las Minas Caldera, Tigre y Cerro Negro tienen un componente importante de agua meteórica.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. y A. Toselli, 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. *2º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 2: 755-763.

Allchurh, J., 1985. Expediciones mineras. *Departamento Nacional de Minería, Memorias:* 201-208. Buenos Aires.

Bodenbender, G., 1913. La formación de plata metálica y de los filones argentíferos en el Famatina (Comunicaciones mineras y mineralógicas). *Academia Nacional de Ciencias,* 19: 429-440. Córdoba.

Brodtkorb, M.; I. Schalamuk, O. Marcos y F. Sardi,1996. En: Aceñolaza, Miller y Toselli (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina. Münchener Geologische Hefte,* 19 (Reie A): 359-358.

De Alba, E., 1972. Sistema de Famatina. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*. Córdoba.

Durand, F., A. Toselli, F. Aceñolasa, R. Lech, W. Perez y R. Lencinas,1990. Geología de la Sierra de Paiman, provincia de la Rioja, Argentina. *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 15-18. San Juan.

Guilbert, J.M.y C.F. Parks (1986). The geology of Ore Deposits. W.H.Freemean and Co.,New York,N.Y

Heald, P., N. Foley y D. Haiba, 1987.Comparative anatomy of volcanic-hosted ephitermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology,* 82: 1-26.

Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrotermal systems in the circum-pacific basin. En: M. K. Horn (Ed.), *Transactions of the Fourth Circum - Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. American Association of Petroleum Geologist:* 513-524.

Losada Calderón, A., S. Mcbride y M. Bloom, 1994. The geology and 40Ar/39Ar geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina Mining district, La Rioja province, Argentina. *J.South Am.Earth Sciences,* 7: 924.

Maisonave, H. M., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 14c, Cerros Cuminchango, provincia de la Rioja y Catamarca. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 162. Buenos Aires.

Marcos, O.R. y J.C. Zanettini (1981) Geología y Exploración del Proyecto Nevados del Famatina. Ministerio de Economía. Susecretaría de Minería. Servicio Minero Nacional, Buenos Aires. Argentina

Rickard, I. F., 1869. Informe sobre los distritos minerales, minas y establecimientos de la República Argentina en 1968-69. *Publicación Oficial del Ministerio del Interior.* Buenos Aires.

Ríos Gómez, J., 1990. Evaluación geológica previa de la prospección y exploración del distrito minero de «Cerro Negro», Sistema de Famatina, provincia de La Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan La Rioja,* informe inédito.

Schalamuk, I. B. y A. V. Logan, 1994. Polimetallic Ag-Te bearingparagenesis of the Cerro Negro District, Famatina Range, La Rioja, Argentina. *Can. Min.,* 32: 657-670.

Schalamuk, I., V. Angelelli y T. Palacios, 1977. Mineralización del distrito argentífero Cerro Negro (Mina «Peregrina» y otras), departamento Chilecito, La Rioja. *Obra del Centenario del Museo de la Plata, 5 (Geología)*: 103-118. La Plata.

Servicio Nacional Minero Geológico, 1973.Exploraciones Geológico-Minero de la provincia de La Rioja (Plan La Rioja). *Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería,* Buenos Aires.

Stelzner, A., 1985. Beitrage Zeir geologie and Paleontologie de Argentinischer reppublics. I. Cassel und Berlein.

Turner, J. C., 1971.Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina, provincia de la Rioja. *Dirección Nacional de Geología y Minería.*

Viteau, P., 1910. Informe sobre el estado de la minería de los distritos de Famatina y Guandacol. *An. Ministerio de Agricultura., Sec. Geol. y Minería.* Buenos Aires.

Jones, P. J., R. D. Martínez, A. O. Vittaller, I. Chavez, M. M. Carrizo, M. G. La Motte y S. E. Riveros, 1999. El depósito epitermal aurífero Veladero, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1673-1648, Buenos Aires.



EL DEPÓSITO EPITERMAL AURÍFERO VELADERO, SAN JUAN

Jorge P. Jones[1], Ricardo D. Martinez[1], Alfredo O. Vitaller[1], Ismael Chavez[1], María M.Carrizo[1], Max G. La Motte[1] y Sergio E. Riveros[1]

INTRODUCCIÓN

El área de exploración de Veladero se encuentra en el extremo noroeste del Valle del Cura, situado en la Cordillera Frontal, en el sector noroeste de la provincia de San Juan, Argentina.

La secuencia volcánica del Valle del Cura, Jones *et al.* (1996) está en continuidad geológica geográfica y estructural con el cinturón de El Indio, Siddeley y Araneda (1990).

El depósito es potencial porque sus reservas están en la categoría de inferidas. Se lo describe como de clase mundial (World Class) por el nivel de sus reservas y potencial de crecimiento de las mismas.

El sector de Veladero Norte, específicamente, el área de Cerro Pelado-Filo Federico, que presenta mineralización, está comprendida entre las nacientes de las quebradas del río Turbio y el río Potrerillos a 374 km de la ciudad de San Juan. Se accede al mismo por Ruta Nacional 40 hasta la localidad de Talacasto, luego se empalma con la Ruta Provincial 436 hasta la localidad de Las Flores y desde allí, y por un camino consolidado, hasta la quebrada de Conconta, atravesando el portezuelo del mismo nombre (4.850 m s.n.m.) y luego se desvía hacia el norte por el Valle del Cura hacia la quebrada del río Blanco que conduce a la Cordillera de Zancarrón y al arroyo Despoblados, y de ahí a la zona de proyecto.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Minera Argentina Gold S.A. (MAGSA) comenzó a trabajar en Veladero en 1995, concentrándose en la parte sur, donde la Secretaría de Minería había encontrado unas anomalías de oro en trincheras.

Hacia fines de este año, entre 15-20 km al norte de Veladero Sur, se descubrieron anomalías asociadas a pequeños conductos de brecha, Agostina Sur, Agostina, Copete, etc. que fueron perforados en 1996. De estos Agostina tiene un contenido de aproximadamente 200.000 oz de oro equivalente hasta una profundidad de 200 metros. El diámetro de estos conductos, menor a 200 m hace que sus tonelajes no sean significativos. Los treinta y tres pozos iniciales del proyecto se perforaron en estos conductos de brecha.

El único trabajo anterior en Veladero Norte, habría sido un pozo en una estructura manganesífera tipo vetiforme que en honor a la compañía que lo perforó, fue denominado brecha Aguilar. Esta estructura fue reperforada por MAGSA sin resultados económicos. Brecha Aguilar localizada a aproximadamente 2.500 m al nornoreste de Brecha Agostina constituye el borde exterior del sistema hidrotermal y está situada en rocas de caja que presentan alteración propilítica.

Hacia marzo de 1996 se descubre lo que sería la primera indicación del potencial de Veladero Norte. Una anomalía geoquímica en finos de talud con valores entre 30-350 ppb Au que cubre 11,5 km^2 y quedaba abierta hacia el norte. Esta anomalía cubre las brechas silicificadas que posteriormente se mapearían como parte integrante de la diatrema que abarca Filo Federico y Cerro Pelado. Las perforaciones realizadas en 1997 encontraron: un cuerpo mineralizado tabular con aproximadamente 380.000 oz de oro y 5 M oz Ag., el target NO; y el pozo 55 en Filo Federico, donde actualmente se localizan los mayores recursos inferidos. El pozo 55 perforado en mayo de 1997 se considera pozo descubridor. Trabajos posteriores hasta mayo del 98 incluyen mas de 8.000 m de perforaciones con circulación

[1] *Minera Argentina Gold S.A.*

reversa en Filo Federico, y permitieron inferir reservas adicionales de 2 M oz Au y 69,5 M oz Ag. Se estima que actualmente el recurso inferido ronda en los 3,9 M oz Au equivalente; sin incluir el sector Amable actualmente en perforación.

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional se presenta en la figura 1, y resume esquemáticamente trabajos de Minera Tea (1968), Ramos *et al.* (1989), Jones (1990), Martínez (1991), Martínez *et al.* (1993), etc.

La región de Veladero, ubicada en el extremo norte de la depresión volcánica del Valle del Cura, corresponde Jones *et al.* (1996) al flanco oriental del Cinturón El Indio, Siddeley y Araneda (1990). La continuidad física del volcanismo y estratigrafía del Terciario Chileno hacia el Valle del Cura, ha sido confirmada por los trabajos regionales de Ramos (1995, 1998) para Minera Argentina Gold y los mapeos de la empresa en los contrafuertes occidentales del Valle hacia el límite con Chile desde el Paso de Agua Negra al Sur hasta Veladero. Confirma trabajos en el sector del volcán Tórtolas Ramos *et al.* (1987), en el río de las Taguas, Godeas *et al.* (1993); y en las quebradas de la Sal y la Ortiga por Nullo y Marin (1990), incluyendo la zona de alteración al pie del cerro del Toro explorada por la empresa Sonoma. Todos estos autores coinciden en ubicar el volcanismo Terciario en continuidad con aquel mapeado en el sector adyacente de Chile, extienden y mantienen los nombres formacionales cerro Tortolas, Doña Ana, etc.

Hacia el norte el río de la Sal la continuidad del volcanismo Terciario a través de la Provincia de La Rioja (cerro Amarillo, Macho Muerto, Pta. Negra, Peñas Negras, Macizo del Potro, hasta el límite con Catamarca, cerro Vidal Gormaz-anomalía Delta ha sido objeto de mapeos recientes (empresa El Dorado entre otras), y valida la correlación y continuidad planteada por Jones *et al.* (1996), entre los cinturones de El Indio, Siddeley y Araneda (1990), y Maricunga, Davidson y Mpodozis (1991) a través de La Rioja en la Argentina.

Hacia el sur del nevado de Jotabeche (Chile) y desde la alteración de Caserones, Davidson y Mpodozis (1991); la faja de Maricunga tiene continuidad en la Argentina al oeste del río Salado, Punta Negra, Peña Negra, etc. En la región se verifican episodios aislados de magmatismo y volcanismo Terciario en un basamento Permo-Triásico.

La distribución del magmatismo Plio-Pleistoceno en el sector sur de la Puna, Jones (1990) y en el sector chileno del nevado de Jotabeche, Mpodozis *et al.* (1991) representan la extremidad meridional del altiplano en ambos países y especialmente en la Argentina recubren el volcanismo del Terciario. Diveros aspectos de la migración del volcanismo e intrusividad terciaria hacia el retroarco al este han sido comentados por Kay (1991), Kay *et al.* (1996), Jones (1990), Jones (1996), Vila y Sillitoe (1991), etc.; y se presentan en Vicuña Pampa, Bajo de la Alumbrera, Sierra de Famatina, río Tendal, Gualcamayo, Gualilán, entre otros lugares, figura 1, con mineralización asociada.

Como en Chile, Davidson y Mpodozis (1991); el volcanismo Terciario del Valle del Cura esta sobreimpuesto a un basamento largamente compuesto por rocas volcánicas y granitoides del Permo-Triasico y sus cajas del Carbonífero (figura 1). Esto es también válido para el sector norte del Valle del Cura, Godeas *et al.* (1993), Nullo y Marin (1990), Steven *et al.* (1998); y para la región entre el Cerro Vidal Gormaz y el río de la Sal.

Las edades de los cinturones del Indio y Maricunga han sido descriptas entre otros por Maksaev *et al.* (1984), Davidson y Mpodozis (1991), Siddeley y Araneda (1990), Araneda (1982), Walthier *et al.* (1982) y recientemente por Clavero *et al.* (1997), Martin *et al.* (1997a). En general las edades de ambos cinturones son en un amplio sentido correlacionables, Vila y Sillitoe (1991), y en ambos habría dos eventos de mineralización.

En el Valle del Cura el volcán Cerro Tórtolas ha sido datado en 16,6 Ma y sus ignimbritas en 5,9 Ma; Ramos *et al.* (1987). Tomando sus valores extremos las edades en Veladero muestran un rango entre 16,2-11,6 Ma, asimilables a su continuidad estructural y geológica con el cinturón de el Indio. Es interesante indicar que Steven *et al.* (1998) correlacionan las edades de Morro Escondido (12-11,4+0,3 Ma) en la cordillera de La Ortiga, muy cercana a Veladero con el sector oriental del cinturón de Maricunga.

Sintetizando, la figura 1 muestra evidencia de la continuidad por una distancia superior a 370 km del volcanismo intrusividad y sedimentación del Terciario desde el cerro Vidal Gormaz, límite La Rioja Catamarca y la cordillera de Olivares, Bastías (1991). Este cinturón tiene un basamento semejante, edades de volcanismo y alteración comparables y constituye la continuidad en la Argentina de los cinturones El Indio y Maricunga. La región de Veladero es parte de dicho cinturón terciario, figura 1.

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Basado en los trabajos de mapeo realizados por MAGSA y su comparación con la estratigrafía del Terciario volcánico, mapeada en Chile por Martin *et al.* (1995-1997 a-b) se propone el siguiente ordenamiento estratigráfico.

UNIDAD COLORADOS (TRIÁSICO MEDIO A SUPERIOR)

Esta unidad, definida por Nasi *et al*. (1985), principalmente está compuesta por pórfiros cuarzo-feldespáticos y diques graníticos que localmente se presentan mezclados con fases máficas que incluyen diques, domos y cuerpos hipabisales, pórfiros a granodioritas cuarzo-feldespáticas ricas en anfíboles y gabros o dioritas de grano medio a grueso.

En el área estudiada, esta unidad se presenta como un pequeño afloramiento en el extremo noroeste del área, entre las nacientes del Arroyo Turbio Sur y Arroyo Potreri-

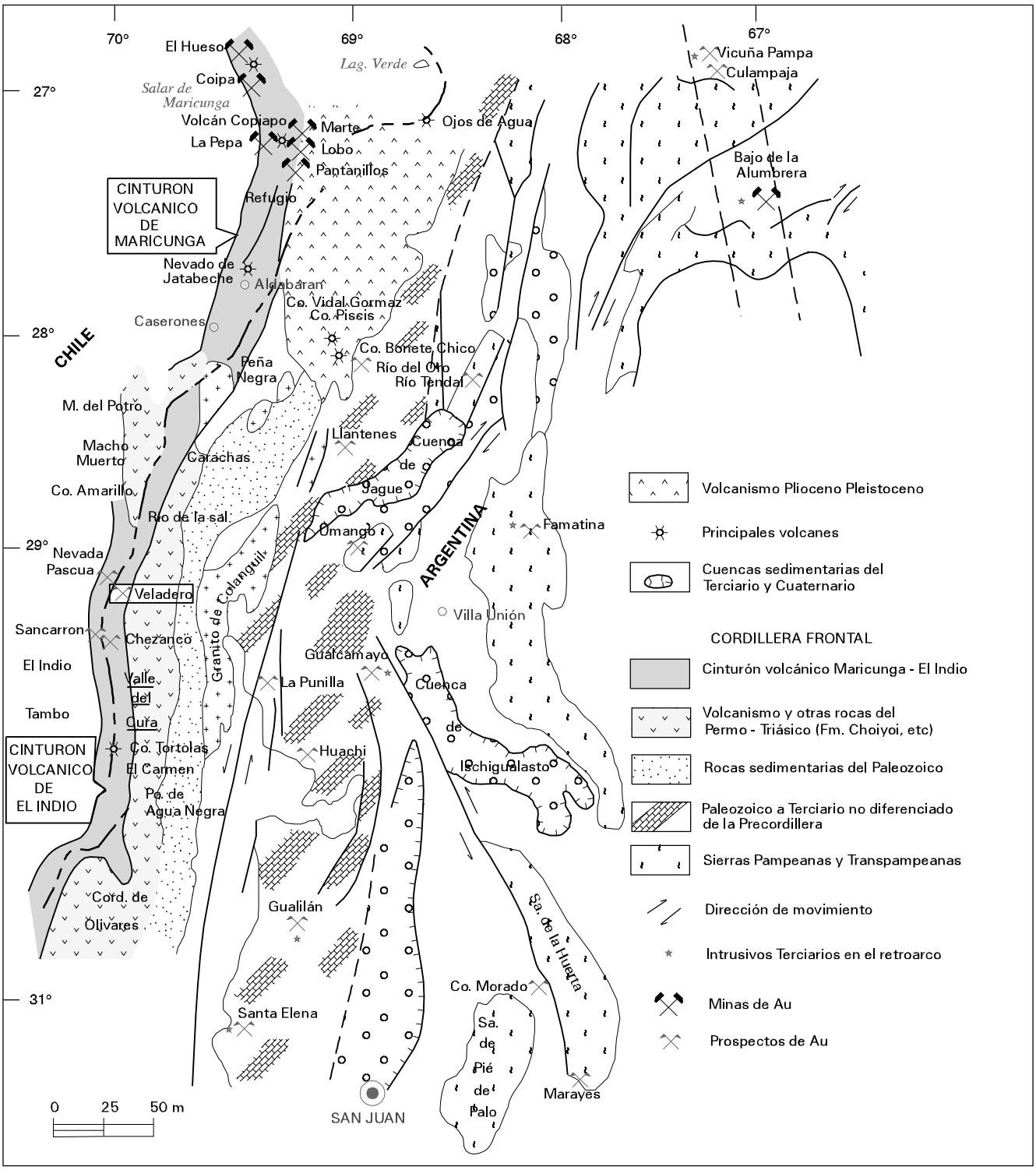


Figura 1. Geología regional del depósito Veladero.

llos superior, pero dada la escala no aparece en la figura 2. Está representado por rocas granodioríticas oscuras (verdes a pardas) que aparecen en el labio alto de una falla inversa de rumbo nornoreste que margina Cerro Pelado. Este bloque sobreelevado se extiende profusamente en el sector limítrofe y hacia el sector chileno contiguo.

FORMACIÓN LOS CUARTITOS (JURÁSICO SUPERIOR A PALEOCENO)

Esta formación, redefinida por Martín *et al*. (1995), está representada por areniscas y conglomerados volcaniclásticos con intercalaciones de lavas andesíticas a dacíti-

cas que son intruídas por pequeños cuerpos hipabisales. En la región de Veladero, esta formación es reconocida en el Portezuelo Sur y en el río Guanaco Zonzo. Además en los sectores cercanos a los Baños de Despoblados, unos kilómetros al ecste de Veladero. Esta formación proporciona un excelente nivel de correlación estratigráfica permitiendo la identificación de rocas volcánicas infrayacentes del Grupo Choiyoi y suprayacentes del Grupo Doña Ana (figura 3).

GRUPO DOÑA ANA. FORMACIÓN TILITO (OLIGOCENO SUPERIOR A MIOCENO INFERIOR)

Esta formación, redefinida por Martín *et al*. (1995), está compuesta por rocas sedimentarias y lavas basálticas a andesíticas que se disponen discordantemente sobre rocas mas antiguas. También juegan un rol importante los grandes espesores de rocas piroclásticas. Localmente las secuencias de tobas presentan bruscos cambios laterales engranando con rocas epiclásticas (figuras 2 y 3).

En Veladero, esta formación está diferenciada en toda una ámplia zona que ocupa el cuadrante sudoeste del área y que incluye las nacientes del Rio Potrerillos, Arroyo Guanaco Zonzo y la mayor parte del sector Veladero Sur.

GRUPO DOÑA ANA. FORMACIÓN ESCABROSO (MIOCENO INFERIOR)

Esta formación, redefinida por Martín *et al*. (1995), está representada por lavas andesíticas a dacíticas intercaladas con niveles de brechas volcánicas de colapso con fragmentos de hasta varios metros de diámetro; brechas autoclásticas, domos, conglomerados y areniscas epiclásticas. En sectores, la base de la formación presenta intercalaciones de tobas riolíticas y riodacíticas a dacíticas (figuras 2 y 3).

La Formación Escabroso está representada en Veladero por los afloramientos de la mayor parte del sector de Veladero Norte (Cerro Pelado, Filo Colorado), y al este de la falla del río de Las Taguas. También corresponderían a esta unidad, las unidades basálticas aflorantes en al zona del límite internacional, entre las nacientes del río Potrerillos y nacientes del Arroyo Guanaco Zonzo.

FORMACIÓN CERRO DE LAS TÓRTOLAS (MIOCENO INFERIOR A MEDIO)

Esta formación, redefinida por Martín *et al*. (1995), está caracterizada por rocas volcánicas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y domos de flujos porfíricos intrusivos-extrusivos que se sobreponen discordantemente o intruyen a rocas más antiguas (figura 2).

Las rocas volcánicas y epiclásticas están constituidas por lavas basálticas o dacíticas, rocas volcaniclásticas finas a gruesas incluyendo lavas brechosas autoclásticas y en menor proporción tobas riolíticas a dacíticas. También son propios de esta unidad, los depósitos piroclásticos de caida, en parte retrabajados.

Al oeste de Veladero Sur, los afloramientos correspondientes a esta formación se sitúan en territorio argentino, en la zona limítrofe con Chile.

FORMACIÓN TAMBO (MIOCENO MEDIO)

Está formada según Martin *et al*. (1997a) por domos volcánicos y lavas andesíticas a dacíticas y tobas riodacíticas pobres a moderadamente soldadas que se disponen discordantemente sobre las secuencias más antiguas. En Veladero, es clara su continuidad desde el lado chileno hacia las nacientes del río Potrerillos, por encima del sector Muñeco, y del río Turbio Sur, en el límite internacional, asomando parcialmente bajo una espesa cubierta de nieve y hielo (figura 3).

ESTRUCTURA REGIONAL

Dentro del esquema estructural regional se observa en el sector norte del Valle del Cura el desarrollo de tres sistemas predominantes: norte-sur, oestenoroeste y nornoreste, ya reconocido por varios autores (Martínez *et al.* 1993, Jones *et al*. 1996).

En el esquema regional se observan estructuras del sistema noroeste que desde el río de Las Taguas en Veladero Sur hacia el norte, por la quebrada del río Potrerillos (flanco Sur de Cerro Pelado) separan en forma definida secuencias estratigráficas asignadas a Formación Tilito y Formación Escabroso (Grupo Doña Ana). La intersección de estos sistemas principales con otras del sistema nornoreste, generan centros donde la alteración es manifiesta, como es el caso de Cerro Veladero (Veladero Sur), Cerro Colorado, Cerro Pelado (Veladero Norte).

Las fracturas norte-sur son estructuras regionalmente contínuas que actuaron como fallas inversas separando bloques de basamento de unidades más jóvenes. Estas fallas localizaron sucesivos eventos de reactivación.

Los sistemas oestenoroeste y nornoreste son originalmente fracturas de transferencia conjugadas, que han sido reactivadas durante los diferentes estadíos de la convergencia andina.

Estructuras del sistema oestenoroeste que se relacionan genéticamente con sistemas más antiguos, con importante participación en los eventos intrusivo-volcánicos del Permo-Triásico, adquieren durante la evolución del Terciario comportamientos rumbo-deslizantes (dextrales). Estructuras distensivas orientadas norte-sur, y de diseño sigmoidal se asocian para formar cuencas triangulares de distensión como Veladero Norte.

Es notable la continuidad y proyección de estos tres sistemas a ambos lados del límite internacional. Se destaca que el área Veladero Norte forma parte de un corredor de rumbo oeste-noroeste que lo asocia al sector de Nevada-Pascua en Chile, y Lama en Argentina, figura 1; donde episodios estructuralmente comparables evolucionan sobre ba-

samentos diferentes. El esquema regional también involucra estructuras nornoreste, tal el caso de la falla Tambo-Veladero, que coincide en la parte sur del cinturón con el eje distensivo de la cuenca, contando con numerosos sistemas conjugados en su progresión hacia el norte.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Los estudios geológicos realizados en el Proyecto Veladero, han provisto de información sobre un sistema de brechas hidrotermales de distintos tipos emplazadas en un complejo de diatrema-domo que abarca filo Federico, cerro Pelado y el target Amable (ver figura 2).

Se define una diatrema como un *vent* volcánico explosivo, de alta velocidad, que se forma cuando la fase gaseosa adquiere un rango explosivo, provocando intensa fracturación de las rocas y la formación de una estructura tipo *breccia pipe*. Dado que las diatremas se forman en áreas de intensa actividad ígnea, representan zonas altamente permeables para el escape de fluídos hidrotermales y por lo tanto existen razonables probabilidades de que alberguen depósitos minerales (Guilbert y Park, 1985).

El mapeo de afloramientos y de sondajes ha permitido reconocer las unidades litológicas pertenecientes al complejo de diatrema, sus facies de alteración hidrotermal y los controles de la mineralización. Recientes datos geocronológicos preliminares contratados por Minera Argentina Gold (Ramos, 1998) en el sector arrojan edades K/Ar de 15,4 ± 0,8 Ma para las ignimbritas ubicadas en las proximidades de la quebrada Potrerillos como las de las nacientes del arroyo Turbio. Muestras tomadas en brechas volcánicas alteradas con fuerte silicificación y alunita (Brecha Agostina) resultaron con edades de 13,9 ± 0,9 Ma, respondiendo esta edad a los episodios de mineralización y rebrechamiento asociados a alunita. En tanto, los basaltos andesíticos y los intrusivos que aparecen asociados en el borde oriental de la diatrema de Veladero muestran una edad de 12,3 ± 0,6 millones de años.

Litología

Se mapeó detalladamente un área de 2,2 x 0,8 km a escala 1:1.000. Esta área comprende los alrededores de filo Federico hasta el sector de cerro Pelado. Basado en este mapeo que se describirá a continuación se definió el sistema de diatrema (figura 2). Las rocas que se describen a continuación constituyen los principales componentes de la diatrema filo Federico-cerro Pelado. Aún está en discusión si este sistema es una sola diatrema o si son dos o más que coalescen.

Tufisitas. Son rocas de textura brechosa, en las cuales los fragmentos han sido triturados por colisión física y abrasión durante su recorrido dentro del *vent*, resultando asi una brecha rica en matriz (*milled matrix breccia*), con escasos fragmentos de intrusivos (juveniles). En el campo, tienen apariencias de tobas líticas y/o brechosas, pero sus contactos intrusivos con las rocas de caja es diagnóstico para su identificación. Han sido reconocidas en la parte más alta del sector de filo Federico (cota 4.650 m s.n.m.). Por motivo de escala no están representadas en la figura 2.

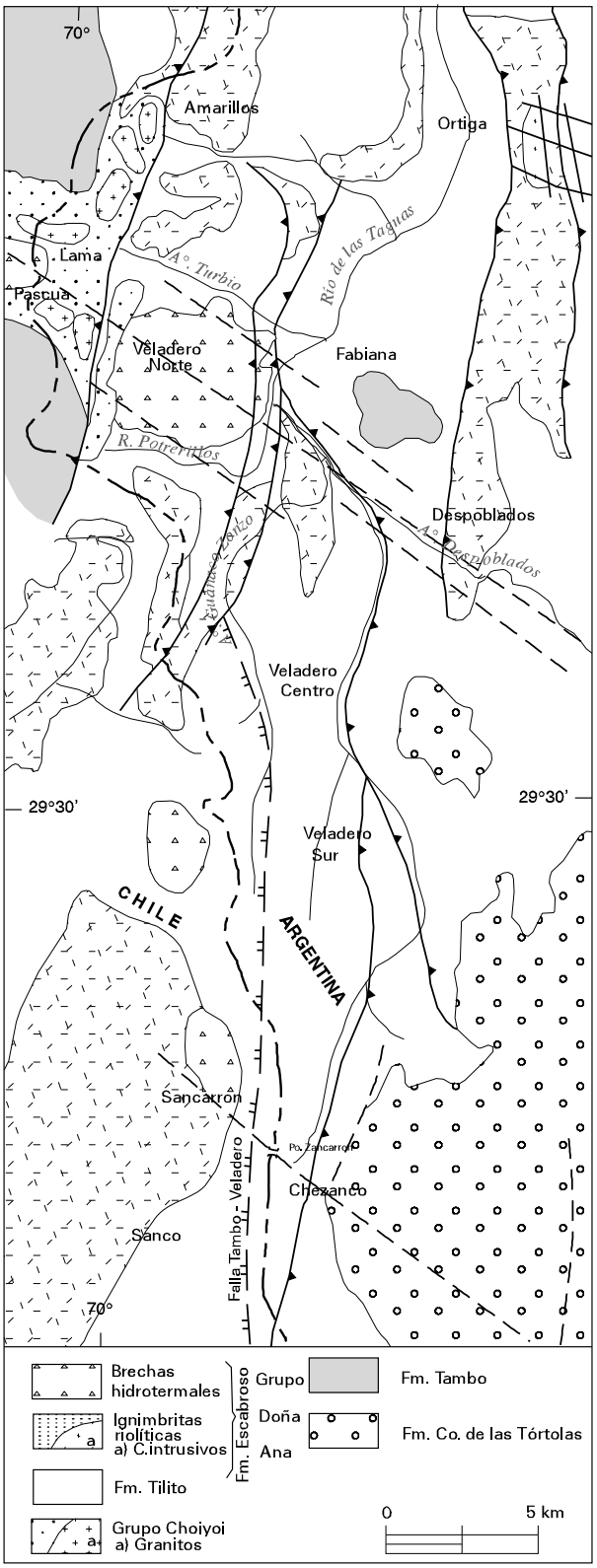


Figura 2. Estratigrafía y litología del depósito Veladero.

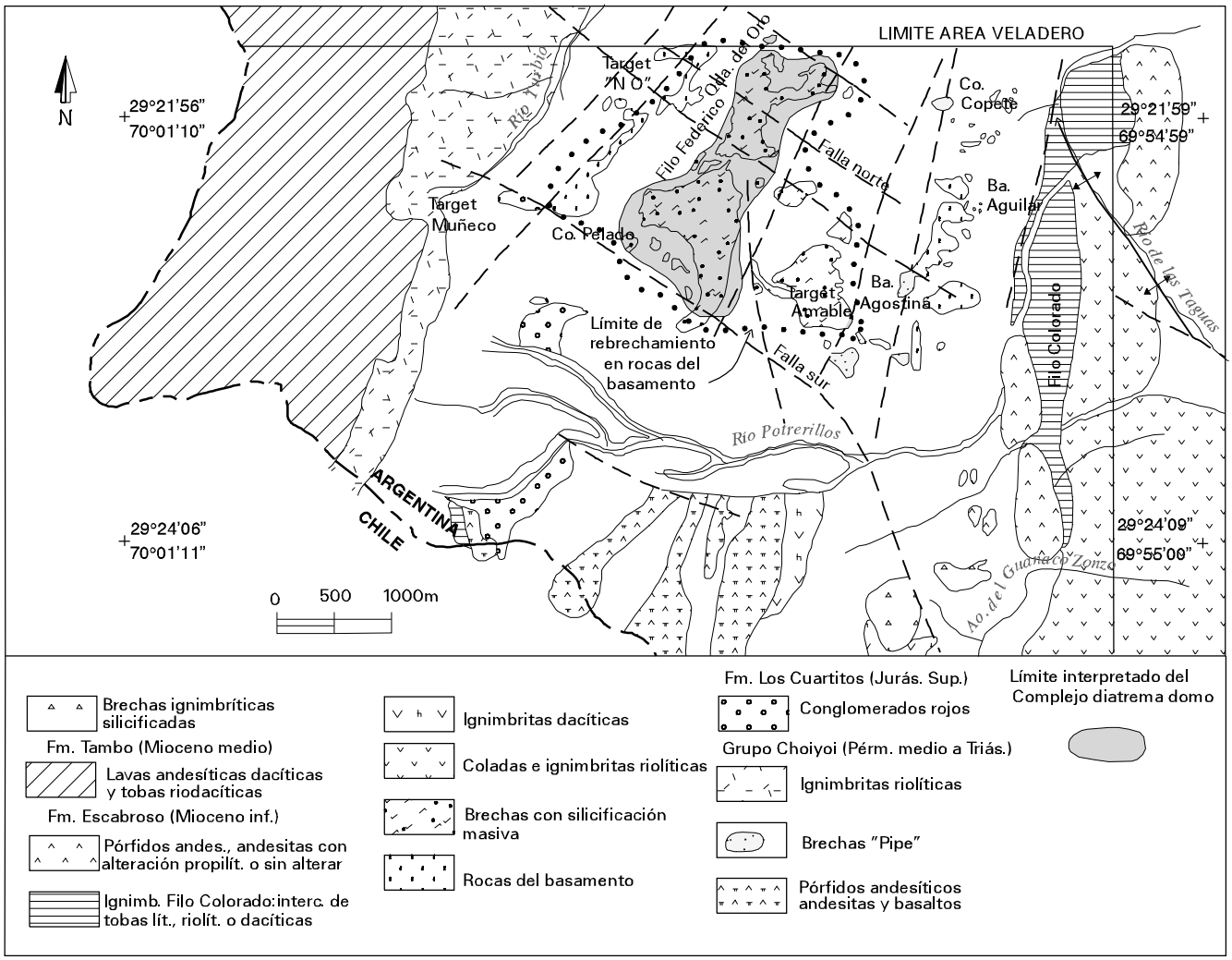


Figura 3. Geología del depósito.

Brechas freáticas. El mecanismo de brechamiento, el cual da orígen a las brechas freáticas, se produce por un violento escape de gases dentro del *vent*, que eleva la presión hidrostática fragmentando intensamente las rocas encajantes. Debido a este mecanismo, los fragmentos son generalmente subredondeados a redondeados por estar sometidos a una fuerte rotación. Estos fenómenos generalmente son repetitivos, razón por la cual pueden observarse múltiples etapas de rebrechamiento y cementación por sílice. En filo Federico, este tipo de brechas tiene una escasa expresión en superficie, sólo aflora en estructuras, como apófisis de cuerpos de brechas existentes en profundidad que han sido definidos mediante el mapeo de sondajes.

Brechas transicionales. Reciben este nombre rocas de textura brechosa que contienen fragmentos rebrechados y con una relación matriz/fragmentos de 40/60% aproximadamente y como su nombre lo indica son intermedias entre las tufisitas y las brechas freáticas. Generalmente se disponen como halos que rodean a la brechas freáticas, característica que se observa en afloramientos y en sondajes.

Brechas de borde. Los eventos eruptivos y/o explosivos generados en el *vent*, producen intensa fracturación de las rocas de caja. Resultan así brechas craqueladas sin rotación de los fragmentos. Los espacios abiertos producidos por esta fracturación forman un significativo enrejado que en general son rellenos por sílice hialina. Estas rocas forman una zona en forma de medialuna que rodea las tufisita por el flanco oeste y noreste de filo Federico. Dentro de este ambiente y gobernados por procesos mecánicos, en las paredes exteriores del *vent*, tienen lugar fenómenos de colapso que dan orígen a un subtipo de brecha de borde, denominado de colapso o caótica. Son en general brechas clastosostén, con variados tipos de fragmentos, incluídos de pórfiros juveniles, sin selección y con débil cementación. Han sido observadas en afloramientos reducidos, en los flancos noreste y sureste de filo Federico.

Brechas fluidalizadas. Son brechas explosivas que se emplazan en fisuras produciendo bordes de reacción en la roca de caja. Contienen fragmentos exóticos subredondeados a redondeados con matriz molida y constituyen diques

que intruyen a todas las unidades ya descriptas. Esta característica les confiere un carácter tardío en la evolución de la diatrema.

Brechas extrusivas de anillo tobáceo o *tuff ring*. Se trata de material piroclástico eyectado de la diatrema y su composición y geometría, refleja su relación espacial con el *vent*. Los afloramientos se concentran en el flanco sur y sureste de filo Federico y hacia cerro Pelado oriental. Se componen de brechas volcánicas consistentes de bloques angulosos a subangulosos, que incluye algunos de gran tamaño, la mayoría de rocas de caja, escasos exóticos y de intrusivos (juveniles) e intercalaciones de finos niveles de tobas. Una característica de esta secuencia es la presencia de "bloques balísticos" con estructuras dejadas por el impacto de éstos (marcas de impactos de bombas). Estructuras sedimentarias notables son: estratificación y grietas de desecación. En los afloramientos próximos a la cima de filo Federico, las brechas tienen una disposición cercana a la horizontal y aquellos distales en la dirección sur alcanzan hasta los 30º de buzamiento al este.

De acuerdo a Cas y Wright (1987), la presencia de bloques balísticos indican la cercanía del *vent* debido a su trayectoria; las grietas de desecación, que los piroclastos se han depositado en ambientes lacustres o terrenos saturados por agua; la horizontalidad de los estratos, el anillo interno al que los autores denominan *base surge* y aquellos piroclastos con un buzamiento de bajo ángulo correspondería al anillo externo.

En el extremo sur de filo Federico existen pequeños afloramientos de un tipo de brecha muy particular, denominada *crumple breccia*. Se trata de una brecha clasto-sostén, compuesta enteramente por fragmentos de intrusivos juveniles alterados a sílice oquerosa (*vuggy silica*), sin rotación. De acuerdo a su origen se indica una relación espacial directa con pórfiros. En el flanco sudoccidental de cerro Pelado, estas brechas se sitúan en estructuras de rumbo N10ºE y están fuertemente silicificadas con sílice oscura que cementa la brecha y rellena las oquedades.

Basamento. Se han reconocido en el flanco suroeste de cerro Pelado, filo Mario y en el ámbito del Arroyo Guanaco Zonzo, ignimbritas y rocas piroclásticas de composición ácida que son correlacionables con el Grupo Doña Ana. En sectores adyacentes a cerro Pelado, se observó que las rocas exhiben fuerte craquelación relacionada con procesos tectónicos, producidos por intensos fallamientos de direcciones noreste y noroeste, presentes en el área.

Fragmentos de pórfiros juveniles en brechas. Los "fragmentos juveniles" son un componente importante de las facies de diatrema. Se han observado en tufisitas, brechas de borde y en brechas extrusivas. Cas y Wright (1987) definen a los "fragmentos de pórfiros juveniles" como muestras de magma, eruptadas. En las facies que se considera, estos fragmentos juveniles provienen de intrusivos que ya alcanzaron un avanzado desarrollo, están completamente cristalizados y aún alterados.

Alteración hidrotermal

Las alteraciones hidrotermales comprenden distintos tipos de silicificación afectando brechas, alteraciones argílicas y propilíticas en la parte exterior del sistema. El área de alteración hidrotermal es mayor de 20 km^2 (figura 1), abarcando cerro Pelado, filo Federico, los cuerpos de brechas satélites en el flanco oriental del sistema: Brecha Agostina, Copete, Aguilar, etc. (figura 2).

Alteración silícea

Se incluye en este grupo a todos los tipos de sílice que han sido reconocidos. Entre ellos se definen:

Sílice residual y azufre (steam heated). Este tipo de alteración, en adelante *steam heated*, compuesta solamente de sílice pulverulenta y azufre nativo cristalizado, se localiza en fracturas y en parches en filo Federico, sector noreste (falla norte y zonas adyacentes). En cerro Pelado, esta alteración tiene un amplio desarrollo en su parte más elevada desde cota 4.650 y con un espesor promedio de100 metros.

Debido que se ha observado en superficie y en sondajes que el nivel de *steam heated*, grada en sentido vertical a sílice calcedónica y luego a opalina, se infiere que esta alteración se desarrolló en la zona vadosa a una temperatura entre 100ºC a 180ºC y pH débilmemente superior a 2. Ajustándose asi a la clasificación propuesta por Hedenquist (comunicación personal) que distingue tres tipos de sílice residual: a) *steam heated* magmático, b) *steam heated* de zona vadosa y c) *steam heated* supérgeno.

Sílice opalina. La mayor expresión en superficie de sílice opalina pervasiva afecta a todas las rocas que pertenecen a la diatrema y a las brechas extrusivas de anillo tobaceo (*tuff ring*). Se reconoce por su aspecto masivo y fractura concoide. El color predominante es gris claro, aunque se presenta también en colores castaños y verdosos. En profundidad, pasa a un color oscuro que le confiere un lustre encerado. Completan este grupo de sílices de baja temperatura, sílice calcedónica y sílice lechosa, observadas principalmente en fracturas en algunos sondajes. La superposición de estos tipos de sílices muestran la ciclicidad de los períodos de silicificación. Estos tipos de alteración silícea normalmente subyacen al *steam heated*. Su temperatura de depositación no sobrepasa 200ºC, límite que representa las temperaturas en condiciones de rápido enfriamiento (*quenching*), Corbett y Leach (1997).

Sílice cristalina. Tiene una escasa expresión en superficie. Se trata de sílice microcristalina a cristalinas, generalmente de color oscuro. En los sondajes se ha observado que la aparición de sílice cristalina en planos de fracturas precede el límite entre sílice opalina y cristalina. En la

mayoría de los sondajes de filo Federico, esta transición se observa en forma reiterada, mientras que en los sectores norte y noreste se observa una transición a sílice más clara.

Silice oquerosa (vughy sílica). Se restringe a los límites exteriores de las zonas de *steam heated* y en profundidad a niveles mas o menos tabulares y de escaso desarrollo. En la mayoría de los casos, la sílice oquerosa sólo presenta su primera fase (lixiviación ácida) y en pocas oportunidades se observó posterior relleno por cuarzo drusiforme y/o óxidos.

Alteración argílica avanzada. Se define como alteración argílica avanzada a las asociaciones sílice-alunita; alunita-caolinita de acuerdo a la tabla de alteración hidrotermal diseñada por Corbett y Leach (1997).

Una franja de sílice-alunita, rodea el centro silíceo por el margen suroeste y noroeste y subyace a sílice opalina, mostrando así una zonación en sentido lateral y vertical.

Alteración argílica. Se considera como alteración argílica a las asociaciones, illita-caolinita-illita.

Estas asociaciones se ubican como un halo externo rodeando inmediatamente a la alteración sílice-alunita en el semicírculo sudoeste-noroeste. Los sondajes del sureste de cerro Pelado atraviesan en toda su progresiva, alteración argílica.

Alteración propilítica. Comprende la asociación clorita-magnetita-pirita y epidoto en planos de fractura.

Se localiza en el sector sureste de Veladero Norte, afectando a rocas de textura porfírica y de composición andesítica. La pirita es abundante.

Geofísica

Filo Federico se caracteriza por la presencia de una intensa alteración silícea, por este motivo se utilizaron métodos geofísicos como C.S.A.M.T. (*Controlled Source Audi-Magneto-Telluric*); y A.M.T. (*Audio-Magneto-Telluric*) para la investigación terrestre, después de que se cubriera el área con aeromagnetometría y radiometría aérea. Cada uno de estos métodos contribuyó, conjuntamente con la geología, a la definición de las áreas a ser prospectadas con perforaciones; específicamente a establecer la continuidad de grandes estructuras mapeadas en superficie y su continuidad en profundidad. Aparentemente habría una correlación directa entre valores de oro y resistores mayores que 100.000 ohm por metro.

Geoquímica

Las anomalías de oro y plata marcan definidamente el borde de diatrema y son notables en áreas en las que aflora la alteración sílice opalina. En áreas de alteración sílice residual y azufre que normalmente cubren a la sílice opalina, las anomalías de oro y plata son pobres. La correlación positiva entre oro y plata es estadísticamente débil pese a que ambos cationes muestran una distribución ajustada al sector de diatrema tanto en filo Federico como el sector Amable y en los cuerpos de brecha satélites del flanco oriental: Agostina, Copete, etc. Las áreas anómalas en oro y plata son normalmente pobres en Sb, Hg, Bi.

Las partes superiores del sistema hidrotermal, por ejemplo cerro Pelado, son pobres en oro y plata pero presentan anomalías de Hg, Bi, Sb, que también se asocian a ciertos sectores de falla, por ejemplo la falla Sur (figura 2).

El plomo y zinc adquieren una distribución periférica a la diatrema y distal al respecto de las anomalías de oro y plata. Pórfiros dacíticos con alteración illita, dickita ± alunita aflorantes a lo largo de la traza de la falla sur también presentan anomalías auríferas pero discontinuas.

En general se puede decir que de acuerdo a la ubicación en el perfil erosivo del sistema hidrotermal tendremos distintas "suites" de elementos geoquímicos; y que localmente la distribución de los mismos puede estar controlada por la estructura.

Datos de espectrometría

El uso del espectrómetro infrarrojo portátil (tipo Pima), permitió la identificación de grupos de arcillas diagnósticas: alunita hipogena, pirofilita, diáspora, kaolinita, etc. barita y en zonas de intrusivo, topacio. También permitió la identificación de distintos picos de espectro característicos de estas alteraciones silíceas inclusive las mencionadas anteriormente y sílice calcedónica, etc. Como resultado del empleo de este método tanto en mapeos de superficie como en perforaciones se cuenta con curvas espectrográficas que se utilizan para estimar zonas con posible mineralización aurífera.

Datos de perforación

Para un total de 7.666 muestras (7.326 pertenecen a filo Federico y 340 a Target Amable) las rocas interceptadas responden a las siguientes litologías: 28% (2.145 muestras) corresponde a Brecha de Borde; 20% (1.536 muestras) corresponde a Brecha Transicional; 14% (1.108 muestras) corresponde a Brecha Freática; 14% (1.052 muestras) corresponde a Basamento; 7% (541 muestras) corresponde a Roca de Diatrema; 5% (385 muestras) corresponde a Roca Intensamente Silicificada; 4% (292 muestras) corresponde a Brecha Extrusiva de *tuff ring*.

Estas proporciones son meramente indicativas de la distribución de brechas en el flanco occidental de filo Federico y un pozo en Amable.

La distribución de la mineralización aurífera; 1.318 muestras, o 17,19 % del total; tienen contenidos mayores que 0,6 g/t Au; aparenta ser mayor en las brechas Fréaticas (27,69% de los valores mayores de 0,6 g/t Au) y Transicionales (17% de los valores > de 0,6 g/t Au). Las brechas extrusivas del anillo tobaceo con solo 4% de intersecciones contienen 15% de la distribución aurífera.

Graficando cota versus ley de oro se observa claramente que existe una zonación vertical de la mineralización. Esta queda comprendida entre las cotas de 4.290-4.250 m s.n.m. (techo) y 4.045 m s.n.m. (base). Debe tenerse en cuenta que el límite inferior es menos preciso ya que se cuenta con escasa información de sondajes a esa profundidad.

Esta zonación también se corrobora con el hecho de que el 88% de las muestras con tenores superiores a 0,8 g/t que se ubican dentro de este intervalo.

Por otro lado, se puede ver que la plata tiene una distribución similar a la de oro en cuanto al nivel topográfico se refiere, con una concentración entre los 4.300 y 4.100 m s.n.m. La correlación Au/Ag tiene un coeficiente de 1/25.

Controles de mineralización

Los análisis de muestras de sondajes y la geoquímica de superficie indican que el mayor porcentaje (> 50 %) de la mineralización de oro y plata en Veladero está contenida en brechas freáticas rebrechadas y cementadas por sílice sacaroidal ± óxidos y en las brechas de borde intensamente craqueladas y rellenas por sílice hialina.

Estudios de secciones pulidas indican que el oro se encuentra en estado nativo. En la fracción gruesa se observó la mayor cantidad de partículas de oro asociados a cuarzo, cuyo tamaño varía entre 8 a 12 micrones.

La disposición de las unidades geológicas y las zonas de alteración están intensamente controladas por el esquema estructural producto de la interacción de sistemas de fallas de alto ángulo con rumbos nornoreste y oestenoroeste. Los principales sistemas observados para el sector Veladero Norte son los siguientes:

Sistema 060-120º: Evidencias de campo indican que actuaron previa, simultanea y posteriormente a la mineralización. Se relacionan con la mineralización de oro y plata y el emplazamiento de brechas fluidalizadas.

Sistema norte-sur: Estas presentan componentes siniestrales, con evidencias de reactivación generando condiciones distensivas.

Sistema 040-050º: Se relacionan a venas paralelas (vetillas paralelas) y también se ha observado que controlan el ascenso de fluidos tardíos.

Sistema 010-020º: Ejercen un importante control sobre el movimiento de los fluidos asociados al complejo de diatrema.

El sistema de fracturas este-oeste: Se producen como consecuencia de reactivaciones tectónicas.

La fuerte craquelación que sufren las rocas de caja de la diatrema, debido a los fenómenos explosivos que se generan en su interior, permiten el tránsito de fluidos que rellenan los espacios abiertos. En Veladero estos espacios abiertos se rellenaron de sílice hialina conformando un intenso stockwork. Interceptando a las venillas del stockwork, aparecen venillas paralelas (*sheeted veinlets*), tambien de sílice hialina. Estas venillas tienen la particularidad de presentar en su centro, un mineral blanquecino no determinado, adquiriendo así un aspecto de venillas con sutura central (sintaxial) correspondientes a pórfiros de cobre y pórfiros de cobre y oro donde marcan el comienzo de la mineralización. Las relaciones de campo permiten inferir que este pulso síliceo marca el comienzo de la mineralización. Fragmentos de brechas de borde con intensos stockworks y venillas paralelas (*sheeted veinlets*) han sido observados en brechas freáticas y transicionales.

Diferentes pulsos de rebrechamiento y cementación son observados. El que presenta mayor relación con la mineralización de oro, es aquel que se compone de una microbrecha con matriz de sílice sacaroide y tinción de óxidos que le confiere un color amarillo. Posterior a todos los períodos de cementación tuvo lugar el desarrollo de nuevos tipos de venillas de sílice opalina y cuarzo ahumado. Al menos dos generaciones de venillas de sílice lechosa marcan el final de los estadíos de venillas.

Otro rasgo importante de la mineralización es la presencia de venillas y venas oscuras que corresponderían con sulfuros oscuros (*black mud sulfides*) y/o sulfosales de plata y que parecen estar relacionados con el transporte y depositación de metales.

MODELO GENÉTICO

El complejo volcánico diatrema-maar con domos dacíticos periféricos Veladero Norte, está localizado en el Valle del Cura, Jones *et al.* (1996), en la continuidad en la Argentina del cinturón volcánico El Indio (Siddeley y Araneda, 1990). El Valle del Cura forma parte del cinturón Terciario que a través de la Argentina conecta el cinturón del Indio al sur con el de Maricunga al norte (Chile).

Veladero se sitúa en la intersección entre varios juegos de fracturas regionales, en un graben de forma triangular localizado, luego sobreelevado por la tectónica Terciaria. La tectónica tiene similitudes a las descriptas por Sylvester y Linke (1994), en el norte de Chile.

Cambios en las velocidades de convergencia y en los ángulos de subducción de las placas tectónicas durante el Terciario, (Kay 1991), (Kay *et al.* 1987); afectaron tres sistemas estructurales, propiciando movimientos de rumbo horizontales en las estructuras norte-sur y produciendo distensión en las estructuras nornoreste. Las intersecciones de estas estructuras con estructuras oestenoroeste tienden a localizar los complejos eruptivos-explosivos regionales tales como Cerro Pelado, Filo Federico, etc. Regionalmente las estructuras ONO reactivadas marginan el límite norte del Batolito de Colangüil, al límite sur del volcanismo Plio-Pleistoceno de la Puna, con probable continuidad en Chile, Jones (1990). La región entre 27-28° S latitud de Maricunga, marca el extremo meridional de la Puna y es un importante límite tectónico, Jones (1996), donde durante el Terciario se produce una transición entre subducción de bajo ángulo al sur, Kay (1991) y subducción de mayor angularidad al norte, Coira *et al.* (1998).

Las edades del basamento no alterado en Veladero Norte, alrededor de 16,2-14,6 Ma, delimitan los episodios

iniciales del aparato explosivo, y se corresponden con los tramos superiores de la Formación Escabroso, Grupo Doña Ana, (Martin 1997a) o con los tramos inferiores de la formación Cerro Tórtolas, Clavero *et al.* (1997); siendo correlativos con eventos volcánicos tanto en la Faja de El Indio, Martin *et al.* (1995); como Maricunga, Vila y Sillitoe (1991), Kay *et al.* (1996), etc. Las edades del Grupo Doña Ana, que en Chile son generalmente mas antiguas que las del basamento de Veladero, podrían avalar la hipótesis de que ambos son centros volcánicos diferentes dentro de un mismo cinturón. Si así fuera sería válido desarrollar una nomenclatura formacional propia para el área de Veladero; tarea que se podría plantear en el futuro.

El sistema explosivo de la diatrema ha brechado y fracturado las rocas hospedantes adyacentes. Los fluidos hidrotermales ácidos migran desde el origen magmático hacia los niveles corticales superiores. La intensa silicificación, la naturaleza de las arcillas (alunita, pirofilita, etc.), la ausencia de adularia y calcita, las alteraciones geoquímicas y texturas de la mineralización, indican que la alteración del sistema en Veladero es del tipo *high sulphidization*, White y Hedenquist (1995). Los fluidos ácidos producen una alteración que deposita sílice oquerosa cerca del conducto por donde ascienden, gradando hacia afuera a una sílice masiva de grano fino. En una disposición más externa, se sitúa la alteración cuarzo/alunita y en forma periférica a esta arcillas de menor temperatura y acidez.

Las asociaciones de alteración hidrotermal y aparentemente la mineralización en Veladero están influenciadas por los procesos hidrológicos, principalmente la mezcla de fluidos magmáticos con aguas meteóricas que contribuyeron a la explosividad del sistema y la ebullición (*boiling*), que tuvieron lugar en el complejo diatrema/domo.

La mezcla de los fluidos magmáticos con la tabla de aguas meteóricas genera zonas de ebullición donde los fluidos interactuan con la roca de caja y producen una zonación vertical.

Según el modelo teórico descripto por White *et al.* (1971) para sistemas similares, se indica que el nivel freático marca el límite entre las aguas superficiales y los fluídos magmáticos dominados por vapor. Por encima de este límite, el H_2O se oxida a H_2SO_4, condensándose a ácido sulfúrico acuoso. El descenso de estas soluciones causa severa lixiviación ácida y precipitación de azufre proveniente de los vapores del ácido sulfúrico, dando lugar así a la formación del tipo de alteración de sílice residual con azufre (*steam heated*). El nivel paleofreático donde interactúan las aguas meteóricas y los fluídos magmáticos ricos en vapor, representa la condensación de fluídos altamente oxigenados y ácidos (nivel de ebullición). Según Corbett y Leach (1997), la pérdida de gases en este nivel en sucesivas ebulliciones causa un incremento en el pH y en la temperatura, dando lugar a la siguiente zonación de la alteración hidrotermal: Sílice ⇒ Alunita ⇒ Caolinita ⇒ Illita ⇒ Clorita.

En Veladero la zonación vertical, presenta un espesor mayor de unos 500 m, y se desarrolla de la siguiente manera: en la parte superior, subhorizontal, se dispone el nivel de alteración de sílice residual con azufre; luego, por debajo aparecen distintos tipos de sílice, y por los bordes el sistema muestra zonas de alteración argílica en distintos grados. Queda todavía por determinar la continuidad del sistema en profundidad. Según lo conocido del mismo, la mineralización aparece asociada con la sílice cristalina como así también con la zona de contacto con la sílice opalina.

La concentración de mineralización de oro por debajo del nivel de sílice opalina indicaría un nivel tabular de aproximadamente 180 a 200 m con leyes cercanas a 1 g/t oro y 25 a 40 g/t plata cuya economicidad está en estudio. Los recursos preliminares inferidos en filo Federico y el sector noroeste son del orden de 4 millones de onzas de oro equivalente, pero podrían aumentar significativamente ya que en este cálculo no se incluyen zonas como Amable, etc. La asociación de mineralización dentro del sistema con zonas argílicas, especialmente vetas de cuarzo-alunita comparando Veladero con otros depósitos de similares propiedades físico-químicas (Pascua, Yanacocha), aparece como sumamente probable y señala una fuerte perspectiva exploratoria en profundidad y hacia los sectores externos del sistema.

En la mayoría de los depósitos del tipo "alta sulfuración" los fluidos portadores de la mineralización siguen a una etapa previa de fluidos ricos en gases, los cuales crean la zonación de alteración (Corbett, 1998). La mineralización de oro en Veladero, ocurre asociada a espacios abiertos dentro de estructuras alojadas en la rocas de caja silicificadas, cerca del margen de la diatrema.

Por lo general, las zonas de borde de las diatremas es la más apta para la mineralización debido a la gran fracturación y brechamiento allí presente como consecuencia de la concentración de eventos explosivos (Corbett, 1998). En la parte central, las condiciones de preparación de las rocas de caja (*ground preparation*) pueden ser menos favorables para la depositación de los fluidos, pero este no siempre es el caso.

La estimación inicial de recursos mineralizados en Veladero Norte indica su potencialidad. Esta reserva tiene potencial para aumentar dependiendo de mayores trabajos. Si así fuera se justificaría en mayor medida lo sugerido por Jones *et al.* (1996), al respecto de la posible presencia de depósitos de oro y plata de importancia mundial dentro de la faja volcánica Terciaria del Valle del Cura en la Argentina. La presencia de oro libre en óxidos y las recuperaciones obtenidas auspician promisoriamente sobre el potencial económico de la reserva inferida mencionada.

La región norte del Valle del Cura, incluyendo Veladero y Lama en la Argentina, y el proyecto Pascua localizado pocos kilómetros al oeste en Chile tiene la posibilidad de convertirse en un megadistrito, cuya exploración y reconocimiento se encuentra en su etapa inicial.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Minera Argentina Gold S.A.

BIBLIOGRAFÍA

Araneda, G. R., 1982. El Indio, yacimiento de oro, plata y cobre. Coquimbo, Chile. Minerales, 37, 160, 5-13. *Barrick Gold Corporation,* 1997. Memoria Anual.

Bastías, H. E., 1991. Complejo volcánico Olivares: un gran evento magmático Mioplioceno en los Andes a 30° de latitud Sur. *6º Congreso Geológico Chileno,* 520-524.

Cas, R. A. F. y J. V. Wright, 1987. Volcanics Successions modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. *Allen & Unwin,* 528 pp. London

Clavero, R. J., M. W. Martin, C. Mpodozis y L. Cuitiño, 1997. Eventos de alteración-mineralización en la franja El Indio (29-30ºS): Nuevos antecedentes geológicos y geocronológicos. *3º Congreso Geológico Chileno,* 2: 896-900.

Coira, B., S. M. Kay y J. Viramonte, 1998. Upper Cenozoic magmatism evolution of the Argentine Puna a model for changing subduction geometry. *Int. Symp. Mendoza, reprinted from Int. Geol. Review*, 35: 677-720.

Corbett, G. J., 1997. Comments on the Veladero and nearby exploration projects in Argentina for Minera Argentina Gold. Inédito

Corbett, G. J., 1998. Comments on the geology of the Veladero Gold Project, Argentina. Inédito.

Corbett, G. J. y T. M. Leach, 1997. Southwest Pacific Rim Gold-Copper systems: Structure, Alteration and Mineralization. Inédito.

Davidson, J. y C. Mpodozis, C., 1991. Regional Geologic Setting of Epithermal Gold Deposits Chile. *Economic Geology,* 86: 1.174-1.186.

Godeas, M., N. Pezzutti, F. Nullo y J. Otamendi, 1993. Caracterización Petrográfica y Geoquímica del Volcanismo Terciario en el área del río Taguas (Formaciones doña Ana y Cerro de las Tórtolas), Mendoza. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 216-224.

Guilbert, J. M. y C. F. Park, 1985. The geology of Ore Deposits. *Freeman*, 985 pp. New York.

Jones, J. P., 1990. Geología y Potencial Minero de la Región entre la Laguna Brava y el río Bonete, Provincia de La Rioja, República Argentina. *Universidad Nacional de La Plata*, tesis doctoral, 120p. y anexos.

Jones, J. P., 1996. The Farallon Negro-Bajo de la Alumbrera Volcano-Plutonic Cluster. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 17-27.

Jones, J. P., R. D. Martinez y E. A. Rossello, 1996. La Faja volcánica terciaria del Valle del Cura (San Juan, Argentina): sus posibles continuidades y potencial para localizar World Class Deposits. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 55-71.

Kay, S. M., 1991, Miocene 'flat slab' volcanic rocks as guides to lithospheric processes in the Central Andes (25-33°S). *6º Congreso Geológico Chileno,* 579-583.

Kay, S. M., V. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis, C. Nasi y C. Gordillo, 1987. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28ºS and 33ºS. Correlation of magmatism chemistry with a changing Benioff zone. *Journal South American Earth Sciences,* 1 (1): 21-38.

Kay, S. M., C. Mpodozis, A. Tittler y P. Cornejo, 1996. Magmatic and Tectonic Controls on Late Tertiary Mineralization in the Maricunga Belt (26 to 28S Chile). *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 3: 117-122.

Maksaev, V., R. Moscoso, C. Mpodozis y C. Nasi, 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29º-31ºS). Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile,* 21: 11-51.

Martín, M., J. Clavero y C. Mpodozis, 1997a. Eocene to Late Miocene magmatic development of El Indio Belt, 30º, North-Central Chile. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 149-153. Antofagasta.

Martín, M., J. Clavero y C. Mpodozis, 1997b. Eocene to Late Miocene structural development of Chile's El Indio Gold Belt, 30ºS. *8º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 144-148, Antofagasta.

Martín, M., J. Clavero, C. Mpodozis y L. Cuitiño, 1995. Estudio geológico regional de la franja El Indio Cordillera de Coquimbo. *Servicio Nacional Geología y Minería-Compañia Minera San Jose.* Informe Registrado IR-95-6.

Martinez, R. D., 1991. Resúmenes técnicos y mapas de compilación geológica regional. Áreas de reserva minera de Iglesia y Calingasta. Anexo II, Pliego de bases y condiciones. *Concurso público de ofertas del Instituto provincial de Exploraciones y Explotaciones mineras (San Juan).* Inédito.

Martínez, R. D., J. Grassi y H. B. Hernandez, 1993. Consideraciones estructurales sobre las alteraciones hidrotermales en la región del Valle del Cura, San Juan, sus implicancias en la prospección metalífera. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas,* 2: 100-110.

Minera Tea, 1968. Geología de la Alta Cordillera de San Juan: su prospección y áreas con posibilidades mineras. *Departamento de Minería de San Juan.* Inédito.

Mpodozis, C., R. Allmendinger y T. Jordan, 1991. La Zona del Nevado de Jotabeche y la Laguna del Negro Francisco: Evolución Tectónica y Volcánica de la Extremidad Meridional del Altiplano Chileno. *6º Congreso Geológico Chileno,* 91-95.

Nasi, C., C. Mpodozis, P. Cornejo, R. Moscoso y V. Maksaev, 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile,* 25-26: 77-111.

Nullo, F., 1988. Geología y Estructura del área de Guanaco Zonzo y Veladero, oeste de Cordillera del Sancarrón, San Juan. *3º Congreso Nacional de Geología Económica,* 501-515.

Nullo, F. y G. Marin, 1990. Geología y estructura de las Quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 45 (3.4): 323-335.

Ramos, V. A., 1995. Geología y estructura del Valle del Cura. *Minera Argentina Gold S. A.* 48 pp. Inédito.

Ramos, V. A., 1998. Análisis Geocronológico de la región de Veladero Norte (Valle del Cura). *Minera Argentina Gold S.A.* 21 pp. Inédito.

Ramos, V.A., R. Page, S. Kay, O. Lapido y D. Delpino, 1987. Geología de la Región del Volcán Tórtolas, Valle del Cura, Provincia de San Juan. *10º Congreso Geológico Argentino,* 260-263.

Ramos, V. A., S. M. Kay., R. Page y F. Munizaga, 1989. La ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, Provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina. Revista,* 54 (1-4): 336-352.

Schoen, R., D. E. White y J. J. Henley, 1974. Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada. *Clays and clay mineralogy,* 22: 1-22.

Siddeley, G. y R. Araneda, 1990. Gold-silver occurrences of the El Indio Belt, Chile. Earth soiser. *Circum-Pacific Council Energy Mineral Resources,* 11: 273-284.

Steven, N. M., D. Heberlein, D. K. Williams, A. D. Pattison, R. A. Armstrong, J. Cordery y M. F. Ullrich, 1998. The Morro Escondido Au Porphyry and Associated Mesothermal Quartz Vein System on the La Ortiga Property: The Southern Extension of the Maricunga Belt in Argrentina. *Extended abstracts vol. Pathways,* 98: 219-221.

Sylvester, H. y M. Linke, 1994. Structural control of intrusions and hydrothermal alteration zones by intersecting fault systems in the Cretaceous magmatic arc of the Southern Central Andes at 27°S, III. Region, Chile. *Zbl. Geol. Paläont.* teil I, 1993 (1/2): 361-376. Stuttgart.

Vila, T. y R. H. Sillitoe, 1991. Gold-Rich Porphyry Systems in the Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology,* 86: 1238-1260.

Walthier, T. N., R. Araneda y J. W. Crawford, 1982. The El Indio gold silver copper deposit region of Coquimbo, Chile. *Circum Pacific Energy Min. Res. Conf. Trans,* 349-355.

White, D. E., L. P. J. Muffler y A. H. Truesdell, 1971. Vapor-dominated hydrotermal systems compared with hot water systems. *Economic Geology,* 66: 75-97.

White, N.C. y J. W. Hedenquist, 1995. Epithermal Gold Deposits, styles, characteristics and Exploration. *S.E.G. Newsletter.* 23: 9-13.

Lurgo Mayón, C. S., 1999. Manifestaciones de azufre del cerro Jagüelito, San Juan. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1685, Buenos Aires.



MANIFESTACIONES DE AZUFRE DEl CERRO JAGÜELITO, SAN JUAN

Carlos S. Lurgo Mayón[1]

La Cordillera Frontal en su amplia extensión de aproximadamente 500 km, entre la provincia de Catamarca y el sur de la provincia de San Juan, presenta escasas manifestaciones de azufre, de menor envergadura que las de la Puna.

Ubicación

Las manifestaciones de Cerro Jagüelito se localizan en la Cordillera de Colangüil sobre la margen derecha del río que recorre el Valle del Cura, 20 km al este del paso a Chile de Las Tórtolas. Las alturas oscilan entre 4.000 y 5.000 m sobre el nivel del mar. Se destaca la mina Rey Mago cuyo acceso se realiza con mulares.

Leyes y reservas

Las leyes de las vetas son, veta Nº 1, 62,6% de S y veta Nº 2, 37,8% de S. La zona de interés se encuentra cubierta, no obstante fue posible detectar un nivel de tobas con sílice y azufre en bancos subhorizontales. Las reservas de estas vetas son escasas, del orden de algunos miles de toneladas.Considerando el potencial del criadero, Dahaller (1942) estimó reservas del orden de los 7.200.000 toneladas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Las manifestaciones de azufre se ubican a 400 m por sobre el río Valle del Cura. La pendiente suroeste de Colangüil sobre la que aparece el depósito está cubierta de acarreo con un ángulo de deposición muy inestable (30°). La geología dominante son andesitas, brechas y tobas que cubren a un basamento constituido por cuarcitas y esquistos. La manifestación en la zona de la mina Rey Mago constituyen un crestón de 100 m de largo y una potencia variable entre 2 a 15 m con inclinación 75°NO. Las brechas presentan piroclastos mayores de 0,30 m de diámetro en una matrix fina constituida por plagioclasa, biotita y hornblenda. En la proximidad de estos cuerpos de brechas hay cajas decoloradas y alteradas por procesos de desferrización y silicificación producidas por emanaciones profundas de fluidos contemporáneos a la depositación del azufre que han convertido a la roca en una masa porosa, blanco-parduzca. Las tobas tienen alteración de color además de indicios de silicificación y azufre.

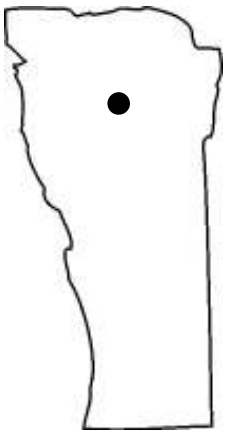
El yacimiento Rey Mago está representado por 2 vetas lenticulares, en las que se realizaron pequeñas labores en los años 40. El mineral debía sacarse a lomo de mula hasta Jachal a una distancia de más de 100 kilómetros. La principal lente es la N° 1, de rumbo N35°, con una potencia de 3 metros. La lente N° 2 tiene dimensiones reducidas con un ancho máximo de 2 m y orientación N15°O. Sobre el rumbo de ambos filones se han practicado varios labores de reconocimiento que no tuvieron éxito. Algunos indicios de Cerro Jagüelito podrían marcar la transición hacia depósitos epitermales, sobre todo el desarrollo sobre una columna de 400 m de desnivel, modelo al que se deben agregar las alteraciones con 15% de alumbre, diques de brechas y vetas cuproauríferas en las cercanías.

BIBLIOGRAFÍA

Dahaller, G. B.1942. Informe sobre el depósito Jagüelito. Ministerio de Obras Públicas, Comercio y Minería de San Juan, informe inédito. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 408.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

Lurgo Mayón, C. S., 1999. Depósitos auríferos de baja sulfuración en el distrito La Carolina, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1687-1693, Buenos Aires.



DEPÓSITOS AURÍFEROS DE BAJA SULFURACIÓN EN EL DISTRITO LA CAROLINA, SAN LUIS

Carlos S. Lurgo Mayón[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito está localizado en el área de La Carolina en las Sierras Pampeanas de San Luis, a 1.600 m s.n.m., 80 km al noreste de la ciudad de San Luis con la que se conecta por una ruta pavimentada.

Leyes y reservas

El distrito aurífero ocupa un área de 100 km^2. Como resultado de la exploración realizada por Carolina S.A.M. fueron localizados 12 cuerpos mineralizados. Se presentan en la tabla 1 la extensión areal y las mejores leyes de algunos sectores obtenidos mediante geoquímica superficial, trincheras, perforaciones con recuperación de polvo y sondeos a diamantina.

HISTORIA DEL DISTRITO

Depósitos vetiformes

El distrito aurífero de La Carolina fue descubierto y trabajado desde la época colonial. Las minas de La Estancia, La Luisa, La Rica y Esperanza, se encuentran inactivas. Estas vetas fueron explotadas en su zona de oxidación (10 g/t de Au) hasta el nivel de sulfuros primarios donde la ley disminuía. En 1880 hubo un intento de reactivación. En 1910 la West Argentina Mining Co. realizó un socavón de 390 m, un pique de 85 m y desarrolló 500 m de galerías sobre las vetas e instaló una planta de cianuración. En 1934 la Compañía Minera Tomolasta instaló una planta de tratamiento para mina La Estancia, e inició una efímera explotación que no sobrepasó las 1.000 t. por la baja ley de oro constatada (4 g/t).

La mineralización diseminada

El primer trabajo sobre oro diseminado en el distrito La Carolina corresponde a Carpio (1984). Entre 1986 y 1988 la Dirección General de Fabricaciones Militares realiza tareas de mapeo geológico, geoquímica, polarización inducida y 13 sondeos a diamantina de 100 m cada uno (1.300 m). Se localizaron 12 anomalías. El éxito en estos trabajos preliminares condujo a un emprendimiento conjunto entre la citada empresa estatal y capitales privados (Perez Companc y Anglo American Co), que se extendió durante 17 meses a través de la empresa Carolina S.A.M. constituida a tal efecto. Se obtuvieron 3.200 muestras geoquímicas de superficie, 6.580 muestras correspondientes a 11.960 m de trincheras, se realizaron 570 perforaciones con recuperación de polvo (7.803 m) muestreados cada 1,5 m, y 52 perforaciones a diamantina, totalizando 6.804 m analizados por 5 elementos cada 1.5-3 metros. El metraje total perforado desde 1987 alcanzó a 15.907 metros. El área está cubierta por el Gobierno de la Provincia de San Luis y se encuentran en vías de promoción recabando la participación de la empresa privada.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito minero La Carolina se emplaza en la morfoestructura Sierras Pampeanas. En el área afloran rocas del basamento paleozoico: esquistos, filitas micáceas, gnei-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

Cuerpo	Dimensión en planta en base a geoquímica de superficie	Leyes de Au Espesor en trinchera	Leyes de Au Espesor en perf. a percusión	Leyes de Au Espesores en diamantina
EL CAMINO	7.500 m²	28 m x 0,99 g/t 24 m x 0,65 g/t	18 m x 4,07 g/t 18 m x 1,60 g/t 18 m x 0,28 g/t	16m x 0,91g/t8 (A –35m)
CERRO DEL CORTE	75.000 m²	120m x 0,9 g/t (Núcleo con valores de hasta 4 g/t)	Hasta 40 m con 0,46 g/t	4,5 m x 0,74 g/t
GUILLERMINA	6.700 m²	Promedio de 0,16g/t	7,5 m x 0,46 g/t(Sup)	4,5m x 0,51g/t
LA ESTANCIA	75.000 m²			21 m x 0,49 g/t 9 m x 0,81 g/t (Pozo DDH 33)
LA LUISA	30.000 m²	10 m x 1,1 g/t 44 m x 1,47 g/t		20 m x 0,26 g/t
LA ILUSION	800 m²			9 m x 4 g/t
CERRO MOGOTE	12.000 m²			6 m x 2,5 g/t Au 122 g/t Ag, 0,3 % Pb y 0,5 % Zn

Tabla 1. Dimensiones y tenores de los cuerpos mineralizados de La Carolina

ses y granitos (Formación La Escalerilla). Una faja de cizalla cataclasada-milonitizada separa el sector anterior, en el oeste, de las anfibolitas metasedimentarias del este (esquistos biotíticos ± grafito ± granate ± moscovita). La primera faja está afectada por la Fase Achaliana, la segunda por la Famatiniana con sobreimposición de la Achaliana. Estos rasgos regionales marcan el grado de importancia de la citada zona de cizalla que parcialmente afecta al distrito La Carolina. Aparece como una entidad antigua.

Durante el Mioceno se produce un volcanismo dómico fluidal calcoalcalino, shoshonítico (intermedio a félsico), en parte canalizado a través de la zona de cizalla, representado por traquitas y andesitas, que culmina con episodios freatomagmáticos (cerro Tomolasta y otros). La Carolina corresponde al sector más occidental de un corredor preferencial que canaliza la migración de un centro caliente en sentido noroeste-sureste, con 80 km de manifestaciones (Cerro del Rosario-El Morro), hacia donde disminuye su edad. Las rocas volcánicas de La Carolina tienen edades entre 9,5 y 6,55 Ma (Ramos *et al.*, 1991; Urbina *et al.*, 1995; Sruoga *et al.,* 1996). Hacia El Morro las unidades son de tipo traquiandesítico (2,6 a 1,9 Ma).

Se evidencian así en el distrito La Carolina dos situaciones geotectónicas de primer orden, con implicancias metalogenéticas: a) la faja de cizalla que responde a un lineamiento geotectónico paleozoico y b) un corredor en el Segmento de Subducción Horizontal (Ramos, 1998) que canaliza el magmatismo de retroarco.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Se caracteriza por la presencia de domos tipos fluidales, en un basamento paleozoico. Localmente hay afloramientos semicubiertos de una diatrema con brechas freatomagmáticas.

Litología

Las rocas volcánicas del distrito La Carolina comprende domos, coladas de lava, diques, brechas, lapilitas, y tobas (Brogioni, 1990; Urbina, 1995; Sruoga, 1996). Se han descripto varias facies de brechas: autoclásticas, hidrotermales, de explosión, piroclásticas y tectónicas.

Las brechas de explosión resultaron de la actividad freatomagmática que precedió al emplazamiento de los domos más destacados. La presencia de restos de depósitos de centros surgentes junto con la brecha aludida, llevó a Sruoga *et al.* (1996) a sugerir un ambiente volcánico maar diatrémico, concepto que ya había sido planteado por Sillitoe (1989).

Las brechas hidrotermales, se presentan en varios puntos, y de hecho materializan uno de los reservorios prin-

cipales que entrampan la metalización aurífera (figura 1). Espacialmente se asocian tanto con los domos como con las brechas freatomagmáticas y conforman cuerpos con proyecciones horizontales arqueadas, debido a que ocuparon las estructuras semi anulares de las diatremas, hoy erodadas o disimuladas por la cobertura. Se identificaron al menos 3 diatremas con hasta 2 km de diámetro (Sillitoe, 1989, 1993). Los elementos de diagnóstico que definen la condición intra-maar son escasos, así como la ausencia de caracteres anulares completos. Estos pueden haberse oscurecido por una erosión prolongada. No obstante Sillitoe estima la presencia de piso lacustre, involucrado entre los clastos de la brecha de la diatrema, en algunas perforaciones de la zona Puesto de La Estancia. Corresponde a clastos de siltstone con lechos finamente laminados de pirita diagenizada. Fue interpretado como sedimentita lacustre incorporada en la diatrema desde un cráter-maar subyacente.

Respecto a la edad relativa de las porfiritas involucradas sostiene Sillitoe la existencia, en algunas perforaciones de cerro de El Corte, de pórfiros traquiandesíticos de grano fino cortados y parcialmente incorporados a la brecha de diatrema, mientras que la volcanita más extendida compuesta por porfiros de grano grueso, con grandes cristales de plagioclasas, corta a la brecha. Estos últimos exhiben una banda de enfriamiento y foliación en sus contactos, generando incluso pequeñas brechas de contacto. Esta relación se infiere en puesto La Estancia a través del análisis de la brecha hidrotermal cuya matriz presenta granates metamórficos circunstancia que sugieren aporte desde la diatrema y confirma que la misma fue posterior al emplazamiento del pórfiro. Esto sugiere la posibilidad que el domo pueda haberse emplazado pre y post diatrema y representa un episodio intermineralización, observándose venas de pirita aurífera seccionándolo.

Desde el punto de vista de la paleosuperficie se hace la siguiente salvedad: en el foco eruptivo de cerro El Rosario, sito 30 km al este del de La Carolina, sobre el corredor que culmina en El Morro, existen travertinos y se aprecia la preservación de los conos volcánicos lo que indicaría que La Carolina sufrió un proceso de degradación más intenso, hecho compatible con su mayor edad absoluta. Sillitoe (1989) reconoce igualmente que no se preservan restos no removidos de la paleosuperficie. Sin embargo algunos hallazgos de restos de madera carbonizada y piroclastitas en la brecha, junto a los restos de siltstones piriticos laminados ya señalados, confirmarían la existencia de esa superficie inicial.

Sector El Camino: Brechas hidrotermales en contacto con el intrusivo traquiandesítico. En el subsuelo un pórfiro finamente granular es cortado e incorporado por la brecha diatrémica, que a su vez es penetrado por un pórfiro de grano grueso con grandes cristales de plagioclasa. El cuerpo de brechas es vertical con diámetro de 30 metros.

Sector cerro de El Corte: Domo traquiandesítico que comprende una brecha hidrotermal en su porción central. Tiene 500 m x 150 metros.

Diatrema Puesto La Estancia-El Mogote: Se presenta sobre 1.500 m en sentido norte-sur y 700 m en sentido este-oeste. Determina la presencia de la zona deprimida, con suelos espesos, del sector central y sudeste. Al norte, este y sur lo limitan filitas, micritas y esquistos del basamento metamórfico y al oeste los domos traquiandesíticos de Los Mellizos y Portezuelo. La diatrema se encuentra rellena con brechas freatomagmáticas que registran una leve alteración argílica, sericítica y presencia de penentraciones traquiandesíticas. Con frecuencia hay brechas hidrotermales en sus bordes, alteradas y metalizadas. En el área de esta diatrema aparece el cuerpo Guillermina, consistente en una diatrema de explosión y brechas hidrotermales penetrantes, coincidentes con una fractura (120 m x 15 m y 70 x 70 m).

Sector La Estancia: Corresponde a un intrusivo subvolcánico, brechas hidrotermales y un borde de diatrema, con alteración. La brecha se extiende por más de 2 km, y su presencia se destaca al sobresalir desde la depresión topográfica ocupada por la brecha freatomagmática de La Estancia, ligeramente curva en su traza este-oeste.

Cerro Mogote materializa un cuerpo de brechas hidrotermales sobre borde de freatomagmáticas.

Diatrema La Luisa-Puesto Olguín: Corresponde al sector norte de La Carolina. Se presenta en un área de 1.600 m este-oeste x 600 a 1.100 m norte-sur. Está limitada por filitas, esquistos y micacitas del basamento metamórfico y por traquiandesitas en el oeste. Se constata alteración en cerro Centinela. Se trata de una brecha freatomagmática con distintos grados de alteración y mineralización. Incluye a: La Luisa, con la presencia de un pórfiro y microbrecha con alteración silícea y sericítica y contacto de borde con diatrema. Se ha identificado un falla sobreimpuesta alterada y mineralizada.

Sector La Ilusión: corresponde a una brecha hidrotermal de 60 m x 12 m intruida en esquistos, cercana al borde linear de la diatrema, y paralela al mismo.

Sector Centinela: Es un cuerpo de brechas hidrotermales con dimensión aparente de 100 x 20 m, alterado y mineralizado.

Sector Esperanza: Es una extensa zona de fallas con brechas hidrotermales, alteradas y parcialmente mineralizadas. El cuadro geológico expone la concurrencia de fallas sobre 700 m que son invadidas por dichas brechas y focos mineralizantes. Una porción menor de estas estructuras constituyeron la antigua mina homónima.

Faja de Cizalla: Aparentemente desvinculada de la litología volcánica y freatomagmática, se cita esta banda catacla-

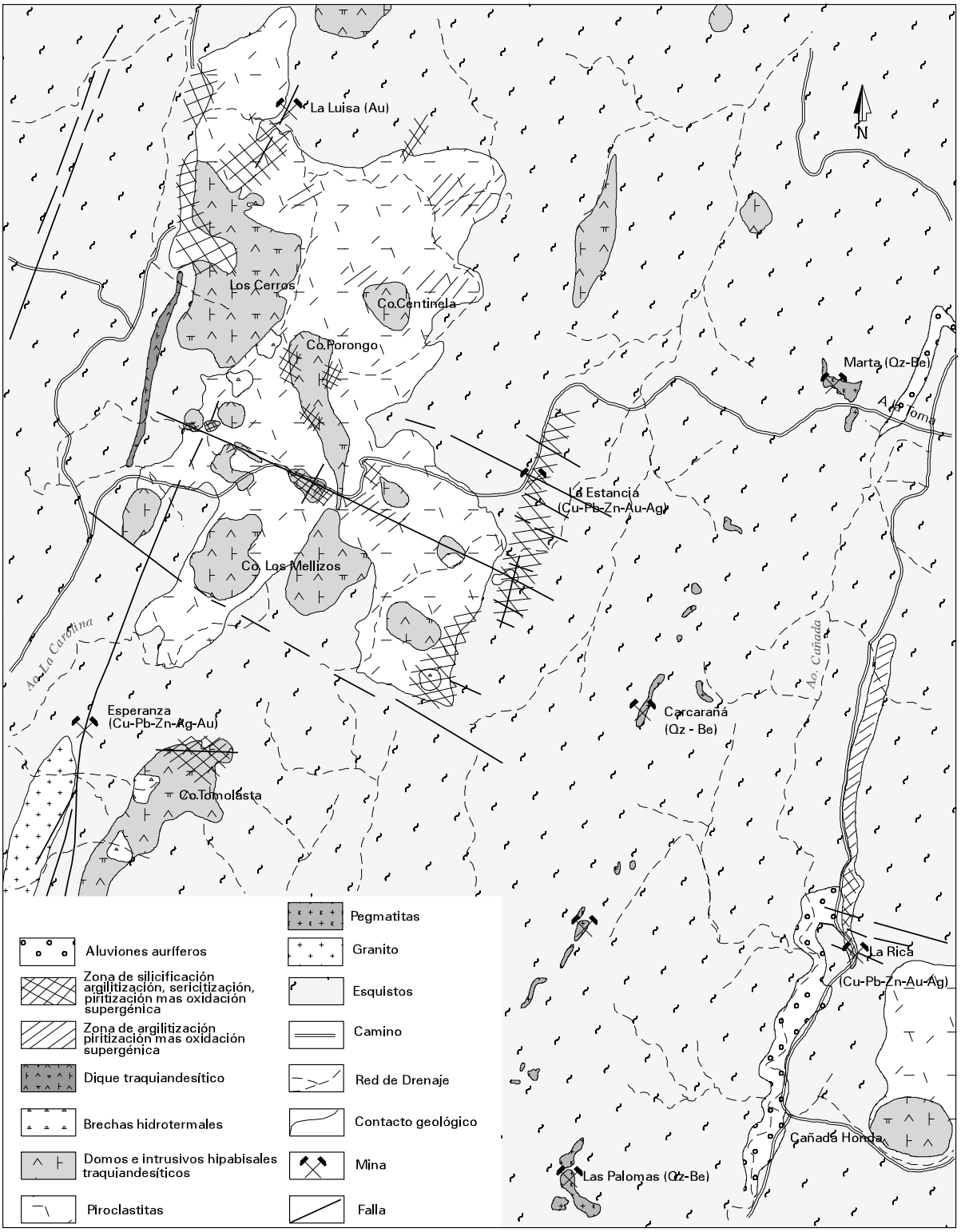


Figura 1. Geología del distrito La Carolina.

sada, regional, con anomalías de As, Pb y Au. En sí misma constituye un modelo de exploración equivalente al del zócalo hercínico francés (Bonemaison y Marcoux, 1981). Es importante porque además de su potencial aurífero propio, ha servido para encauzar el emplazamiento volcánico mioceno.

Estructura y morfología

Las estructuras propias del zócalo metamórfico compuesto esencialmente por esquistos, gneises y micacitas tienen rumbo N20°E. Las fallas principales recientes, sintec-

tónicas con el volcanismo, conforman un enrejado casi rectangular, destacándose las de rumbo oestenoroeste-estesureste que fraccionan la cubierta volcánica; son extensas, entre 4 y 6 km, limitadas a la cubeta volcánica-freatomagmática, lineales a ligeramente alabeadas y prácticamente verticales. Asimismo son posiblemente las más antiguas (miocenas) por haber sido invadidas por brechas hidrotermales parcialmente mineralizadas en varios puntos. Presentan tendencia a exponerse en bandas empaquetadas, que se manifiestan en los altos aflorantes y desaparecen en los bajos con cobertura coluvio-aluvial. Estas bandas o corredores están compuestas por numerosas fallas marcadamente paralelas y lineales, separadas 50 a 100 m entre sí, dentro del área que se expone sobre potencias de 400 a 600 m, sin desplazamiento aparente importante. El espesor es variable: allí donde fueron invadidas por las citadas brechas y diques, se aprecian espesores entre 6 y 10 m de potencia.

Estas dislocaciones, teniendo en cuenta además sus extensos recorridos, constituyen un área permeabilizada mayor y un reservorio de primer orden, luego de las diseminaciones por craquelación. Esta última se desarrolló muy intensamente sobre los intrusivos, especialmente en el entorno del Tomolasta y mina Esperanza.

Otro sistema de fracturas noreste-suroeste, consistente con la estructura interna de las metamorfitas se cruza con las anteriores y ha servido como receptáculo a brechas hidrotermales. Estas fallas reactivadas posiblemente con los últimos movimientos ándicos, son acentuadas hacia los bordes del prospecto de 100 km^2, de manera que todo el distrito, incluida su cobertura volcánico-freatomagmática, queda en una suerte de graben, pudiendo apreciarse este escalón tectónico hacia el oeste.

Dislocaciones paleozoicas (cerro Porongo), selladas, pueden estar representadas por la faja pegmatítica de la zona central del prospecto, que culminan por el norte en mina Marfa (Be, Li). De hecho el cinturón cataclasado central, representaría una alineación tectónica mayor que mide varias decenas de kilómetros de extensión noreste-suroeste con potencias importantes.

Geometría de los cuerpos

En general los cuerpos tienen dimensiones pequeñas a medianas y se presentan como tubos subverticales o pilares subverticales alabeados si corresponden a intersecciones de bordes de diatremas, con dimensiones mayores del orden de los 30 m de diámetro para la columna de brechas hidrotermales de El Camino.

En Cerro del Corte la estructura mineralizada conforma un pilar de 260 m x 65 m, en El Mogote tiene 600 m x 20 m y en La Estancia alcanza 500 m x 15 m. El resto de los cuerpos delimitados tienen dimensiones similares. En todos los casos la invertigación vertical fue del orden de 100 a 150 metros.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal en volcanitas y en menor extensión en rocas del basamento fue descripta por Bassi (1992), Beninato *et al.* (1994) , Urbina *et al.* (1995) y Sruoga *et al.* (1996). Incluye alteración argílica, sericítico-pirítica, silicificación, y propilítica (clorita, carbonatos, hematita± epidoto ± pirita). La alteración es zonada alrededor de la mineralización de metales preciosos y básicos en el distrito La Carolina:

- Alteración distal, propilítica, clorita-carbonato-hematita ± montmorillonita ± arcillas.

- Argílica (illita ± arcillas mixtas en bandas) y sericita ± pirita hasta varios cientos de metros de ancho.(por ejemplo la alteración al sur de mina La Luisa).

- Zonas con núcleos de hasta pocos metros de ancho consistente en silice-pirita ± illita ± sericita ± calcita ± adularia ± pirofilita ± alunita ± jarosita, conteniendo mineralización de Au, Ag, Pb y Zn (Ejemplo de La Estancia, y Cerro Mogote).

La moscovita metamórfica, granate y grafito están parcialmente preservados en estas asociaciones de alteración (La Estancia, La Rica).

Las zonas con intensa alteración sericítica y argílica se verifican en asociación con brechas de explosión e hidrotermales, dentro de zonas de estructuras de diatremas; en las intersecciones de trenes de fracturas noroeste y nornoreste en el basamento metamórfico (Bassi, 1992), por ejemplo en La Estancia; asociados con diques de brechas en volcanitas y metamorfitas (La Carolina, La Rica, La Luisa). En estos tres últimos lugares, donde se explotaron minerales de Au, Ag, Pb y Zn, la intensa alteración pirítica y argílica se centra en diques de brecha hidrotermal que están compuestas por clastos de rocas metamórficas angulares, sin clasificación y clastos de volcanitas no vesiculares, en una matriz de roca triturada.(illita-sericita-pirita-cuarzo).

Los diques de brecha y la alteración espacialmente asociada, siguen la foliación pre-existente y el bandeamiento composicional de las cajas metamórficas (La Carolina), o son secantes a esta orientación como en La Rica. Estos diques están afectados por alteración argílica, sericítica, pirítica y silícea.

Las brechas hidrotermales descriptas por Urbina *et al.* (1995) y Sruoga *et al.* (1996) tienen fábrica y aspecto similar a los diques de brecha de La Carolina y La Rica (por ejemplo cerro Mogote), pero están intensamente silicificadas.

En el cuerpo de El Camino la alteración consiste en fuerte silicificación sobre el intrusivo. En el cerro del Corte la alteración se centra en las brechas hidrotermales. La diatrema del Puesto La Estancia-El Mogote, presenta leve argilización-sericitización al igual que la diatrema La Luisa-Puesto Olguín. En algunos sectores, como La Luisa, la silicificación-sericitización es fuerte. Las anomalías de alteración y las geoquímicas tienen tendencia lineal en las zonas de fracturas y tienden a figuras subcirculares en cruces múltiples con brechas freatomagmáticas.

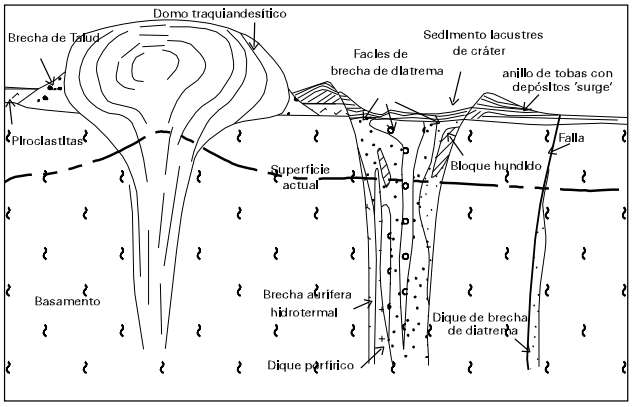


Figura 2. Distrito Carolina. Modelo de domo y diatrema.

MINERALIZACIÓN

Consiste en oro libre o electrum asociado con pirita, esfalerita, galena, marcasita, calcopirita, wurzita, tennantita-tetraedrita, arsenopirita, pirrotina y pearcita-polibasita (Bassi, 1992; Malvicini y Urbina, 1995). Trazas de enargita fueron registradas por Malvicini y Urbina (1995). Los metales preciosos y básicos en La Estancia, La Rica y cerro Mogote se localizan en zonas de reemplazo masivo, bandeadas y brechadas, en posición subvertical, con espesores de unos pocos centímetros a metros de espesor. El reemplazo corresponde a cuarzo-pirita y arcillas. Algunos sectores con cavidades alveolares están rellenos por cuarzo euhedral y sulfuros. Los contactos entre la zona mineralizada silícea con la brecha argílico-sericítica, tienen carácter gradacional.

Sillitoe (1989) considera que el oro de La Carolina, en los sectores definidos como blancos (brechas de distinto tipo y en ciertas porciones de los intrusivos) fue introducido con pirita, esfalerita, galena, manganocalcita y calcedonia. Sin embargo la cantidad de esfalerita, galena y calcedonia es variable y no parece correlacionarse con el tenor de oro. Además la pirita es ubicua y la manganocalcita se extiende más que la diseminción de oro. Las anomalías de manganeso parecieran definir la extensión y silueta de las diatremas, lo cual sugiere que la mineralización de bajo grado de manganocalcita está presente a través de dicha unidad. Las anomalias de Pb, Zn y Cu y su metalización de interés se encuentran en los bordes del área anómala del Distrito.

MODELO GENÉTICO

La mineralización hipogénica de La Carolina se formó contemporáneamente con el volcanismo Mio-Plioceno de acuerdo con las edades K/Ar obtenidas para la alteración y los últimos exponentes volcánicos Urbina *et al.*, 1995). La alteración y mineralización está espacialmente asociada con diques de brecha y con otras brechas que se consideran freatomagmáticas en su origen. El predominio de alteración sericítica y presencia de adularia en algunas zonas mineralizadas llevó a Sillitoe (1989) y a Malvicini y Urbina (1995) a concluir que la mineralización epitermal fue del tipo de tipo baja sulfuración. Sin embargo, reconociendo la existencia de alunita, si bien minoritaria y de enargita en algunos depósitos, así como la presencia de sinter, estos autores sugirieron un ambiente de depositación de *hot springs*.

El estilo de diseminación de oro en zonas de reemplazo y la presencia de pirofilita son evidencias significativas de condiciones de temperaturas altas (probablemente mayores a 270°C) en un medio ácido. Estas asociaciones minerales, incluyendo enargita, son similares a las de los sistemas de alta sulfuración y es posible que representen la reacción de fluidos magmáticos con aguas subterráneas (Sillitoe, 1993).

Estas observaciones podrían ser reconciliadas en un modelo genético alternativo propuesto por Sims (1997): En una fase temprana, se produce alteración epitermal profunda, de alta temperatura, alta sulfuración (y mineralización de Au, Ag) en zonas estrechas asociadas a actividad freatomagmática. Le sucede un período de erosión de la parte superior del sistema hidrotermal. Sigue la sobreimposición de amplias zonas de alteración de baja temperatura, baja sulfuración, con adularia-calcita (mineralización de Pb-Zn ± Au, Sb). en una ubicación epitermal somera.

El modelo genético se asimila, según Sillitoe (1989) a la Diatrema Balatoc en Filipinas, y a Montana Tunnels en Montana en Estados Unidos de Norteamérica (figura 2).

BIBLIOGRAFÍA

Bassi, H. G. L., 1992. La Sierra Alta de San Luis; a case of regmagenic control of gold mineralization. In Rickard, M. J. Harrington, H. J. y Williams P. L.(Eds.) *Basement tectonics 9, Australia and Others Region, Proceedings of the Ninth.*

Beninato, M. K., C. H. Garay, A. Espinosa, E. Y. Reili y A. Cañadas, 1994. San Luis: Potencial minero. *Gobierno de la Provincia de San Luis, Fondo Editorial San Luiseño, Colección Investigación,* 24-4, 99 p.

Brogioni, N.,1987b. Petrología del vulcanismo Mio-plioceno de la Provincia de San Luis. *Revista del Museo de La Plata,* 10 (83): 71-100.

Brogioni, N.,1988 Caracteres geológicos y clasificación de los domos volcánicos Mio-pliocenos de San Luis. *Revista del Museo de La Plata,* 10 (84): 1-112.

Brogioni, N., 1990. Geología y Petrografía del vulcanismo Mio-Plioceno de la Provincia de San Luis. *Museo de La Plata, Revista,* 10 (90): 197-214.

Carpio, F. W., 1984. Prospección de oro diseminado en la zona Cerro Los Mellizos y Cerro Porongo. Dirección General de Fabricaciones Militares (Cegemin Mendoza), informe interno inédito, 977. *Biblioteca SEGEMAR.*

Prozzi, C. R. y G. Ramos, 1988. La Formación San Luis. *1º Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas.* San Luis.

Ramos,V., F. Munizaga, y S. Kay Mahlberg, 1991. El magmatismo Cenozoico a los 33ºS de latitud: Geocronología y relaciones tectónicas. *6º Congreso Geológico Chileno,* 1: 892-896.

Ramos,V., 1999. Ciclos Orogénicos y Evolución Tectónica. *Este libro.*

Sillitoe, R. H., 1989. Further comments in explorations of The Carolina Gold Prospect-Argentina. (Informe preparado para Carolina S.A:M.). *Dirección General de Fabricaciones Militares, informe inédito,1155. En Biblioteca SEGEMAR.*

Sillitoe, R. H., 1993. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. In: Mineral Depositg modeling, R. V. Kirkham, W. D. Sinclair, R. I Thorpe and J. M Duke, Eds. *Geological Association of Canada, Special Paper,* 40: 403-417.

Sims, J., P. Suart-Smith, P. Lyons y R. Skirrow, 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones (Provincias de San Luis y Cordoba- República Argentina). Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano (Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas). Versión Preliminar en inglés. *Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales,* 28.

Sruoga, P., N. Urbina y L. Malvicini, 1996. El volcanismo Tercirio y los depósitos hidrotermales (Au y Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 89-100.

Stuar-Smith, P. G., P. E. Pieters, P. Lyons, J. P. Sims y A. Camacho, 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 147.

Urbina, N., P. Sruoga y L. Malvicini, 1995. El volcanismo Mioceno y la mineralización aurífera asociada en La Carolina y Diente Verde, Provincia de San Luis, Argentina. *Set de diskettes del 9º Congreso Latinoamericano de Geología.* Caracas.

Lacreu, H. L., 1999. Los yacimientos de onice calcáreo (ónix) de San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1695-1703, Buenos Aires.



LOS YACIMIENTOS DE ÓNICE CALCÁREO (ONIX) DE SAN LUIS

Héctor L. Lacreu[1]

INTRODUCCIÓN

El término ónix es la denominación comercial empleada para las variedades de carbonato de calcio que exhiben una laminación muy fina y sutil representada por láminas de diversas tonalidades. Dicha denominación fue agenciada de una variedad silícea, semejante al ágata, debido a que ambas poseen una laminación muy similar. Etimológicamente «ónix u ónice» deriva del griego onyx (onikos) que significa «uña» y según Alvarez (1976), por extensión fue utilizado como sinónimo de laminilla o capa delgada.

Para referirse a estas rocas carbonáticas, mundialmente se han utilizado términos tales como: «Mármol Ónix», «Ónix Calizo», «Ónix», «Ónice de mármol», «Alabastro Calizo», «Calizas Hidatógenas», etc. Todos ellos, son considerados equivalentes entre sí y con la designación de "Onice Calcáreo" (Lacreu, 1993). Para evitar confusiones se emplea esta última denominación, por considerar que el primer término alude a la textura del material y el segundo su composición. Además, la traducción al inglés: *calcareous onyx*, permite reconocerlo en la literatura mundial.

CALIDAD

El ónix u ónice calcáreo, es explotado desde fines del siglo pasado y en su totalidad procede de las canteras Santa Isabel y Córdoba. Se considera que dichas canteras son frentes de un mismo yacimiento, en razón de sus similitudes geológicas y de los escasos 100 m que las separan. Los otros depósitos mencionados, carecen de interés económico. En consecuencia, las menciones genéricas al ónice calcáreo de San Luis, así como la información geológico-económica que se ofrece corresponde, en conjunto a ambos frentes de un único yacimiento.

El ónice calcáreo es de muy buena calidad y goza de gran aceptación en el mercado interno y externo. Dicha calidad depende del color, el tamaño y la integridad de los "bochones". Comercialmente, se distinguen cuatro variedades de carbonato de calcio. Tres de ellas derivan del onice calcáreo, compuesto por calcita fibrosa y la cuarta, corresponde a aragonita, pero se presenta en menor cantidad.

Ónix Verde: Se trata de un material traslúcido, con tonalidades de verde, de las cuales la oscura es la más preciada. En general, los bochones de la mejor calidad alcanzan los 300 kilogramos. Los mayores suelen presentar venillas de color castaño.

San Martín: Es un material opaco, de colores castaños a rojizos, con bandas de diferentes intensidades, producto de la alteración del onice calcáreo y su dureza admite un pulido adecuado. Sus bochones rara vez alcanzan los 100 kilogramos.

Onixtín: Son los materiales que poseen sectores de ambas variedades. Esta variedad es propia de fragmentos pequeños (v. gr. 100 gr) y de bochones de hasta 100 kg que poseen una "costra" de "San Martín", cuya eliminación -a punta y maza- se considera antieconómica tanto por los costos, cuanto por el riesgo de "trizar" el bochón verde que podría obtenerse.

Aragonita: Se trata de un material de color blanquecino a grisáceo en el que las fibras son más gruesas y evidentes que en las variedades anteriores.

En cuanto a los tamaños, cabe señalar que el carácter de "piedra semipreciosa" hizo que se utilizaran categorías

[1] *Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología.*

ONIX VERDE		
Categorías		**U$/t**
Moler		81,50
	5-10 kg	122,50
	10-20 kg	136,90
Bochones	20-30 kg	153,30
	30-50 kg	171,70
	50-70 kg	193,90
	70-100 kg	737,00
Bloques	70-150 kg	+ 1100,00**
	+400 kg	± 1300,00**

ÓNIX TIN		
Categorías		**U$/t**
Moler		56,40
	5-10 kg	85,70
	10-20 kg	95,80
Bochones	20-30 kg	107,30
	30-50 kg	120,00
	50-70 kg	135,70
	70-100 kg	153,40

SAN MARTÍN	
Categorías	**U$/t**
Moler	56,40
Bochones	73,30

Tabla 1. Ejemplo de algunas categorías y precios de las variedades de ónices calcáreos. * Precios aproximados en diciembre de 1985, expresados en dólares estadounidenses (1 Dólar = 0,80 Australes). ** Precios aproximados para el promedio de varias categorías.

de tamaños, definidas por rangos de peso. En la tabla 1 se indican las categorías y precios.

En dicha tabla, se advierte que la variedad "Ónix Verde" posee un agrupamiento de categorías de bochones y otro de bloques. La diferencia entre ambos, es que los segundos poseen un desbastado leve de sus caras, pero sin recuadrar para no reducir su superficie útil. Esta operación permite diferenciar a los materiales "más sanos" e introducir un "valor agregado" para obtener reintegros en las exportaciones. Este labrado, no es deseado por los usuarios, ya que de ese modo queda "trizada" la zona externa de los bloques disminuyendo su aprovechamiento.

Los bochones de 5 a 70 kg son los más requeridos por el mercado interno, en tanto que los mayores de 100 kg y los bloques se destinan al exterior. En todos los casos su uso principal es el de las artesanías que reproducen imágenes tradicionales, y/o adornos tales como fuentes y jarrones o la bijouterie. Es común el empleo de planchas aserradas en la fabricación de mesadas de cocina reconstruidas y sólo en casos excepcionales se las usan para revestimientos.

La categoría "moler", además de trozos menores de 5 kg, incluye otros mayores cuyas oquedades que los descalifican para su empleo en el aserrado y/o las artesanías. Estos, se utilizan sólo en el mercado interno para la fabricación de pisos "graníticos" y revestimientos de muros.

Ubicación

Los depósitos de ónices calcáreos más relevantes de la provincia de San Luis son los denominados Santa Isabel y Córdoba, aunque existen otros llamados Potrerillos y Las Toscas (figura 1), que carecen de interés económico. Todos ellos han sido mencionados por Angelelli *et al.* (1980), quienes citan una amplia bibliografía histórica. Estos yacimientos, se encuentran en una región de aproximadamente 20 km^2, comprendida entre los paralelos 32°55' y 33°23'de latitud sur y los meridianos 65°44' y 65°50' de longitud oeste de Greenwich. Dicha zona se halla a 1.200 m s.n.m., a unos 35 km. al noroeste de La Toma, en el departamento Coronel Pringles.

Leyes, reservas y producción

Se ha obtenido información parcial y discontinuada en el tiempo que se expone en las tablas 2 y 3. No obstante, las tablas 2 y 3, muestran que la producción de San Luis ha sido relativamente continua, aunque entre 1972 y 1984 los valores superan las 4.000 t anuales y desde 1986 posee una media de aproximadamente 1.400 t por año. Dicha caída obedece a que en 1987 se suspendió la explotación y la actividad productiva se circunscribió al procesamiento de los materiales acumulados en planchadas, extraídos con anterioridad.

En cuanto a los destinos, cabe diferenciar el mercado interno del externo. El mayor volumen en peso, se ha destinado al mercado interno y corresponden a las calidades "moler" y bochones menores de 100 kilogramos. Se carece de estadísticas oficiales sobre dichos volúmenes.

Con referencia a las exportaciones, sólo se accedió a información de la Estadística Minera Nacional ya que no se registra información particular de la producción de San Luis. Pese a ello, se incluye la información en la tabla 2 ya que es ilustrativa de la evolución de la demanda mundial y porque en su mayoría procede de San Luis.

Las primeras reservas calculadas (Bulacio, 1975) se estimaron en 111.500 t y siete años después, luego de un plan de perforaciones, se cubicaron 114.000 t (Lacreu, 1982). En ambos casos, los cálculos realizados aluden al total de reservas, sin discriminar entre reservas medidas, indicadas e inferidas. El segundo de los trabajos, agrega que, de mantenerse el ritmo de explotación de esa época, la vida útil del yacimiento alcanzaría hasta 1985. Obviamente ello no ocurrió ya que se explotó hasta 1987, en que se "provincializó".

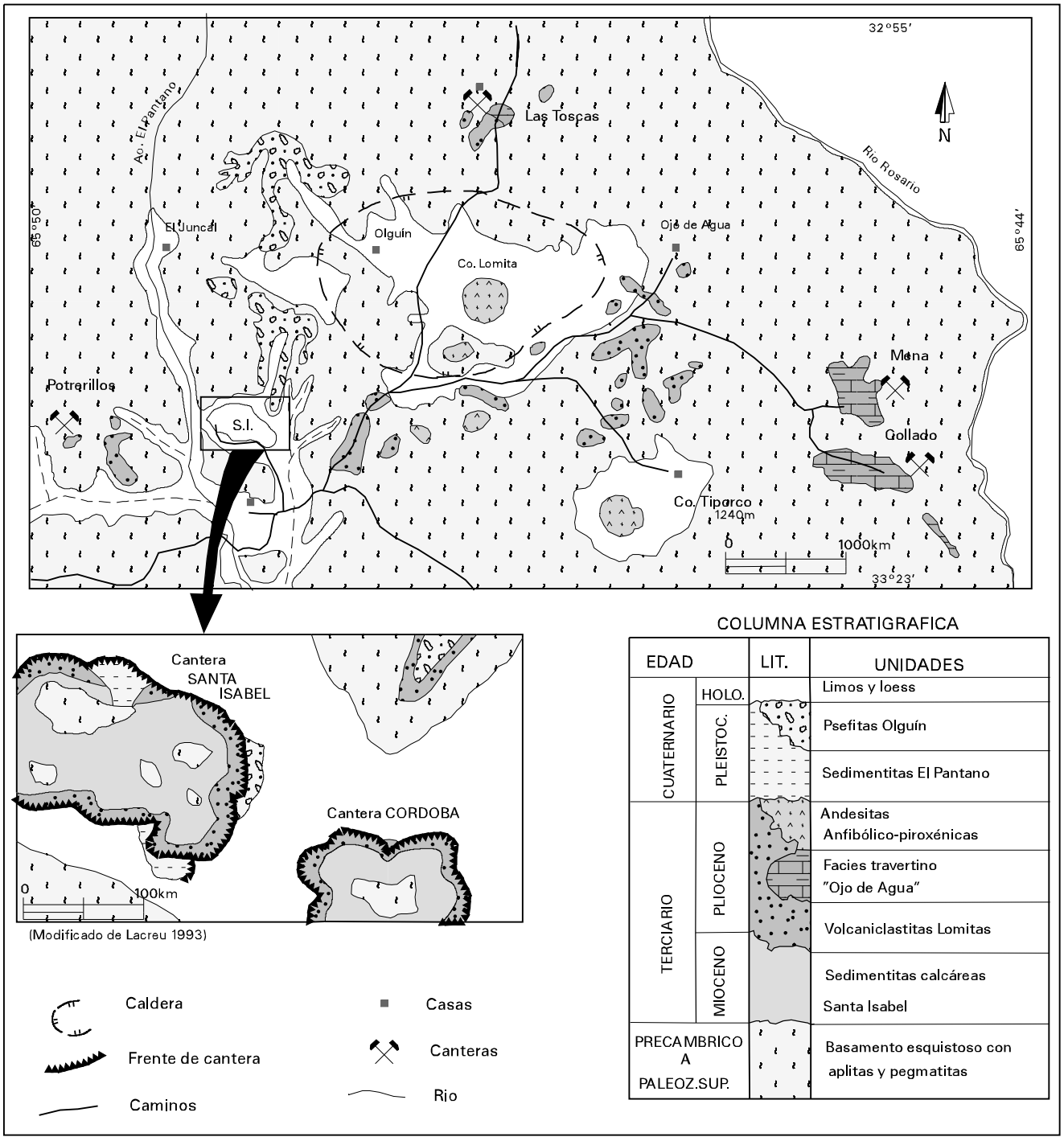


Figura 1. Geología del yacimiento Santa Isabel.

El geólogo R. Frutos (en Estévez, 1988) realizó una tasación de los yacimientos y expuso que sus reservas serían del "orden de las 90 mil toneladas, sin perjuicio que futuras exploraciones determinen 110 mil en total". Cabe agregar que, para dicha tasación no fue considerada la publicación mencionada (Lacreu, 1982).

Recientemente (Cardó y Ayub, 1997) realizó un estudio tendiente a la evaluación de reservas y su valorización. En la tabla 4 se indican las reservas discriminadas para las dos canteras.

Sistemas de explotación

El yacimiento se ha explotado a cielo abierto con diferentes métodos, todos ellos tendientes a obtener bloques de Ónix Verde sin fracturas y del mayor tamaño posible. Los

Productos		Año								
		1972	1973	1975	1978	1979	1980	1981	1982	1984
Bloques	Producción	SD	250	63	198	274	341	98	50	SD
	Export. (t)[2]	547	241	144	171,8	147	110	144,8	50	SD
	Export.(U$) [3]	136045	113,6	14155	290323	151140	110,7	188782	67439	SD
Bochones	Producción	SD	SD	1066	1056	1509	1.719	1836	1496	SD
	Export. (t)[2]	788	SD	—	428,8	471	267	538,5	114	143
	Export.(U$) [3]	119056	SD	—	331563	261200	206,2	408.987	106.190	116.340
Manuf. y Bijout.	Producción	28,4	SD	249,2	88,7	116,5	0,54	5,8	3,746	SD
	Export.(U$) [3]	28111	SD	209075	506748	462720	25,5	33147	16229	SD

Tabla 2. Producción y exportaciones. SD = Sin Datos [1] Fuente: Dirección de Minería, San Luis [2] Totales de diferentes provincias. [3] (miles deU$).

Productos	Años								
	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994
Mármol Onix (t)	1782	2499	1320	650	670	1453	1834	1124	s/p

Tabla 3. Producción de San Luis. Fuente: Dirección de Minería, San Luis

métodos se adecuaron al tamaño, morfología y estructuras de la mineralización. Así, en algunos sectores del frente Santa Isabel, mediante el uso de pólvoras y palas cargadoras, se ha podido extraer la cubierta y descubrir el techo de los mantos de onice calcáreo compactos cuyos espesores oscilaban entre 0,50 y 2 metros. La extracción de estos mantos se realizó mediante dos métodos: el más común fue el uso de cuñas expansoras manuales y el otro, el aserrado con hilo helicoidal que oportunamente fue descartado. Se optó por el primero de ellos, porque se aprovechan las fracturas naturales, en tanto que el segundo, implica un "recuadre de bloques" que luego se rompen, a través de fracturas no visibles desde la superficie.

Otro método, fue la explotación "todo uno", empleado en los bancos eran muy potentes o en sectores que formaban parte de una potente intercalación de onice calcáreo con rocas de caja. Se trata de una extracción conjunta de onice calcáreo y estéril, mediante una detonación simultánea de cargas explosivas de fondo. El método desarrollado (Lacreu, 1982: 21-23), es similar al de "precorte" y requiere la ejecución de sondeos (de 3,5") con un espaciado de unos 0,70 m, en una fila paralela a unos 2 m del frente de cantera. La profundidad de cada sondeo se calcula sobre la base del *cutting* obtenido, ya que debe superar en un 50% a la potencia del manto mineralizado. Se requiere un excedente en la profundidad para alojar la carga de fondo separada del manto económico. De este modo, parte de la onda expansiva queda amortiguada por un "colchón" de material estéril ubicado entre el techo de los explosivos y el piso de la mineralización.

La cantidad y tipo de explosivos (0,2 kg/m^3, de Gelamita 70% o equivalentes) se determinaron empíricamente, tratando de hallar una dosificación mínima y suficiente para producir el corte por la línea de sondeos. De este modo se logra la desestabilización del bloque a explotar, sin que se produzcan proyecciones ni caídas de material, reduciendo

Clase de reserva	Total cubicado (toneladas)	Cantera Córdoba	Cantera Santa Isabel	Zonas de interés
Positivas	5.940	5.940,0	-	-
Indicadas	23.142,5	2.352,5	20.790	-
Inferidas	27.700	-	2.700	25.000
Hipoteticas	20.000		20.000	
Totales	76.782,5	8.292,5	23.490	45.000

Tabla 4. Reservas de las canteras Córdoba y Santa Isabel.

el riesgo de fracturación de los materiales. Los materiales movilizados, se extraen de los frentes con palas cargadoras y se acopian en una plaza de cantera para su clasificación. Son frecuentes los bloques de 3-5 t integrados que poseen rocas de caja "pegadas". Dichos bloques se fraccionan con cuñas o explosivos, según la calidad del material.

Los materiales así fraccionados eran procesados manualmente con puntas y mazas de acero para eliminar superficies fracturadas, "abrir" los bochones fracturados, eliminar las pequeñas costras de "San Martín", etc. De este modo, a medida que el material era "limpiado", también se lo clasificaba "a ojo", acumulándose en montículos desde los cuales se los trasladaba a La Toma.

En estos momentos, se tiene conocimiento del reinicio de la explotación, por parte de la Cooperativa Telefónica "La Toma", quién encomendó estas tareas a la empresa Bailo e Hijos, de La Toma.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El Perito Francisco P. Moreno habría sido quien por primera vez reconoció la importancia económica del ónix de San Luis a fines del siglo pasado, cuando circunstancialmente pasó por el paraje llamado El Pantano, mientras realizaba un peritaje sobre los límites entre San Luis y La Rioja. En esa oportunidad llamó su atención el color verde de algunas piedras que integraban las "pircas" de la comarca. Además, alentó a los propietarios del campo a la búsqueda y explotación de dicho mármol verde, facilitando posteriormente contactos comerciales con Estados Unidos y Alemania.

La información precedente fue brindada gentilmente por el Sr. Samuel de la Canal, oriundo de Villa Mercedes, San Luis, quién a su vez la recibió de su padre, quién tuvo activa participación en la instalación de la empresa alemana Fritz y Cía., que en la década de 1930 explotó dichas canteras.

La primera mención documentada acerca del ónice de la cantera Santa Isabel es atribuida al Ing. Ave Lallemant (1875: 114), quién expresa: «es muy recién que se me ha traído un hermosísimo pedazo de un mármol de los Cerros del Rosario. No he podido visitar todavía ese punto. Esta caliza es un mármol verdoso, limpio, claro trasluciente, un *Mármol Verdello* de superior calidad. Sobre la superficie contiene una delgada capa de ankerita, de una y media pulgada de grueso» .

Bodenbender (1903: 360-362), es quién realiza las primeras descripciones de la denominada cantera El Pantano, la génesis de la mineralización a las aguas termales circulantes por la superficie, sincrónicas con las erupciones andesíticas terciarias. Gerth (1914), informa que la empresa concesionaria: "A. Loiseau Bourcier", había estimado su vida útil en tres años aproximadamente.

La profundización del conocimiento de la cantera Santa Isabel, se debe a Kittl (1932-1936), quién realiza una descripción muy detallada, aportando nueva información sobre la génesis, la mineralogía y composición química del ónice, así como las vinculaciones entre las «tufitas» y las soluciones mineralizadoras post-volcánicas terciarias.

Posteriormente Riggi (1946) en un informe sobre la cantera Las Toscas, opina que la formación de los calcáreos «es el producto de procesos prevolcánicos, puesto que en la composición de los calcáreos aragoníticos o travertínicos no se ha observado la presencia de vidrio volcánico, lo mismo que en las capas calcáreas conglomerádicas con minerales del gneis encerrados en ellas».

Los trabajos de Frutos (1959) y Bulacio (1975), son de naturaleza económica y en sus descripciones geológicas se reiteran los conceptos ya formulados anteriormente.

Lacreu (1981, 1982), mantiene la estratigráfía propuesta por Kittl (1932, 1936), pero discrepa con las interpretaciones genéticas previas opinando que las soluciones postvolcánicas terciarias produjeron las mineralizaciones calcáreas por relleno de espacios abiertos y no por precipitación subaérea.

Los últimos aportes corresponden a los trabajos de Lacreu (1988, 1993, 1995a-b) quien propone un modelo genético diferente al anterior, y que ha sido comparado en forma satisfactoria con otros yacimientos, estableciéndose analogías geológicas y geoquímicas que condujeron a formular una hipótesis genética regional para la República Argentina (Lacreu 1996 y 1997).

Tareas de exploración

Se tiene conocimiento de la realización de pozos exploratorios manuales, realizados por la empresa Fritz y Cía explotó el yacimiento en la década del '40. Algunos de ellos son aún visibles en el sector norte de Santa Isabel. Una nueva exploración tuvo lugar entre 1978 y 1979 (Lacreu, 1982). En ese período, se realizaron 154 sondeos a percusión con recuperación de *cutting*, totalizando 2.860 m perforados. Posteriormente, se realizaron 17 sondeos a diamantina, con recuperación de testigos (AX), a fin de ajustar las interpretaciones realizadas a través del estudio del *cutting*.

Dicho programa de exploración, permitió descubrir un cuerpo mineralizado entre las canteras Santa Isabel y Córdoba y conocer la morfología general del mismo. Sobre la base de la información obtenida se establecieron límites para una explotación rentable. A tal efecto, se tuvieron en cuenta, las potencias acumuladas de los mantos y sus calidades; la relación con las potencias acumuladas de estéril a extraer, los costos de explotación y los precios de mercado. Los resultados se volcaron en mapas y perfiles (figuras 2 y 3) que orientaron la posterior explotación.

Recientemente, se realizó una nueva exploración (Cardó y Ayub, *op. cit.*) mediante perfiles geoeléctricos y perforaciones testigadas. En dicho trabajo, sus autores (pág. 14) estiman que se ha explotado la mayor parte de la reserva y que sólo quedan entre un 10 y 20% de las reservas calculadas por Lacreu (1982). Por otra parte, sugieren que todas las investigaciones previas coinciden en las hipótesis gené-

ticas (pág. 9), lo cual se aparta de las publicaciones sin que se hayan expuesto razones para ello.

Propietarios

Desde fines del siglo pasado y hasta 1961 la familia López, fueron los propietarios de los campos donde se encontraba este yacimiento. Durante ese período, la cantera fue arrendada a diversas empresas entre las que se cuentan Fritz y Cía.

El primer registro correspondiente a las canteras Santa Isabel, Córdoba y Potrerillos se realizó el 15/10/58 a nombre de Máximo del Rosario López, Emilia López de Biscontini y Felipa López o sus herederos. Desde 1961 se constituyó un condominio compuesto por: Sociedad Verde Ónix (41,826%), Mercedes López de Fares (45,673%), Marcos y Federico Federigi (1,042%), Dominga C. de Collado (4,1665%) y Rosario Funes o sus herederos (4,1675%). Resta conocer la titularidad del 3,125% ya que este guarismo no aparece en la información ofrecida por la Dirección de Minas de San Luis. Posteriormente, en 1963, la Sociedad "Verde Ónix" obtuvo el 87,5% de los derechos y arrendó todas las canteras. Ya en 1966 el condominio era compartido con Riominsa (6,33%) y Rosario Funes (4,16%).

En noviembre de 1987, Verde Ónix SCA alcanza el 100% de la propiedad de los yacimientos y de los campos que los incluyen y en mayo de 1988, Raúl Eduardo Lamuraglia transfirió la propiedad al Banco de la Provincia de San Luis.

La venta de las canteras al Banco se realizó en el marco de una decisión política mediante la cual el gobierno de la provincia decidió su "provincialización", a través de la compra de las mismas, por un monto cercano a 2,5 millones de dólares. Dicha situación derivó del hecho que la empresa había recibido unos 1,6 millones pesos, en concepto de un crédito que manifestó no poder pagar, ofreciendo en venta de las canteras que estaban en garantía.

El Banco aceptó comprar la cantera y considerando un informe geológico (Frutos, 1988), decidió pagar 900.000 dólares adicionales, que "es lo que el ente oficial abonó en condiciones que el directorio consideró muy especiales y ventajosas" (Estevez, 1988).

Hubo varios intentos posteriores para vender y/o rematar los yacimientos, pero sin éxito. Uno de los últimos fue la Licitación Pública Nacional e Internacional N°1/93 en la cual el valor oficial se estableció en 5,6 millones de dólares, superando el valor abonado 5 años atrás en razón de los costos financieros.

Recientemente (1997) el Banco fue privatizado y los yacimientos quedaron en propiedad del gobierno provincial, quien a través de la Dirección de Minería los entregó en concesión, por 5 años, a la Cooperativa Telefónica "La Toma", mediante Resolución N° 270-DPM/97. Dicha institución opera la explotación de estos yacimientos, cuyo principal destino es la provisión de materia prima a los artesanos locales.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los yacimientos de onice calcáreo de San Luis, se hallan en la Provincia Geológica "Sierras Pampeanas", en el sector sudeste de la sierra de San Luis, caracterizada por un basamento ígneo-metamórfico de grado medio (esquistos biotíticos), intruído por filones pegmatíticos (Precámbrico a Paleozoico medio), con una estructura de bloques limitados por fallas inversas y basculados hacia el este.

Otro rasgo geológico es el volcanismo Mio-Plioceno representado por domos extrusivos (Kittl, 1936 y Brogioni, 1988) en sus variedades -cúmulos domos (tholoides) y domos tapón (belonitas)- y por los depósitos piroclásticos a ellos asociados. Los domos volcánicos de la sierra de San Luis se encuentran alineados en una faja noroeste-sureste, de unos 80 km de largo, que se inicia en la Carolina y culmina en el cerro El Morro (figura 1). La edad del vulcanismo varía desde 10+1 Ma en sector occidental (región de La Carolina) hasta 1,9+0,2 Ma en el sector oriental (Sierra del Morro), y su presencia marca la expansión del arco magmático originada en la menor inclinación de la zona de Benioff (Ramos *et al.*, 1991).

Rellenando depresiones intraserranas (Lacreu y Di Paola, 1992), suelen encontrarse sedimentitas miocenas y limos y loess cuaternarios que completan la columna estratigráfica, bien expuesta en Santa Isabel (figura 1).

En la sierra de San Luis, se reconocen dos episodios de levantamiento, uno en el Mio-Plioceno y otro en el Plio-Pleistoceno. Cada uno de ellos generó una respuesta sedimentaria de cortejo de nivel de base bajo (CNSB), según lo interpretado por Di Paola *et al.*, 1990, en investigaciones realizadas en el sur de dicha sierra. Mediante estudios neotectónicos Costa (1992), interpreta que el segundo es el más importante y asigna los ascensos a sistemas de corrimientos vinculados a fallas inversas de geometría lístrica, como parte de la respuesta intracratónica a la tectónica andina.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Sobre el basamento ígneo-metamórfico se apoyan las «Sedimentitas Calcáreas Santa Isabel» (Mioceno superior), compuesta por depósitos de planicie aluvial (areniscas conglomerádicas), que constituyen la unidad epiclásticas inferior, que alcanzan 6,1 metros. Mediante una discordancia erosiva siguen las «Volcaniclastitas Lomitas» (Plioceno), que poseen dos ciclos eruptivos, con un espesor máximo de 11 metros. Cada ciclo está representado por un nivel basal de brechas coignimbríticas (*ground breccias*) y un nivel superior de flujos ignimbríticos no soldados. Como rasgo distintivo, el ciclo inferior presenta un nivel de *surge* sobre las coignimbritas, debido a una explosión freatomagmática.

Hacia el techo continúa en forma discordante la unidad «Sedimentitas el Pantano» (Pleistoceno) compuesta por

areniscas y conglomerados fluviales que rellenan un paleocauce, de aproximadamente 4 m de espesor, entallado en las unidades infrayacentes. Siguen aglomerados correspondientes a las «Psefitas Olguín» (Pleistoceno a Holoceno) de espesores variables entre 0,5 y 2,5 metros. Finalmente se encuentran los «Limos y Loess» (Holoceno) que cubren discordantemente las unidades infrayacentes.

La mineralización carbonática está alojada en rocas de las dos unidades más antiguas y su edad es atribuida al Plioceno.

Estructuras

Al igual que en las canteras Arita y Brach (Lacreu, 1989), de la provincia de Salta, y los yacimientos Riominsa de San Rafael, Mendoza (1997), el rasgo distintivo en el yacimiento Santa Isabel-Córdoba es la disposición subhorizontal de los cuerpos mineralizados, Lacreu (1988) , las estructuras internas y las relaciones seudoconcordante con rocas de caja sedimentarias, y discordantes con las cajas ígneo-metamórficas. Dichos cuerpos son mantiformes y se los clasifica en:

a) Simples con espesores de 0,10 a 1,50 m debidos a un único pulso de mineralización.

b) Complejos que alcanzan los 10 m de potencia , formados por la recurrencia de varios pulsos.

Los mantos simples poseen estructuras internas típicas que tiene la mitad inferior compuesta por ónice calcáreo compacto y la mitad superior porosa. Contrariamente, los mantos complejos presentan una alternancia de capas compactas y porosas como resultado de las polipulsaciones.

El ónice y en menor magnitud la aragonita, presentan estructuras internas coloformes denominadas crestas, mamelones y oquedades periformes invertidas. Dichas estructuras son atribuidas a la deformación de la masa calcárea que en sus estadíos iniciales habría formado un «gel», no cristalizado. Bajo esas condiciones de plasticidad, la presión ascendente ejercida por el CO_2 desprendido durante la precipitación del carbonato de calcio y la acción de la gravedad, habrían sido los dos factores promotores de los procesos de deformación.

Las relaciones de campo entre ambos polimorfos muestran que existieron dos ciclos de mineralización. El primero, originó al ónice calcáreo y luego de un prolongado lapso, actuó el segundo ciclo que rellenó con aragonita a fracturas que cortan al ónice y a las rocas de caja.

Mineralización

Los minerales hipogénicos está representados por los polimorfos calcita y aragonita. La calcita forma al onice calcáreo que es el más abundante. Su color es verde amarillento moderado, a verde grisáceo (10GY 6/4 a 6/2), compuesto por fibras muy finas, transversales a los mantos. Es característica una fina laminación representada por capitas de 0,5 a l mm de espesor que se diferencian por sus diferentes tonalidades. El estudio óptico de inclusiones fluidas bifásicas permitió calcular la temperatura de formación de la calcita en 220°C. La aragonita, es de color gris amarillento (5Y 7/2) con cristales fibrosos dispuestos de manera similar a los de la calcita, pero más gruesos. La laminación es menos frecuente. Los minerales supergénicos son limonitas, producto de la alteración del ónice verde y muy esporádicamente aparece calcita, celestina y óxidos de manganeso tapizando oquedades y fracturas.

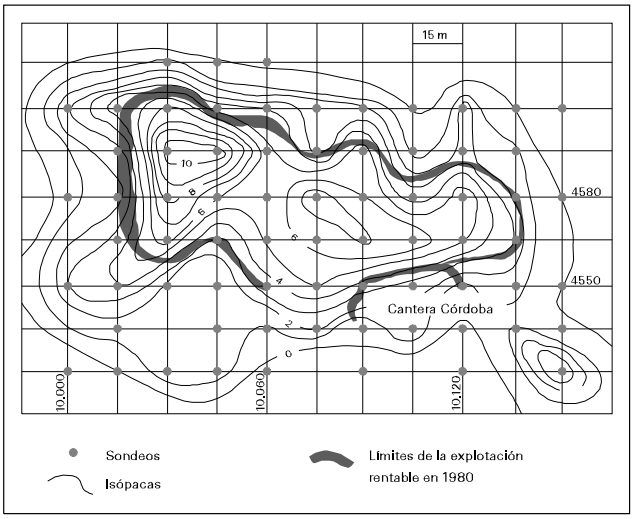


Figura 2. Cuerpo mineralizado y límite de explotación.

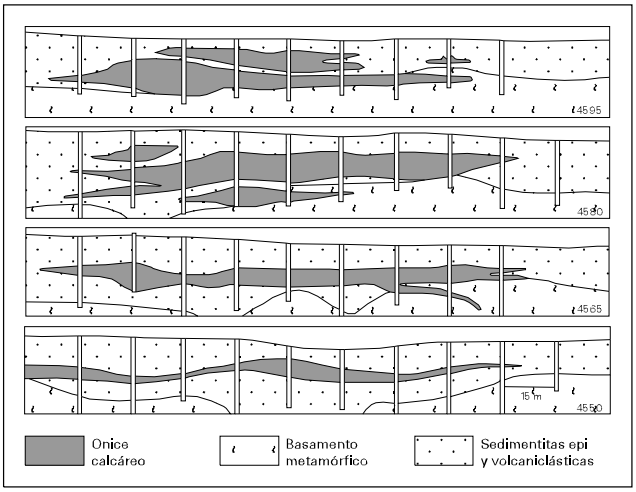


Figura 3. Relaciones entre mantos y las rocas de caja.

MODELO GENÉTICO

De acuerdo a lo expuesto se determinó que la mineralización es epigenética ya que se ha producido por relleno de espacios abiertos, lo cual se infiere de las relaciones discordantes entre la mineralización y las rocas de caja. En

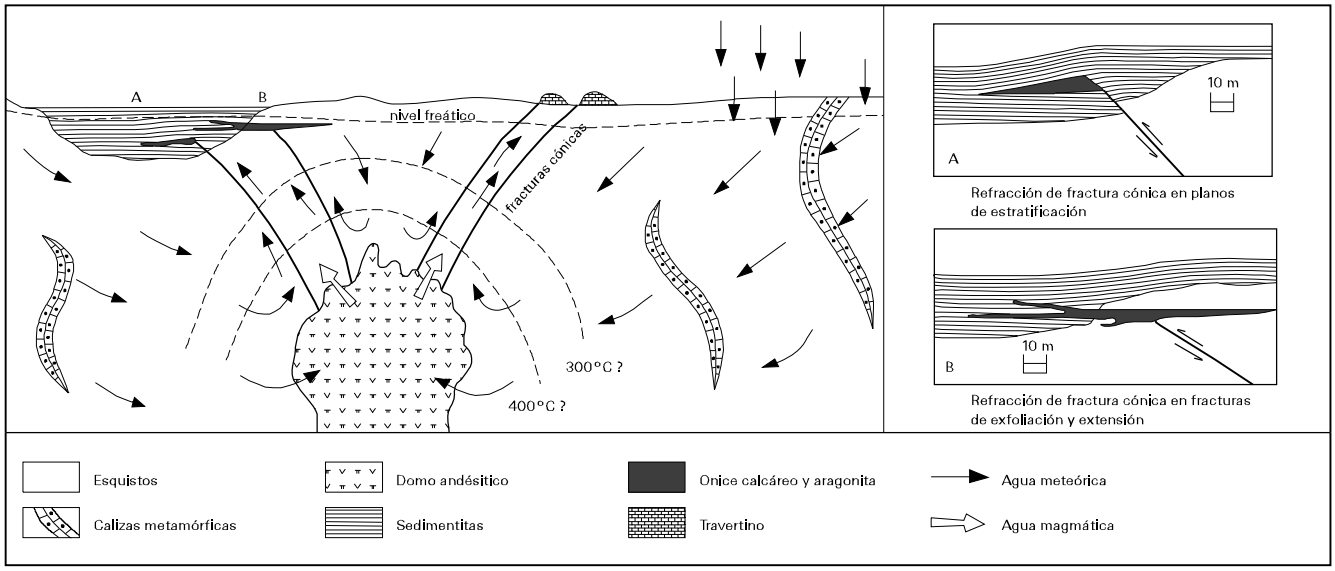


Figura 4. Modelo genético.

consecuencia, se propone que el yacimiento Santa Isabel responde a un modelo epigenético epitermal (Lacreu, 1993), en reemplazo de las ideas anteriores que postulaban un modelo singenético sedimentario.

En el modelo propuesto, se asigna un rol fundamental al ascenso de un magma andesítico muy viscoso, durante el Plioceno. El cuerpo magmático ascendente, produjo un aumento en el gradiente geotérmico de la región por la cual circulaban aguas subterráneas bicarbonatadas cálcicas, las cuales se mezclaron con las aguas juveniles y fueron calentadas dando origen a un sistema geotermal (figura 4).

Se interpreta que el ascenso de los domos generaron fracturas cónicas, que se han refractado en planos de debilidad subhorizontales preexistentes, tales como estratificaciones y fracturas de exfoliación del basamento. El propio ascenso dómico, así como la presión hidraúlica contribuyeron a la apertura de los espacios mineralizados, que responden a la geometría descripta.

Estos planos y fracturas, fueron a la vez los canales de circulación de las soluciones hidrotermales que al acceder a los espacios "que se abren", se hallan en un ambiente de menor presión. De este modo, se produce una brusca separación de la fase gaseosa del dióxido de carbono, dando lugar al proceso de "ebullición adiabática". Este proceso, promueve la precipitación de micropartículas calcáreas que originan un gel, que luego será deformado según lo mencionado anteriormente.

La mineralización concluye cuando el magma caliente del domo volcánico se aproximó a la superficie e interactuó con el nivel freático produciendo una explosión freatomagmática.

Cabe mencionar que en las adyacencias del yacimiento Santa Isabel (figura 1) hay depósitos calcáreos de travertinos formados en un ambiente subaéreo, a partir de soluciones calcáreas vinculadas genéticamente con las que originaron el yacimiento Santa Isabel (Lacreu, 1993).

El modelo genético propuesto tiene implicaciones económicas por cuanto, el carácter epigenético de la mineralización indica la necesidad de modificar los criterios de prospección, exploración y evaluación anteriormente basados en el modelo singenético descartado. En particular, debe considerarse el control estructural de los cuerpos, ya que sugiere que los mantos mineralizados pueden acuñarse bruscamente, por lo que eventuales sondeos exploratorios deberían realizarse en malla reducida y no podrían extrapolarse los datos puntuales más allá de los 15 metros.

Por otra parte, la vinculación genética establecida entre domos volcánicos viscosos, travertinos y los mantos discordantes de ónice, constituye una evidencia para ser tenida en cuenta como guía de prospección. Por ello es recomendable la ejecución de investigaciones geofísicas en regiones donde se presenten asociados domos y travertinos de aproximadamente la misma edad.

BIBLIOGRAFÍA

Alvarez, C. P., 1976. Alabastro calizo, ónice calcáreo y mármol ónix. Aspectos genético-litológicos y otras consideraciones sobre dichos materiales y sus yacimientos. *Revista Minería,* 14 (157): 33-34. Buenos Aires.

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernandez, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas deaplicación de la región centro-cuyo. *Secretaría de Estado de Minería de la Nación, Anales, 19.* Buenos Aires.

Ave Lallemant, G., 1875. Apuntes sobre la Geognosia de la Sierra de San Luis. *Academia Nacional de Ciencias, Anales,* 1:103-140. Córdoba.

Bodenbender, G., 1903. Comunicaciones mineras y mineralógicas. Onix mármol de las provincias de San Luis y Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 17: 359. Córdoba.

Bulacio, Y.,1975. Estudio Geológico Canteras de Mármol ónix.(cálculo de reservas). Partido de Rosario, departamento Pringles, provincia de San Luis. *Dirección General de Minería,* Carpeta, 450, inédito. San Luis.

Brogioni, N., 1988. Caracteres geológicos y clasificación de los domos volcánicos Mio-Pliocenos de San Luis. *Museo de La Plata (N.S.) Geología, Revista,* 10 (84): 101-112.

Cardó, R. y G. Ayub, 1997. Exploración Geológica del Yacimiento de Onix Santa Isabel, San Luis. Canteras Córdoba y Santa Isabel. *SEGEMAR, delegación San Juan*, setiembre de 1997.

Costa, C. H., 1992. Neotectónica del sur de la Sierra de San Luis. *Universidad Nacional de San Luis, tesis doctoral,* inédito.

Di Paola, E., H. L. Lacreu, D. Rivarola y E. Strasser, 1990. Respuesta sedimentaria al diastrofismo cenozoico, subcuencas Potrero de los Funes y Las Chacras, provincia de San Luis. *3º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas,* 1: 114-118.

Estévez, N., 1988. Artículo periodístico "Estévez informó sobre la compra de yacimientos de mármol ónix". *El Puntal,* San Luis, 26 de febrero, pág. 2.

Frutos, R. F., 1959. Informe sobre la cantera de mármol ónix «Santa Isabel», «Córdoba» y «Potrerillos». Partido del Rosario, Departamento Pringles, Provincia de San Luis. *Dirección Provincial de Minería*, Carpeta, 106, inédito. San Luis.

Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la provincia de San Luis. *Ministerio de Agricultura de la Nación, Secretaría de Geología y Minería, Anales,* 10 (2). Buenos Aires.

Kittl, E., 1932. El Yacimiento de Mármol Verde de la Cantera Santa Isabel, (provincia de San Luis). *Museo Nacional de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Anales,* 37 (12): 171-192.

Kittl, E., 1936. Estudio geológico de la Provincia de San Luis, especialmente sobre los volcanes Terciarios. *Museo Nacional de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Anales,* 38 (27): 349-404.

1981. Cantera Santa Isabel. En: M.K. Brodtkorb y A. Brodtkorb (Eds.) *Guía de viaje precongreso. 8º Congreso Geológico Argentino.*

Lacreu, H. L., 1982. Descubrimiento de nuevas reservas de de ónix en la Cantera Santa Isabel. *Panorama Minero,* 61: 18-23

Lacreu, H. L., 1988. Exploración de Onice Calcáreo en la Cantera Santa Isabel, Departamento Pringles, Provincia de San Luis. *3º Congreso de Geología Económica,* 1: 39-56.

Lacreu, H. L., 1989. Geología de los yacimientos de ónice calcáreo en la región austral del Salar de Arizaro, Puna Argentina. *A.M.P.S.* 20, (1/4):21-32.

Lacreu, H. L., 1993. Génesis de los Carbonatos del Yacimiento Santa Isabel, Departamento Coronel Pringles, Provincia de San Luis. *Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral*, inédito.

Lacreu, H. L., 1995a. Control estructural del yacimiento de ónice calcáreo Santa Isabel, Provincia de San Luis, República Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 181-189.

Lacreu, H. L., 1995b. Origen de las soluciones mineralizadoras del yacimiento Santa Isabel, Provincia de San Luis, República Argentina. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 190-200.

Lacreu, H. L., 1996. Analogías Geológicas y Geoquímicas entre yacimientos de Onices Calcáreos Argentinos. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 375-386.

Lacreu, H. L., 199.. Litogenia Carbonática Plio-holocénica Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno.*

Lacreu, H. L y E. C. Di Paola, 1992. Secuencias epiclásticas y volcaniclásticas en la cantera Santa Isabel y alrededores, Departamento Coronel Pringles, Provincia de San Luis. *4º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas,* 1: 219-226.

Ramos, V. A., F. Munizaga y S. M. Kay, 1991, El magmatismo Cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. *6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos:* 892-896.

Riggi, M. T. C., 1946. Informe sobre la cantera de Aragonita y Travertina «Las Toscas», Departamento Pringles, San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Expte 88.115/45 - Carpeta 51, inédito.

Lavandaio, E. y C. Fusari, 1999. Distrito polimetálico Mendoza Norte, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1705-1716, Buenos Aires.



DISTRITO POLIMETÁLICO MENDOZA NORTE, MENDOZA

Eddy Lavandaio[1] y Cayetano Fusari[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito se ubica en la Precordillera, a unos 50 km al noroeste de la ciudad de Mendoza (con buenos accesos), dentro de un rectángulo de unos 27 km en sentido norte-sur, por unos 20 km de ancho, enmarcado por las coordenadas: 32º18'S y 32º33'S, y 69º00'O y 69º12'O (figura 1).

Es una zona montañosa, con desniveles y pendientes que van desde muy fuertes en el extremo este (quebradas del Toro y de las Minas) hasta relativamente suaves en el norte (Cortaderas). Las alturas sobre el nivel del mar varían entre 2.500 m y 3.300 m en la zona sur (Paramillos), y entre 2.000 m y 2.500 m en Cortaderas.

Dentro del distrito se han descripto dos pórfiros cupríferos, seis áreas con oro diseminado o con anomalías de oro, y 150 vetas con mineralización de oro, cobre, plata, zinc y plomo (Lavandaio y Fusari, 1986). En el presente artículo se describen de manera general las relaciones geológicas, estructurales y metalogénicas existentes entre ellas, desde el punto de vista de distrito metalogénico.

Para su descripción, el distrito se divide de la siguiente manera, tal como se muestra en la figura 1.

Subdistrito Cortaderas

1. Grupo La Negrita
2. Grupo Brillante-Carmen
3. Area Cortaderas o San Benicio
4. Area Pampa Fría
5. Area Agua del Jagüel

Subdistrito Paramillos

6. Paramillos de Uspallata
7. Grupo Oro del Norte
8. Grupo Oro del Sur
9. Grupo Paramillos Centro
10. Pórfiro cuprífero Paramillos Norte
11. Pórfiro cuprífero Paramillos Sur

Hay que dejar claramente establecido que, por el carácter y condiciones en que se hizo el trabajo, las apreciaciones y conclusiones sobre las mineralizaciones tienen una alta dosis de subjetividad ya que, en su mayor parte, están únicamente basadas en la observación y en la aplicación de la experiencia personal de los autores.

Leyes, reservas y producción

El Plan Cordillerano exploró los depósitos de cobre de Paramillos Norte y Sur mediante perforaciones muy distanciadas entre sí (250 a 500 m una de otra). Solamente en el segundo depósito se hizo una estimación de reservas totales de 186.000.000 t con 0,58 % de Cu equivalente (Cu + Mo), entre las que se incluye un cuerpo de mayor significación, de 33.000.000 t con una ley de 0.95 %. La expectativa de Paramillos Norte en cuanto a cobre parece ser bastante menor. También se puso en evidencia la presencia de oro en cantidades que pueden sumar valor a la mena (Romani, 1968; Fusari, 1981; Lavandaio y Fusari, 1991). Este es un elemento de juicio que deberá tenerse muy en cuenta en el futuro.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación Mendoza.*

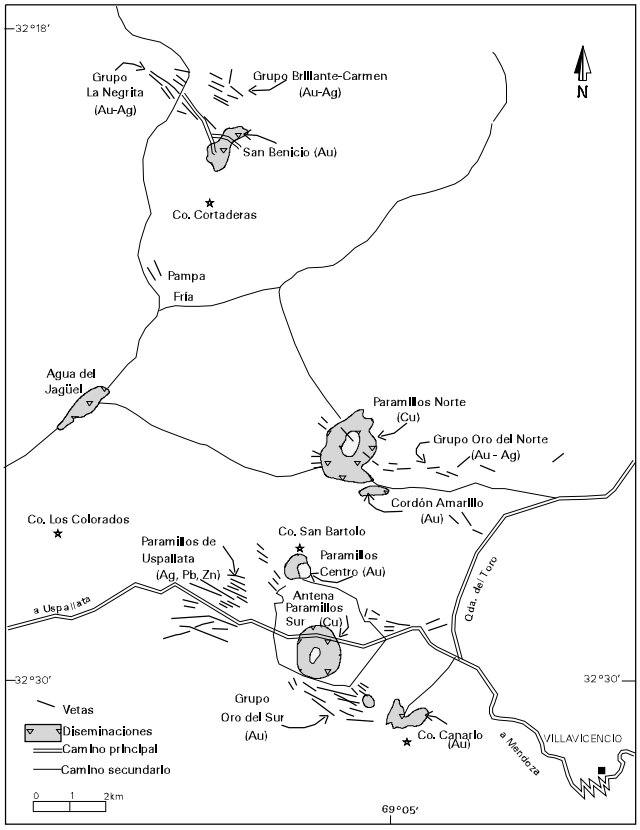


Figura 1. Croquis general de ubicación del distrito polimetálico Mendoza Norte.

Sobre las áreas con mineralización de oro diseminado (Cortaderas, Crestón Amarillo, Paramillos Centro, Oro del Sur y Cerro Canario), se tienen aún escasos conocimientos. En estos caso sólo puede decirse, a modo ilustrativo, que los volúmenes de rocas involucrados estarían en el orden de las decenas de millones de toneladas.

Con respecto a las vetas, el inventario efectuado en 1986 (figura 2) permitió contabilizar sus espesores y corridas, y otorgarles límites razonables de profundidad. De esa manera, y considerando 113 de las 150 vetas reconocidas (se descartan las 37 más pequeñas), se obtuvo esta estimación del potencial para cada grupo:

Cortaderas	26 vetas	276.000 t (Au y Ag)
Oro del Norte	14 vetas	80.000 t (Au)
Paramillos Centro	12 vetas	264.000 t (Au y Ag)
Oro del Sur	32 vetas	419.000 t (Au)
Paramillos de Uspallata	29 vetas	1.274.000 t (Ag, Pb y Zn)

La producción del distrito salió exclusivamente de las vetas, ya que las diseminaciones son descubrimientos aún no desarrollados.

Lavandaio y Fusari (1986) contabilizaron las labores existentes sobre las vetas (galerías, piques y chiflones), sumando un total de 14.100 m, de los cuales 11.150 m corresponden a la mina Paramillos de Uspallata. También hicieron una estimación de los tonelajes extraídos en cada caso, mediante la suma de chimeneas y rajos internos, y rajos superficiales, obteniendo un total de 462.000 t, de las cuales 414.000 corresponden a Paramillos de Uspallata.

Propietarios

Dentro de este amplio distrito hay una gran cantidad de propiedades mineras, manifestaciones de descubrimiento y permisos de exploración. Sin embargo, se debe aclarar que, desde hace unos siete años, una gran parte de las manifestaciones de mayor interés se encuentran envueltas en un conflicto de tipo legal que ha impedido la realización de inversiones, a pesar del interés manifestado por diferentes empresas.

HISTORIA DEL DISTRITO

De acuerdo a los registros existentes, la minería de la zona comenzó en 1622 (Catalano, 1984), en el grupo Paramillos de Uspallata, explotando las vetas argentíferas cuyo material era extraído, triturado a mano (palleo), seleccionado y transportado a Chile en tropas de mulas.

Aparentemente, la actividad se interrumpió al cambiar la dependencia de la zona de la Capitanía General de Chile al Virreinato del Río de la Plata, aunque también coincide con la época en que cesó la actividad de los jesuítas en el Virreinato.

Se reanudó en la segunda mitad del siglo XIX, llegando a verificarse a fin de ese siglo, y principios del presente, una amplia y compleja actividad, no solamente en Paramillos de Uspallata sino también en las vetas de Cortaderas, Oro del Norte y Oro del Sur.

Por esa época, incluso, se instalaron plantas de molienda y concentración, algunas de alta tecnología como la de Paramillos de Uspallata (Avé Lallemant, 1890a) y otras rudimentarias o manuales (marayes) y, también, algunas pequeñas fundiciones.

De todas esas instalaciones sólo quedan algunas ruinas o pocos restos, según el caso. En los últimos cincuenta a sesenta años las únicas minas que se trabajaron en forma intermitente fueron Paramillos de Uspallata (hasta la década del '80) y Mantos de Cobre (hasta los años 70). En estos momentos no hay ninguna actividad.

En lo que respecta a trabajos de investigación geológico-minera efectuados en la zona, son especialmente destacables los efectuados por Darwin (1846), que realizó la primera descripción geológica y paleontológica de la zona. Harrington (1971), que describió la Hoja Geológica Ramblón, y los de Avé Lallemant (1890b) que mencionó todas las vetas que se conocían en el distrito y, en especial, las vetas argentíferas de la mina Paramillos de Uspallata, sus métodos de explotación y tratamiento. Sobre este mismo grupo minero, Rayces (1948) hizo una importante contribución.

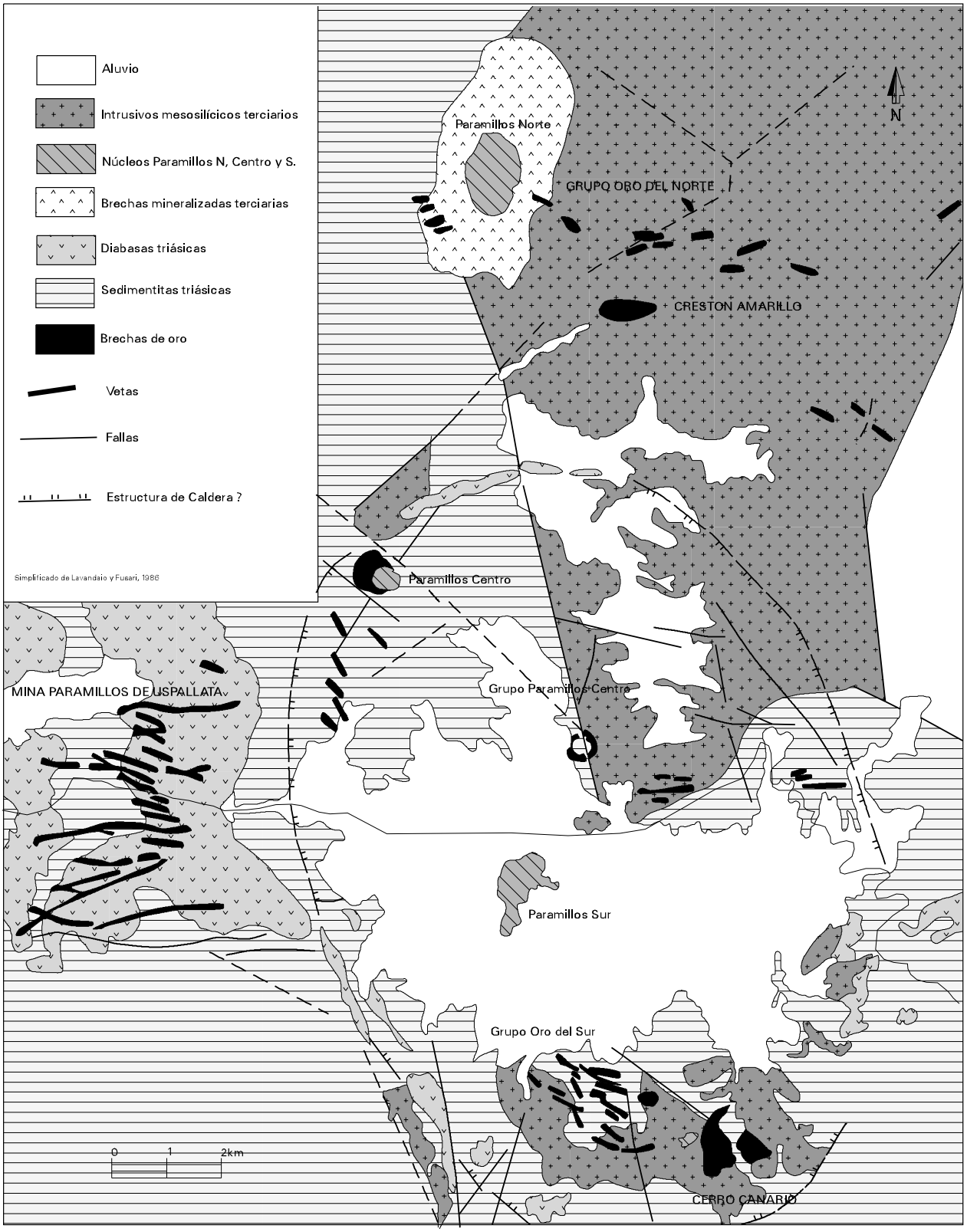


Figura 2. Subdistrito Paramillos. Geología simplificada y ubicación de vetas y depósitos diseminados.

En cuanto al desarrollo de trabajos de prospección y exploración, la Organización de las Naciones Unidas y el Gobierno Argentino llevaron a cabo, entre 1964 y 1968, el Plan Cordillerano. Este programa permitió descubrir, dentro del distrito, los primeros yacimientos del tipo "pórfiro cuprífero" del país. Ellos son Paramillos Sur y Paramillos

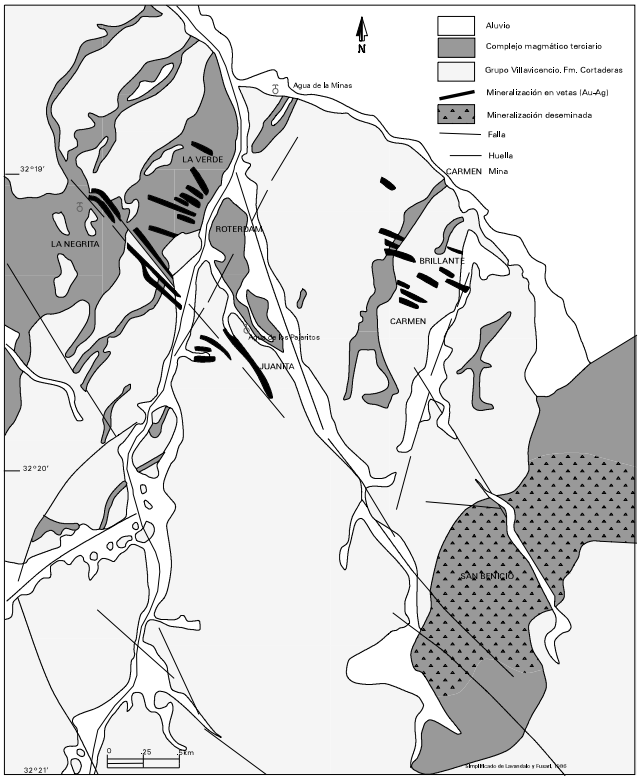


Figura 3. Subdistrito Cortaderas. ubicación general de las vetas de las minas La Verde, Roterdam, La Negrita, Juanita, Brillante y Carmen, y la diseminación de San Benicio.

Norte. Los dos fueron explorados mediante perforaciones con recuperación de testigos durante el mismo programa para poner en evidencia su interés, pero la licitación posterior para continuar los trabajos a través de empresas privadas fracasó por falta de ofertas.

En la misma época, empresas privadas exploraron el área de San Benicio o Cortaderas (Compañía Minera Aguilar), y la mina Mantos de Cobre (empresa unipersonal asociada al titular de la mina, Sr. Arquímedes Rossi), con resultados aparentemente negativos para ese mismo metal.

En 1980, Sister y Bolatti realizaron un estudio geológico-económico detallado y un proyecto de exploración en la mina de oro y plata La Negrita, en el subdistrito Cortaderas. Hasta ahora la exploración no se concretó. En 1985, Lavandaio llevó a cabo un trabajo expeditivo en el área de alteración de Agua del Jagüel, en la que se encontraron anomalías de oro y plata. No obstante, las evidencias no fueron lo suficientemente alentadoras para mantener la reserva legal que había establecido la provincia al efecto.

Posteriormente, en 1986, Lavandaio y Fusari realizaron un relevamiento de tipo "inventario" de las minas y manifestaciones de oro y plata, y describieron las características fundamentales de un total de 150 vetas. Durante la ejecución de ese trabajo, se descubrieron cuatro áreas con alteración hidrotermal y mineralización diseminada de oro (Lavandaio y Fusari, 1994).

Fusari *et al.* (1991) llevaron a cabo un detallado estudio del área de Cortaderas o San Benicio, investigando la mineralización diseminada de oro y proponiendo efectuar perforaciones en los sectores más favorables, pero las mismas no se concretaron por falta de presupuesto.

En el mismo marco, los autores mencionados también realizaron un estudio detallado y algunas perforaciones en el grupo Oro del Sur (Fusari *et al.*, 1993) que permitieron conocer la mineralización primaria de las vetas y descubrir una diseminación (tipo *stockwork*) de oro en un intrusivo mesosilícico.

En los últimos años, las empresas A.M.D. y Pegasus Gold, efectuaron perforaciones en las áreas Pampa Fría y Agua del Jagüel.

GEOLOGÍA REGIONAL Y DEL DISTRITO

LITOLOGÍA

GRUPO VILLAVICENCIO

Los afloramientos más antiguos corresponden al Grupo Villavicencio, complejo sedimentario-metamórfico de gran difusión areal en esta parte de la Precordillera.

En el sector oriental del subdistrito Paramillos afloran areniscas y lutitas, en una sucesión tipo *flysch*, con un generalizado metamorfismo de bajo grado. Presentan unas pocas intercalaciones de volcanitas mesosilícicas metamorfizadas y alteradas.

Los componentes dinámicos del metamorfismo son más evidentes que los térmicos, y es común observar en este conjunto, de color gris verdoso oscuro, un gran desarrollo de clivaje de fractura transversal a la estratificación original.

Estudios recientes (Lavandaio y Fusari, 1986; Cuerda *et al.*,1988) han asignado a esta parte del Grupo Villavicencio (Facies «típica o normal» de Harrington) una edad ordovícica (figura 3).

En el subdistrito Cortaderas aflora el mismo grupo, pero es lo que Harrington (1971) denominó «Facies Cortaderas», caracterizada en general por rocas de mayor metamorfismo (filitas y esquistos, con intercalaciones de cuarcitas y calizas dolomíticas) y una gran cantidad de rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas. Las sedimentitas metamorfizadas tienen colores grises y castaños, claros y oscuros, y las serpentinitas son muy oscuras, generalmente verdes. Cucchi (1972) asignó a este conjunto una edad paleozoica inferior y la llama Formación Cortaderas.

GRUPO CHOIYOI

Con esta denominación se agrupan rocas filonianas y volcánicas, mesosilícicas a ácidas, como así también sus tobas, de edad pérmica, que alcanzan gran difusión en Cordillera Frontal y Precordillera (Groeber, 1946, en Caminos, 1979).

En el ámbito que nos ocupa es común encontrar pequeños afloramientos de rocas asignables a este grupo (pórfiros y brechas volcánicas desde riolíticas hasta andesíticas) generalmente limitados por fallas.

GRUPO CERRO COCODRILO

Una parte importante de los afloramientos del subdistrito Paramillos corresponde a este grupo, de edad triásica (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979).

En la parte central se ubica una potente sucesión rítmica, con rápida alternancia de limolitas o arcilitas y areniscas finas, de variados colores y en parte afectadas por metamorfismo térmico o de contacto.

En menor medida se intercalan tobas lilas o verdes, y margas grises.

Esta parte corresponde a la Formación Las Cabras y, a pesar de las muchas complicaciones estructurales presentes, buza generalmente en forma suave al oeste.

Por encima de la Formación Las Cabras (hacia el oeste) siguen en sucesión normal, en la zona de la mina Paramillos de Uspallata, las Formaciones Potrerillos (conglomerados finos, areniscas y lutitas grises y verdosas muy claras), Cacheuta (lutitas bituminosas color gris) y Río Blanco (areniscas, limolitas y tobas rojas). En esta zona, las sedimentitas triásicas poseen varias intercalaciones de espesor variable (hasta un máximo de 50 m) de diabasas en forma de filones capa.

COMPLEJO MAGMÁTICO TERCIARIO

En todo el distrito, aunque más abundantes en Paramillos, se presentan *stocks*, filones capas, diques y otras manifestaciones de rocas magmáticas mesosilícicas. Se trata, según el caso, de monzodioritas y pórfiros andelacíticos, con una visible alta proporción de anfíboles, de colores grises claros hasta verdosos, en afloramientos frescos.

Presentan grandes variaciones texturales y mineralógicas, como así también sectores con importante alteración hidrotermal acompañada de mineralización metalífera. Esos sectores fueron detalladamente estudiados por el Plan Cordillerano para definir la presencia de los pórfiros cupríferos de Paramillos Norte y Paramillos Sur, ocurrencias que, sin duda, se relacionan directamente con el mismo magmatismo.

SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA

Múltiples depósitos de origen principalmente aluvional, que se encuentran cubriendo, en distintos lugares, a las rocas más antiguas, completan este cuadro estratigráfico simplificado.

ESTRUCTURA

El complejo sedimentario metamorfizado Grupo Villavicencio está afectado por fenómenos de plegamientos y

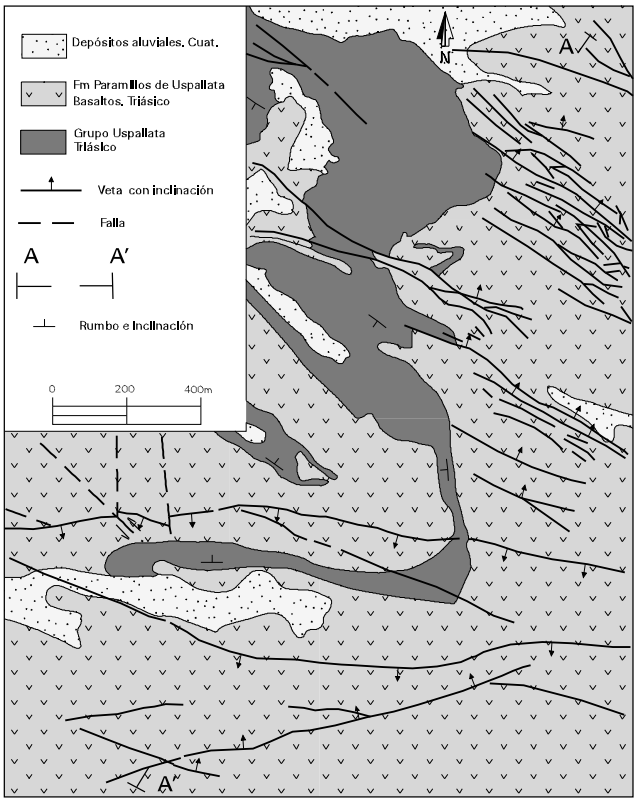


Figura 4. Geología de la zona de la mina Paramillos de Uspallata.

posibles corrimientos e imbricaciones, producidos antes del Triásico medio.

Las demás estructuras significativas de la zona corresponden a la orogenia andina y afectan a todas las formaciones aflorantes.

Fundamentalmente hay que destacar que la región, a escala de provincia geológica, está afectada por una tectónica de bloques y escamas falladas y sobrecorridas que dominan y controlan los fenómenos de mayor magnitud areal, en especial la ubicación de los grandes cordones montañosos y depresiones intermontanas, y la yuxtaposición de formaciones paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas a un mismo nivel. Estas estructuras regionales tienen rumbo norte-sur.

En una escala menor, dentro del distrito, las fallas dominantes tienen rumbo noroeste, y son intersectadas por otro juego de rumbo noreste. Siguiendo estos lineamientos, y en especial en sus intersecciones, se emplazan pórfiros, cuerpos de brechas, zonas de intensa craquelación y chimeneas de vinculación volcánica.

Los trabajos del Plan Cordillerano destacaron la importancia de esos dos juegos de fracturas que, en principio, son los que controlaron el emplazamiento de los cuerpos del Complejo Magmático Terciario que están directamente relacionados con la metalogenia del distrito, y de áreas brechadas y alteradas por hidrotermalismo, con o sin mineralización.

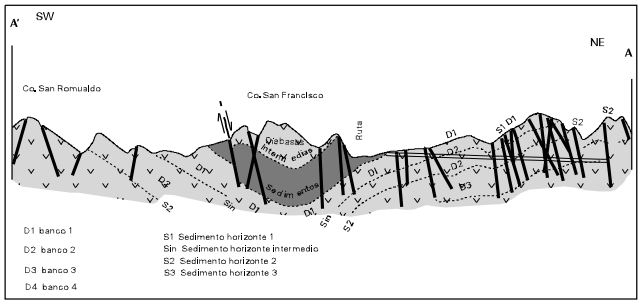


Figura 5. Mina Paramillos de Uspallata. Perfil A-A' mostrando la posición de las vetas en corte.

Una de estas fracturas se observa con notable claridad entre la brecha de Paramillos Centro y el cerro San Bartolo. Alli se pone en evidencia, por su posición y por el "dentado" de sus labios y las superficies de fricción, que se trata de una falla subvertical de desplazamiento de rumbo. Esto, y la geometría general observada en las fallas del distrito, permite conjeturar que las fracturas de rumbo noroeste y noreste son dos juegos complementarios de fallas de desplazamiento de rumbo, originadas por la compresión este-oeste que caracteriza a la orogenia andina. La longitud de estas fallas siempre puede medirse en kilómetros.

A lo expresado hay que agregar que, en el subdistrito Paramillos, también juega un rol importante una estructura anular, de tipo caldera que, con un diámetro de 6 a 8 km, rodea al pórfiro cuprífero de Paramillos Sur. En efecto, en la intersección de ese anillo con fracturas de rumbo noroeste se localizan las brechas mineralizadas con oro de Cerro Canario y Paramillos Centro (Fusari *et al*., 1993)

Las vetas del distrito son el relleno hidrotermal de fracturas de menor magnitud que las anteriores, con longitudes generalmente medibles en decenas o centenas de metros. Tienen rumbos variables entre N45°O hasta N75°E, y los buzamientos casi siempre son mayores de 65° (figuras 4 y 5).

Sus trazas no son rectas sino con curvas, a veces serpenteantes, con engrosamientos (bolsones) y adelgazamientos; también con bifurcaciones y tramos anastomosados.

En algunos casos la mineralización ocupa el ancho total de la fractura original, y en otros la estructura aloja una o varias vetas paralelas separadas por «caballos» de roca o brechas mineralizadas en venillas e intersticios.

En general da la impresión de que se arman los mejores «bolsones» o las vetas adquieren mayor continuidad cuando su rumbo se acerca a este-oeste.

Si bien no hay muchos datos acerca de la génesis de estas estructuras, parece lógico suponer que se originaron por tensiones secundarias y locales provocadas como consecuencia de la deformación de mayor magnitud de las fallas de desplazamiento de rumbo, de carácter compresivo.

Una vez originadas las fracturas, se deben haber desplazado, con una componente horizontal más importante, comportándose de esa manera como pequeñas fallas de ajuste dentro del sistema compresivo regional. Esto explicaría las distintas posiciones que localmente tienen las vetas, sus extensiones reducidas y la notable «abertura» que alcanzan, en algunos casos, ya que se han medido espesores de hasta 8,5 m (Fusari *et al.*, 1991).

Hay un factor litológico que influye en la continuidad lateral y vertical de las estructuras mineralizadas. Las distintas rocas del distrito respondieron de manera diferente ante los esfuerzos tectónicos.

Este distinto grado de competencia es particularmente visible en la mina Paramillos de Uspallata, donde la mayoría de las vetas están bien «armadas» en caja de diabasas y se «ramean» o desaparecen en caja de areniscas.

También se nota muy bien este problema en Cortaderas, donde la mayoría de las vetas bien «armadas» están en caja de pórfiros y tienden a «ramearse» en las metamorfitas del Grupo Villavicencio. Además, cuando una veta alcanza caja de serpentinita, da la impresión de que, lisa y llanamente, desaparece.

Por el contrario, en Oro del Sur hay vetas que «arman» de la misma forma en caja de pórfiros como en caja de areniscas y limolitas. Quizá influya en este caso la gran cantidad de cuerpos intrusivos de todo tamaño, que pueden actuar como armazón del conjunto, y también el metamorfismo térmico que los mismos provocaron en las sedimentitas.

El principal efecto a tener en cuenta en lo que hace al control estructural y litológico es la limitación que impone a la continuidad de las vetas. Como consecuencia de ello obliga a ser muy cautelosos en la predicción geológica sobre supuestas continuaciones de cuerpos mineralizados, especialmente en profundidad.

Hay que agregar que, desde el Terciario superior hasta la actualidad, toda la región está sometida a un continuo levantamiento, y consecuente erosión, por lo que los niveles volcánicos han sido eliminados, poniendo al descubierto los niveles subvolcánicos e hipabisales, con las mineralizaciones correspondientes a esos niveles.

Morfología

De acuerdo a la descripción de las estructuras presentes y a la mineralización que, fundamentalmente, rellena los espacios creados por esas estructuras, en el distrito se reconocen dos tipos de yacimientos:

Vetas

Cuerpos tabulares de pequeño tamaño y mineralización de «alta ley», cuya ubicación está controlada por el juego de fracturas de rumbo variable entre N45°O y N75°E, con buzamientos casi siempre superiores a 65°.

Se inventariaron 150 vetas distribuidas así: 19 vetas en el grupo La Negrita; 10 en el grupo Brillante-Carmen; 33 en el grupo Paramillos de Uspallata; 23 en el grupo Oro del Norte; 15 en el grupo Paramillos Centro; y 50 en el grupo Oro del Sur. El grupo más importante, tanto por su historia como por el volumen de sus trabajos y reservas, es el que corresponde a la mina Paramillos de Uspallata.

Las corridas de las vetas tienen, generalmente, entre 50 y 500 metros. Sólo ocho superan esa última cifra, siendo la máxima corrida que se midió la de la veta Vallejos, de la mina Paramillos de Uspallata, con 2.000 metros. Los espesores promedio, en general, no superan un metro, aunque se han llegado a medir hasta seis metros de espesor en un bolsón de la mina Negra (grupo Paramillos Centro) y 8,5 m en la veta Contapiera, del grupo Oro del Sur

Independientemente de las zonaciones, la distribución del oro y la plata en las vetas es altamente irregular. En un total de 147 muestras orientativas tomadas por Lavandaio y Fusari (1986) en 82 vetas (excluída la mina Paramillos de Uspallata) se obtuvieron valores comprendidos desde vestigios hasta 96 g/t de Au en la veta Nº 33 del grupo Oro del Sur y 1.587 g/t de Ag en la veta Nº 2 del sector San Bartolo, del grupo Paramillos Centro.

Los muestreos sistemáticos hechos por Rayces (1948) en las labores de la mina Paramillos de Uspallata arrojaron una ley media de 475 g/t de Ag, 2,5 % de Pb y 3,5 % de Zn.

Muestreos semisistemáticos hechos en labores superficiales y subterráneas de la mina La Negrita, del subdistrito Cortaderas, dieron leyes medias de 9 g/t de oro equivalente (oro más plata), con contenidos de oro de unos 5 g/t. (Sister y Bolatti, 1980)

Diseminaciones: Rocas craqueladas y brechas

Las principales expectativas del distrito se cifran en cuerpos de gran tamaño, con mineralización de tipo "diseminada", de baja ley, presumiblemente aptos para emprendimientos de mediana o gran minería.

Son cuerpos formados en sectores de rocas craqueladas o brechadas, con mineralización en los intersticios y parcial diseminación en clastos. En este tipo se incluyen los pórfiros cupríferos de Paramillos Sur y Paramillos Norte, en los cuales habrá que evaluar la importancia económica del oro asociado, como así también las áreas de alteración hidrotermal, con mineralización de oro o con anomalías detectadas, como Cortaderas, Crestón Amarillo, Paramillos Centro, Cerro Canario, Oro del Sur, Agua del Jagüel y Pampa Fría.

El pórfiro cuprífero de Paramillos Sur es descripto en forma separada en esta misma publicación.

Mineralogía

Primaria. La mineralización polimetálica primaria del distrito es hidrotermal y su origen se relaciona con el magmatismo mesosilícico de edad terciaria.

Si bien la información existente es insuficiente, en principio, puede decirse que la mineralización vetiforme varía entre dos extremos. Uno, que correspondería a una mayor temperatura, se compone fundamentalmente de cuarzo, pirita, calcopirita y oro, y otro, posiblemente de menor temperatura, con siderita manganífera (ocasionalmente rodocrosita), escaso cuarzo, esfalerita, galena, tetraedrita y argentita.

La mineralización de alta temperatura está bien definida en el Grupo Oro del Sur, y la de baja temperatura en la mina Paramillos de Uspallata. En otros casos, como en el subdistrito Cortaderas, la mineralización es de tipo intermedio, con presencia de cantidades económicamente equivalentes de oro y plata.

La zonación lateral primaria, es decir el pasaje de una a otra mineralización, puede observarse en el campo, a pesar de la alteración superficial de las vetas. En efecto, en el grupo Oro del Norte, desde la veta aurífera de la mina Al Fin Hallada, al oeste, se pasa, hacia el este, a la plumboargentífera de la mina Nelly. También se observa esta variación recorriendo las vetas del sur de la mina Paramillos de Uspallata que, desde el oeste hacia el este, pasan de sideríticas (con plata) a cuarzosas (con oro).

Los pórfiros cupríferos de Paramillos Norte y Sur parecen ubicarse en un extremo de mayor temperatura relativa. Según Romani (1968), la mineralización hipogénica de Paramillos Sur se compone principalmente de pirita (mayoritario), calcopirita y molibdenita, con menores cantidades de oro nativo, pirrotina, cubanita, bornita, mackinawita, blenda, galena, sulfosales, marcasita, magnetita, especularita e ilmenita.

Los minerales primarios en Paramillos Norte son pirita (el más abundante), calcopirita, molibdenita, magnetita, ilmenita, hematita, pirrotina, mackinawita y bornita (Navarro, 1968).

Cabe destacar que en un intrusivo de unos 200 m de diámetro, ubicado en el sector este del grupo Oro del Sur, una de las dos perforaciones realizadas, con recuperación de testigos (PD 4, Fusari *et al*., 1993), detectó mineralización de oro en *stockwork*, comprobándose que la ley de oro, insignificante en los primeros metros, aumenta considerablemente a partir de los 61 m de profundidad, sin que ese cambio se pueda atribuir, por el momento, a zonación secundaria.

Secundaria. Las manifestaciones del distrito poseen alteración superficial, con formación de «sombreros de hierro» que se caracterizan por la presencia de «limonitas» de colores variados.

En las vetas netamente auríferas predominan «limonitas» de color castaño y amarillo, y en las de plata son comunes las «limonitas» muy oscuras, desde castaño rojizo hasta negro.

Con respecto a la visibilidad de los afloramientos, en algunos casos, cuando las vetas contienen alto porcentaje de cuarzo, suelen constituir «crestones» fácimente visibles. Sin embargo, la mayoría de las veces, las vetas tienen una expresión topográfica negativa que dificulta la observación de sus características y la continuidad de sus corridas.

La alteración de las vetas produjo una zonación vertical, cuyas características son conocidas sólo parcialmente, en especial porque en la mayoría de los casos el laboreo existente no va mas allá de los 20 o 30 m de profundidad.

En la mina Paramillos de Uspallata hay labores que, en su desarrollo, alcanzan la zona primaria. Allí, la zonación vertical visible presenta las siguientes características:

1) No hay límites netos que permitan establecer zonas bien diferenciadas. Esto se debe a que los procesos supergénicos han actuado sólo parcialmente.

2) Hay una zona superior, mezcla de lixiviación y oxidación, reconocible por la presencia de limonitas oscuras y siderita negra, cuyo desarrollo alcanza unos diez metros. Una parte de los sulfuros originales permanece en esta zona protegidos por «costras» de sus productos de oxidación. Esto es particularmente evidente en el caso de la galena que se recubre de anglesita o cerusita.

Se supone que hay una disminución de las leyes de plata, aunque material seleccionado de esta zona también fue explotado en épocas pasadas.

3) Entre los diez y los cincuenta metros se observa una mezcla de mineralización primaria, con algunas limonitas, y el color de la siderita varía entre distintos tonos de castaño. Por los datos técnicos recopilados, en esta zona se han dado las leyes más altas de plata.

Precisamente, a esta zona corresponde el promedio de 475 g/t de plata, obtenido del muestreo sistemático hecho por Rayces en 1948.

Los promedios para plomo y zinc fueron, respectivamente, de 2,5 % y 3,5 %.

4) En forma general, la zona anterior pasa a una inferior de mineralización exclusivamente primaria, con siderita casi blanca (castaño muy claro), menos cantidad de cuarzo muy fino con pequeños «nidos» de pirita, y bandas angostas de galena y/o esfalerita.

Parece que la ley de plata disminuye en esta zona pero no hay suficientes datos para evaluar esa disminución.

Con respecto a las menas auríferas como, por ejemplo, las de Oro del Sur, se tienen menos datos. Se ha observado que presentan una zona de oxidación-lixiviación caracterizada por la presencia de «limonitas» castañas y amarillas, en parte esponjosas, asociadas a cuarzo manchado cavernoso y con fina estructura tipo «diente de perro». También suelen verse pequeñas pátinas de malaquita.

La profundidad de esta zona parece ser altamente variable y, como mínimo, parece extenderse hasta unos 30 metros.

El efecto fundamental producido en esta zona de oxidación-lixiviación es la liberación del oro originalmente ocluído por los sulfuros primarios. De esa manera, el oro quedó mezclado con las «limonitas» y su beneficio resultaba factible con los primitivos métodos usados por los mineros antiguos.

Esta característica es muy evidente ya que los laboreos viejos profundizan solamente hasta donde comienza la mineralización pirítica primaria. Los datos obtenidos en un par de perforaciones realizadas, con recuperación de testigos, indican que hay alguna disminución del contenido de oro en la zona de sulfuros.

La exploración llevada a cabo por el Plan Cordillerano en el pórfiro cuprífero de Paramillos Sur determinó la presencia de una zona de lixiviación (en parte oxidación) de unos 50 m de profundidad promedio (excluído el encape aluvional), con de hematita, goethita, jarosita, turgita, turquesa, crisocola, cobre nativo y silicogeles cupríferos. Por debajo de ella se ubica la zona de enriquecimiento, que se extiende por otros 50 m hasta llegar a la zona primaria. El principal mineral supergénico de cobre es la calcosina, variedad terrosa, pero también hay covelina.

En Paramillos Norte no están definidos límites entre zona de oxidación y zona de enriquecimiento. Por el contrario, la perforación más exitosa tiene una zona enriquecida con típicos productos de oxidación. Los minerales supergénicos presentes son cuprita, delafossita, malaquita, turquesa, ferromolibdita, cobre nativo, calcosina y covelina.

Por último, tanto en lo que hace a los ejemplos citados como al resto del distrito, es necesario estudiar con mayor detalle su petrología y las consideraciones metalogenéticas del distrito, las paragénesis y las zonaciones, tanto verticales como horizontales, primarias o secundarias, ya que los datos que se obtengan permitirán mejorar la predicción del comportamiento y, especialmente, la distribución de las mineralizaciones metálicas de interés.

Descripción de los yacimientos

Las restantes áreas de interés son las siguientes:

Cortaderas o San Benicio. Area de 3.000 m de largo (norte-sur) por 650 m de ancho, ubicada al norte del cerro Cortaderas y unos dos kilómetros al sureste de la mina La Negrita. Desde esta mina se accede por una huella que pasa por la mina Juanita.

En esta zona, en la intersección de una falla de rumbo norte-sur con un par de estructuras semicirculares (restos de calderas?), afloran pórfiros y volcanitas terciarias, con distinto grado de alteración hidrotermal visible (propilitización, argilización y silicificación), incluyendo evidencias de alteración potásica. En la misma época del Plan Cordillerano, esta zona fue explorada como prospecto de cobre con resultados negativos (compañía Minera Aguilar).

En 1986 se comprobó la presencia de vetitas y numerosas venillas con *boxworks* cuarzo-limoníticos en el extremo sur de la zona. Algunas de estas vetitas se ponen de manifiesto en antiguos destapes y reducidas labores que documentan la actividad de «pirquineros» en el pasado. Los *boxworks* tienen similares características a las de las vetas auríferas de la región y la presencia de oro se constató en los análisis químicos.

Posteriormente, se llevó a cabo un trabajo de detalle que comprobó de importantes anomalías de oro en superficie y definió posibilidades de enriquecimiento en una superficie de cinco hectáreas (Fusari *et al.*, 1991). Trabajos recientes, realizados por la Japan Mining Engineering Center for International Cooperation, para la JICA y la MMAJ de Japón (1998), reactualizan las perspectivas de este prospecto, tanto por sus anomalías de oro como por las de cobre.

Paramillos Norte. Area de unos 4 km^2, con alteración hidrotermal y diseminación de sulfuros, ubicada unos 6 km al norte de la ruta que une Mendoza con Uspallata, por Villavicencio. Desde Uspallata se accede por el camino a Cortaderas, desde la vertiente del Agua del Jagüel o, más al norte, desde la Pampa Fría, a lo largo de unos 40 kilómetros. Hay otro acceso desde la quebrada del Toro, que lo une con Mendoza (a 70 km) pero actualmente está intransitable. Su altura es de unos 2.900 m sobre el nivel del mar.

Con Paramillos Sur (ubicado 6 km al sur) comparte el honor de ser los primeros pórfiros cupríferos descubiertos en la República Argentina, por el Plan Cordillerano.

Según Navarro (1968), en el área afloran diversas rocas pertenecientes al Complejo Magmático Terciario, que son el resultado de una sucesión de manifestaciones magmáticas estrechamente emparentadas, tanto en el carácter de las rocas como en el lapso de exteriorización (figuras 6 y 7).

Morfológicamente, el área presenta una elevación central (llamada cerro Aspero en el informe original) rodeada por una depresión blanqueada, que corresponde al afloramiento de la Brecha Budinera, llamada así por su forma groseramente anular, limitada hacia la periferia por elevaciones más oscuras.

La periferia está compuesta por las rocas que, localmente, se emplazaron en primer término, y que se extienden más allá de los límites del área de interés. Estas son monzodioritas y sienodioritas, intruidas por pórfiros andesíticos y andelacíticos, con algunos enclaves de formaciones más antiguas.

Ese conjunto está afectado por la Brecha Budinera, unidad que corresponde a un conducto de origen explosivo, integrado por fragmentos angulosos a redondeados, blanqueados, en general equidimensionales, cuyo tamaño varía desde granos milimétricos hasta grandes bloques. La extensión superficial de la Brecha Budinera es de 2.100 m en dirección nornoreste por hasta 1.300 m en sentido oeste-noroeste.

En la zona central de la Brecha Budinera aflora el último intrusivo de la sucesión magmática, el pórfiro andesítico-andelacítico del cerro Aspero, que con su sección ovoide, de relieve positivo, le da a la brecha que lo rodea la forma de grosero anillo, llamado "budinera" por Navarro (1968). En aparente relación con el emplazamiento del último pórfiro, se encuentran cinco chimeneas de brecha que poseen cemento de magnetita y cantidades menores de pirita, calcopirita y molibdenita.

Según Navarro (1968), hubo por lo menos dos períodos de alteración hidrotermal separados en tiempo y origen. El primero, de gran magnitud y amplia dispersión lateral, está relacionado con el magmatismo explosivo que abrió el conducto Budinera, despedazando las rocas que, luego, constituyeron el relleno brechoso. El segundo, más restringido, se superpone al primero y, en cierto modo, lo complementa, y corresponde al proceso de mineralización cupro-molibdenífera.

El resultado es un cuadro complejo, que no pudo aplicarse a los fines exploratorios, que comprende desde la formación de biotita secundaria en ciertos lugares hasta una amplia y extendida propilitización, incluyendo silicificación, caolinización y sericitización.

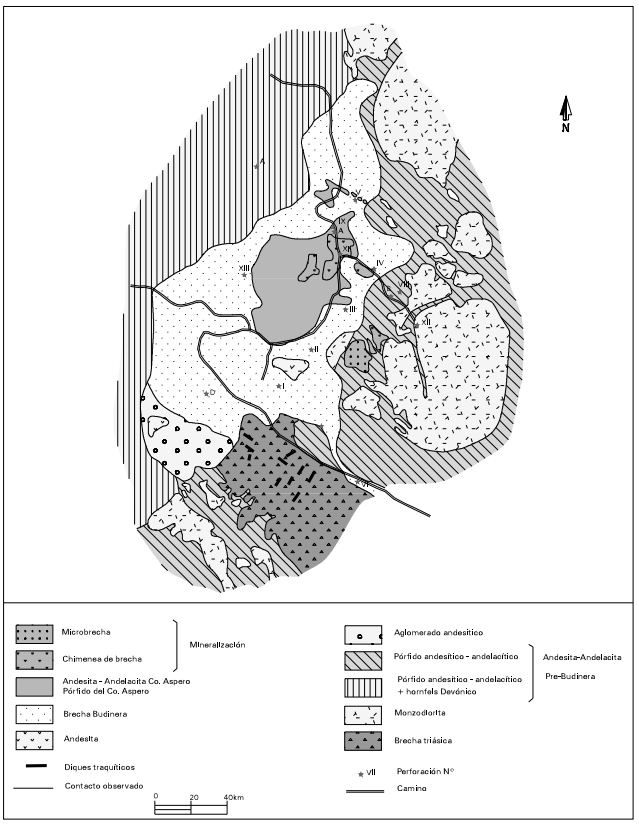


Figura 6. Geología de la zona Paramillos Norte. Plan Cordillerano. Fondo Especial Naciones Unidas.

El Plan Cordillerano realizó 4 perforaciones cortas orientativas y 13 largas, con recuperación de testigos. En general, los resultados confirmaron alteraciones y mineralizaciones, pero económicamente no fueron muy alentadores. Sin embargo, uno de los pozos, el Nº VIII, alumbró una mineralización espectacular. Lo que sigue es el resumen del informe final del Plan Cordillerano sobre ese pozo.

Sondeo 8:

0-380'- Pórfiro andelacítico, zona de lixiviación, mineralización de cobre totalmente lixiviada, limonita viva y transportada, mezcla de limonita y ferromolibdita. Turquesa hasta 100', alteración sericítica intensa. Especularita diseminada.
Cu promedio 0,023 %. Mo promedio 0,054 %

380-540'- Pórfiro andelacítico. Zona de oxidación. Mezcla de sulfuros parcial o totalmente reemplazados por calcosina y ésta por óxidos de cobre, predominando hasta los 413' delafosita sobre cuprita. Turquesa y malaquita entre 380 y 400'. Hacia abajo aumenta cuprita reemplazando total o parcialmente calcosina. Hacia el fondo aumenta calcosina.

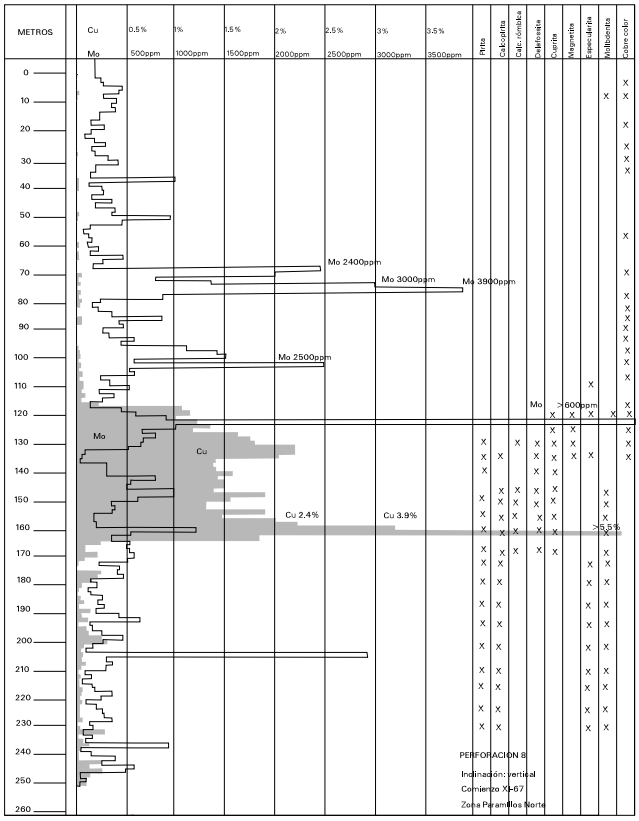


Figura 7. Perforación 8. Zona Paramillos Norte.

Cu promedio 1,7 %. Mo promedio 0,07 %

540-825'- Sulfuros primarios con calcopirita y pirita diseminadas. Molibdenita en agrupaciones macroscópicas. *Cu promedio 0,0897 %. Mo promedio 0,031 %*

Es importante agregar que, en análisis posteriores hechos por el Plan Mendoza de la ex Dirección Nacional de Geología y Minería (Lavandaio y Fusari, 1991), se comprobó la presencia de oro en esta perforación, con valores de hasta 0,6 g/t.

Crestón Amarillo. Area de 600 por 100 m, ubicada poca distancia al sureste de Paramillos Norte. Se accede por la misma huella que llega a Paramillos Norte desde la Pampa Fría y continúa hacia el este por la quebrada de las Minas.

Afloran pórfiros andesíticos terciarios, craquelados y brechados, intruidos por diques de brechas. Hay una intensa alteración (silicificación, argilización) y blanqueado de las rocas, con pirita ocluída en sílice y abundantes «limonitas» de color castaño y amarillo, en los intersticios.

Sobre un total de 11 muestras orientativas de superficie se obtuvo un valor máximo de 1,3 g/t de oro.

Paramillos Centro. Área de unos 600 por 500 m ubicada entre el cerro San Bartolo y la antena de Encotel. El acceso se logra por una huella de unos cuatro kilómetros que la une con la ruta Villavicencio-Uspallata, desde la entrada a la mina Mantos de Cobre, hacia el noroeste.

Es una zona de contacto tectónico entre sedimentitas triásicas y pórfiros andesíticos terciarios. Allí hay una intrusión circular (chimenea) rodeada hacia el noroeste por una especie de ancha «media luna» de rocas craqueladas y brechadas, con alteración (argilización y silicificación) y presencia de abundantes «limonitas», que conforma una depresión topográfica.

Se tomaron diez muestras orientativas y se obtuvo un valor máximo de 3,3 g/t de oro.

Cerro Canario. Area irregular de algo menos de un kilómetro cuadrado, ubicada en la falda norte del cerro Canario, un kilómetro al este del grupo de vetas de Oro del Sur. Se accede por una huella precaria, de unos tres kilómetros, que parte de la ruta Villavicencio-Uspallata, en su unión con la naciente de la quebrada del Toro, hacia el sur.

Se trata de una zona de craquelación y brechamiento en pórfiros andesíticos terciarios y, en menor grado, en sedimentitas del Triásico. Se observa alteración hidrotermal (argilización y silicificación), blanqueado de las rocas y abundantes «limonitas» de color general castaño.

El Plan Cordillerano realizó dos perforaciones cortas (no más de 50 m) con resultados negativos para cobre.

Los autores tomaron cinco muestras de superficie y se obtuvo un valor máximo de 8,7 g/t de oro en muestra seleccionada de venilla interclastos, y de 1,3 g/t en pórfiro alterado.

Stockwork de Oro del Sur. Dentro de las mismas pertenencias del grupo minero Oro del Sur, compuesto por un conjunto de 50 vetas, se descubrió una mineralización de oro tipo *stockwork* (Fusari *et al.*, 1993) cuya importancia es aún una incógnita.

Inmediatamente al este de la terminación de las corridas de las principales vetas trabajadas en este grupo (Mascareña, Trinidad y otras) hay un intrusivo mesosilícico, de unos 200 m de diámetro, encajado en sedimentitas triásicas craqueladas y alteradas. El intrusivo está muy fracturado y visiblemente silicificado (venillas y reemplazo). La alteración más intensa corresponde a cuarzo, alunita y sericita. Presenta anomalías superficiales de oro.

Como parte de un trabajo de exploración que abarcó, principalmente, a las vetas del grupo, se realizaron dos perforaciones verticales, con recuperación de testigos, dentro del mencionado intrusivo. Una de ellas (PD 4) profundizó hasta 240 m y detectó mineralización de oro, de tipo *stockwork*, con leyes interesantes a partir de los 61 m de profundidad y hasta los 183 m, principalmente de pirita (la más abundante) calcopirita, oro nativo y electrum, con covelina, galena, tetraedrita, pirrotina, blenda, molibdenita, calcosina, wittichenita, magnetita, ilmenita, rutilo. Se obtuvieron valores de hasta 6,5 y 8,9 g/t de Au.

Agua del Jagüel. Se ubica unos 33 km al nor-noreste de Uspallata, sobre el camino a Cortaderas, entre el cerro Los Colorados y la Pampa Fría.

Es una faja estructural de rumbo noreste, en la cual, en una extensión de 6,5 km de largo por 1,6 km de ancho, se encuentra un conjunto de rocas mesosilícicas hipabisales y volcánicas (andesítico-dacíticas) alteradas, dislocadas y con algunos enclaves de sedimentitas poco reconocibles por la misma alteración. Intruyendo a ese conjunto varios cuerpos de sección redondeada de pórfiros dacíticos oscuros y aparentemente frescos. Todas estas rocas se consideran pertenecientes al Complejo Magmático Terciario.

Hacia el noroeste de la faja aflora la Facies Cortaderas del grupo Villavicencio (sedimentitas marinas del Paleozoico inferior, metamorfizadas), y hacia el sureste, las sedimentitas continentales triásicas del Grupo Cerro Cocodrilo.

A excepción de los pórfiros oscuros, todas las demás rocas del Complejo magmático terciario están afectadas, en mayor o menor grado, por alteración hidrotermal y blanqueo superficial. La alteración más evidente es la silicificación, que se manifiesta en venillas y vetas de cuarzo de hasta 0,30 m de espesor y en zonas de reemplazo parcial, aparentemente controlado por zonas de cizalla de rumbo noreste-suroeste. El cuarzo es de grano muy fino. En algunos casos se observa pequeña cantidad de pirita de grano fino, y en otros no se ve mineralización metálica asociada.

En la mitad suroeste de la faja hay una mezcla de argilización, mas o menos generalizada, y silicificación controlada por fracturas, cizallamientos y algunos brechamientos. La sílice contiene poca pirita de grano fino. Se asocian a este conjunto finas venillas limoníticas, de color castaño, rojizas hasta negras, de distribución irregular aunque parecen responder groseramente a un rumbo N50ºE.

La parte noreste presenta argilización generalizada, con poca silicificación y menor cantidad de venillas limoníticas, en este caso de colores castaño amarillentos.

Sobre un total de 57 muestras de esquirlas de rocas de superficie, se detectaron valores anómalos de oro, hasta un máximo de 0,64 g/t, y de plata con un pico de 3,9 g/t

Pampa Fría. La Pampa Fría es una notable depresión topográfica, de unos 20 km^2, situada inmediatamente al noreste de la zona de alteración de Agua del Jagüel, donde se bifurca el camino procedente de Uspallata. Una huella sigue hacia el norte, hacia el grupo La Negrita, y la otra hacia el noreste, rumbo al puesto Las Cuevas.

La depresión está casi totalmente cubierta por material aluvional cuartario, y rodeada por afloramientos de la facies Cortaderas del Grupo Villavicencio, por el norte, y del Grupo Cerro Cocodrilo, por el oeste, sur y este. Ambas unidades estan intruidas por el Complejo magmático terciario.

Es la continuación de la faja estructural de la zona de alteración del Agua del Jagüel, situada al suroeste. En su extremo norte, en uno de los pocos afloramientos, hay vetas con mineralización de cobre (malaquita a la vista). Además, a poca distancia hacia el norte está la zona de alteración de San Benicio (con mineralización de oro) y, hacia el este, la zona de Paramillos Norte, con mineralización de cobre y oro.

Los elementos de juicio mencionados hacen de esta depresión un atractivo blanco para trabajos de prospección.

MODELO GENÉTICO

Las mineralizaciones de los depósitos de Paramillos Sur y Paramillos Norte fueron calificadas por Romani y Navarro (1968) como características de los sistemas de *porphyry copper*.

Tanto por sus características geológicas, como por su cuadro de alteraciones hidrotermales y tipo de mineralización, ambos encuadran en el modelo Nº 17 *porphyry copper* de Cox y Singer (1986), aunque la presencia de oro en las menas los acercaría a su modelo Nº 20c *porphyry copper and gold*.

Fusari *et al*. (1991) calificaron al grupo Oro del Sur como epitermal de alta sulfuración. Los mismos autores (1993) utilizaron el modelo *hot springs* (dentro de la gama de los epitermales) como hipótesis de trabajo para la exploración del depósito de Cortaderas. Recientemente, un trabajo de la JICA y la MMAJ de Japón, analizando la geología, la alteración y la mineralización de este último, lo encuadra como "pórfiro cuprífero con oro".

En realidad, como ya se mencionó en un capítulo anterior, es necesario realizar estudios metalogénicos mas detallados en el distrito para llegar a definiciones mas precisas sobre los modelos genéticos. No obstante, a la luz de los conocimientos actuales y considerando la visión de distrito con que se hace esta descripción, parece lógico y más simple considerar que hay una gradación entre depósitos tipo "pórfiros cupríferos", como Paramillos Sur y Paramillos Norte, y depósitos de "vetas polimetálicas" (modelo 22c de Cox y Singer, 1986) representados por las 150 vetas descriptas en el distrito. Dentro de esa gradación tendrían cabida modelos intermedios con oro, como las diseminaciones de Cortaderas, Oro del Sur, Cerro Canario y otras.

BIBLIOGRAFÍA

Avé Lallemant, G., 1890a. El paramillo de Uspallata. *Sociedad Científica Argentina, Memoria.* Buenos Aires.

Avé Lallemant, G., 1890b. Estudios Mineros en la provincia de Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias.* Córdoba.

Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* I: 397-454. Córdoba.

Catalano, E., 1984. Breve Historia Minera de la Argentina. *Editorial Depalma.* Buenos Aires.

Cox, D. y D. Singer, 1986. Mineral Deposit Models. *U.S.G.S., Bulletin,* 1693.

Cucchi, R., 1972. Geología y Estructura de la Sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (2): 229-248. Buenos Aires.

Cuerda, A., E. Lavandaio, O. Arrondo y E. Morel, 1988. Investigaciones Estratigráficas en el "Grupo Villavicencio", Canota, provincia de Mendoza. 3, *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 43 (3). Buenos Aires.

Darwin, C., 1846. Geological Investigations in South America. London.

Fusari, C., 1981. Evaluación de los Resultados de Análisis por Oro de los Testigos de Perforaciones del Yacimiento de Cobre Porfírico Paramillos Sur. *Secretaría de Minería,* informe inédito. Buenos Aires.

Fusari, C., O. Lapido y G. Kross, 1991. Mineralización de Oro del Area Cortaderas o San Benicio. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* informe inédito.

Fusari, C., O. Lapido y G. Kross, 1993. Proyecto Oro del Sur. *Dirección Nacional de Minería.* Buenos Aires.

Harrington, H., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22C-Ramblón. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 114. Buenos Aires.

J.I.C.A.-M.M.A.J.,1998. Informe de la Exploración de Mineral en la Región Cordillera Oriental Andina, República Argentina. Tokio, pag. 92 a 203.

Lavandaio, E., 1985. Area de alteración Agua del Jagüel, Mendoza. *Centro de Exploración Mendoza, Subsecretaría de Minería de la Nación.* Inédito. Mendoza.

Lavandaio, E. y C. Fusari, 1986. Reconocimiento Expeditivo del Distrito Polimetálico Mendoza Norte. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* informe inédito. Buenos Aires.

Lavandaio, E. y C. Fusari, 1991. Análisis de Oro en Testigos del Depósito Paramillos Norte. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* informe inédito. Buenos Aires.

Lavandaio, E. y C. Fusari, 1994. Nuevas Areas con Oro Diseminado en el Distrito Polimetálico Mendoza Norte. Enc. Int. de Minería, Actas, 1: 52-58. Buenos Aires.

Navarro, H., 1968. Zona Paramillos Norte. *Informe final Plan Cordillerano.* Mendoza.

Rayces, E., 1948. Paramillos de Uspallata. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* informe inédito. Buenos Aires.

Rolleri, E. y C. Fernández Garrasino, 1979. Comarca Septentrional de Mendoza. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 1: 771-810. Córdoba.

Romani, R., 1968. Zona Paramillos Sur. *Informe final Plan Cordillerano.* Mendoza.

Sister, R. y R. Bolatti, 1980. Información Proyecto Mina de Oro La Negrita, obrante en Expediente Nº 3770/80, *Secretaría de Minería.* Buenos Aires.

Fusari, C., 1999. El yacimiento auroargentífero La Negrita, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1717-1721, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO AUROARGENTÍFERO LA NEGRITA, MENDOZA

Cayetano Fusari[1]

INTRODUCCIÓN

Los antecedentes de este yacimiento datan de fines del siglo pasado, cuando en diciembre de 1895 el Sr. Emilio Galletti manifestó ante la Autoridad Minera la mina de plata La Negrita, registrándola como un criadero de minerales argentíferos de clorobromuros e yoduro de plata.

Ubicación y vías de acceso

El depósito está ubicado en el distrito minero La Cortaderita, que dista 40 km al noreste de la Villa de Uspallata y 150 km al noroeste de Mendoza.

Desde Mendoza se accede al yacimiento a través de la Ruta Internacional a Chile hasta Uspallata, distante 106 kilómetros. A partir de aquí y por la variante de la Ruta 7, se recorren 19 km en dirección noreste por camino pavimentado hasta la huella minera que conduce a Cortaderitas, en un recorrido de 20 km por camino en buenas condiciones durante todo el año.

Otro acceso desde Mendoza, es utilizando la variante de la Ruta 7 pasando por las termas de Villavicencio, por un camino de cornisa luego de recorrer 20 km en caracoles hasta la Cruz de Los Paramillos. A partir de este último paraje, se comienza a descender hacia Uspallata pasando por el puesto policial N° 1, desde donde se accede a la mina. Este camino es una huella minera que comunica toda la zona talquera y los distritos auríferos característicos de la región. Es conservado periódicamente por Vialidad Provincial y por algunos productores que realizan alguna explotación de talco.

Infraestructura

Esta mina no posee infraestructura. Solamente existen los restos de un galpón utilizado para el alojamiento de los obreros mineros que se dedicaban a la extracción de talco de la zona. El abastecimiento de agua se realizaba mediante tanques de 200 l desde Uspallata y de la vertiente Agua de los Pajaritos, ubicada en el área.

Leyes, reservas y producción

La estimación del recurso en base a estudios de superficie y del laboreo existente según Minera Cordillerana alcanzaría las 500.000 t entre mena oxidada y mineral primario. La ley media estimada para el yacimiento es 5,57 g/t Au y 135 g/t Ag.

Según el CEM, reinterpretando la información existente y considerando la relevada por este Organismo, el yacimiento La Negrita para su análisis económico puede analizarse mediante dos variables: a) como yacimiento vetiforme y b) como yacimiento diseminado.

a) *Como yacimiento vetiforme:* Reinterpretando la información de superficie y del laboreo existente, luego de realizar los cálculos correspondientes, se ha llegado a estimar un recurso del orden de las 318.000 t para una profundidad de un tercio de la corrida principal, 106.000 t correspondería a mena oxidada con una ley ponderada de 8,81 g/t Au y 173,21 g/t Ag. En la tabla 1 se leen los valores en g/t Au y g/t Ag en las vetas.

b) *Como yacimiento diseminado:* De acuerdo a la geología de superficie y laboreo existente, dentro de la denominada zona de cizalla se desarrolla en el extremo noroeste del yacimiento una brecha mineralizada de aproximadamen-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

Bloque	Tipo Recurso	Toneladas	g/t Au	g/t Ag
Veta I A	Indicado	14.962	28,28	137,54
Veta I A	Inferido	29.924	28,28	137,54
Veta I A	Indicado	53.240	4,89	269,84
Veta I A	Inferido	106.480	4,89	269,84
Veta B	Indicado	23.687	7,80	53,31
Veta B	Inferido	47.374	7,80	53,31
Veta II	Indicado	14.217	4,66	48,61
Veta II	Inferido	28.432	4,66	48,61
Total Recurso:		318.318		
Ley Media Pond.:			8,81	173,21

Tabla 1. Estimación de reservas en el yacimiento vetiforme.

te 100 m de largo por 25 m de ancho promedio. En el sector sureste se ubica un área craquelada con fisuración orientada en sentido noroeste-sureste, constituyendo un cuerpo de dimensiones que alcanza una longitud de 400 m y un ancho promedio de 25 metros. La ley estimada para el sector noroeste es de 3,85 g/t Au y 35 g/t Ag, mientras que para el área craquelada se estima en 2,0 g/t Au y 50 g/t Ag.

La tabla 2 indica los valores obtenidos en las zonas de brecha y craquelamiento.

Estudios geofísicos combinados realizados en el año 1996, tales como : gravimetría, magnetometría, polarización inducida y Slingram, arrojaron anomalías metálicas, siendo el principal, un cuerpo de 60 m de potencia media y

Bloque	Tipo	Toneladas Recurso	g/t Au	g/t Ag
Brecha (NO)	Indicada	334.125	3,85	57,57
Brecha (NO)	Inferida	334.125	3,85	57,57
Area Craquelada L 80	Indicada	315.900	2,25	44,05
Area Craquelada L 80	Inferida	315.900	2,25	44,05
Area Craquelada L 90	Indicada	170.100	1,25	122,01
Area Craquelada L 90	Inferida	170.100	1,25	122,01
Area Craquelada L 100	Indicada	340.200	1,37	50,12
Area Craquelada L 100	Inferida	340.200	1,37	50,12
Area Craquelada SE	Indicada	145.800	2,20	107,03
Area Craquelada SE	Inferida	145.800	2,20	107,03
Total Recurso:		2.612.250		
Ley Media Ponderada:			2,29	66,27

Tabla 2. Estimación de recursos en el yacimiento diseminado.

250 m de longitud, cuyo techo se encuentra entre 6 y 22 m de profundidad. El punto medio de proyección de dicha anomalía sobre la superficie, se ubica entre 100,5 y 180 metros. La figura geométrica representada corresponde a un cubo de aproximadamente 5.500.000 toneladas.

Método de explotación

Los trabajos de explotación que persisten hasta la fecha en la mina La Negrita datan de principio de siglo y fueron llevados a cabo a pirquén. El método utilizado fue el de explotación de guías con mineralización de alta ley en oro, por medio de galerías y chiflones que no superaron los 30 m de profundidad dentro de la zona de oxidación, hasta la ubicación de las bolsadas que fueron extraídas totalmente.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

A partir de su mensura en 1896 y hasta 1980, ocurren ventas y caducidades de la propiedad minera, es en este último año cuando la Autoridad Minera ordenó la inscripión de este yacimiento a nombre de la firma Minera Cordillerana S.A. Se carecen de datos de producción, estudios o proyectos de esta concesión minera para el lapso de tiempo precedido a 1980.

Trabajos realizados

Los trabajos de laboreo llevados a cabo datan de principio de siglo, desarrollándose todos ellos a pirquén. El de mayor envergadura fue desarrollado en los denominados sectores 10 y 80 de la mina, hasta 30 m de profundidad.

A pesar de que este yacimiento posee 1.000 m de longitud de labores, ninguna puede considerarse como de desarrollo y las únicas que podrían ser aprovechadas por su accesibilidad son los mencionados piques ubicados en los sectores 10 y 80, cuyas profundidades alcanzan 25 y 30 m, respectivamente.

El laboreo existente se agrupa en 10 sectores, enumerados en series de diez, desde el noroeste a sureste del yacimiento (Minera Cordillerana S.A., “Proyecto de Exploración Mina La Negrita”).

La empresa Minera Cordillerana Andina S.A., con motivo de los requerimientos generales de la Ley Nacional de Promoción Minera y siguiendo sus lineamientos, elaboró en 1981 un proyecto de exploración geológico-minera de esta mina de su propiedad. El mismo comprende dos partes, correspondiendo una de ellas a los aspectos generales de la región y del yacimiento, relevamientos topográficos y geológicos superficiales y subterráneos, muestreos, geología y estimación de reservas. La otra parte comprende el programa de exploración mediante laboreo minero, costos, inversiones, equipamiento y aspectos económicos.

Con posterioridad, entre los años 1994/95 La Barca realizó un relevamiento geofísico en la zona de vetas y brechas mineralizadas y más recientemente, el Instituto de Geofísica Aplicada de la ciudad de San Juan llevó a cabo una serie

de trabajos determinando varios cuerpos anomalos en profundidad desde el punto de vista del Factor Metálico.

De acuerdo con los antecedentes, el yacimiento fue trabajado hasta principios de este siglo, explotándose los minerales que se transportaban y concentraban en San Juan. En la actualidad permanece en inactividad.

GEOLOGÍA REGIONAL

La mina La Negrita se ubica en el macizo de Uspallata, en la unidad morfoestructural de Precordillera, entre el faldeo noroeste del Cordón de la Cortadera y el faldeo norte del Cordón Agua del Jagüel. En el área se emplazan un potente complejo de rocas metamórficas de edad Devónica? denominado Formación Villavicencio (Harrington, 1941) asociadas a metamorfitas de edad ordovícica y carbónica y sedimentos del Triásico Superior.

Cuerpos intrusivos del tipo básico a ultrabásicos precarboníferos y serpentinizados, atraviesan las metamorfitas de la Formación Villavicencio, intruidas por reducidos cuerpos de pórfiros andesíticos terciarios.

La estratigrafía de la zona, se resume de la siguiente manera:

Paleozoico

Ordovícico. Representado en el noroeste del área y compuesto por metagrauvacas, metacuarcitas, pizarras y filitas estratificadas en bancos de pocos centímetros a 0,50 m de espesor, atravesadas por diques de pórfiros cuarcíferos de posible edad triásica.

Devónico ?. Las metagrauvacas, metacuarcitas, pizarras y filitas que contienen cuerpos de rocas serpentinizadas, están tentativamente consideradas como de esta edad, cubriendo dentro de la Formación Villavicencio gran extensión.

Carbonífero Inferior. Incluye un grupo de sedimentitas aflorantes en el sector suroeste, agrupadas bajo la Formación Jagüel. Constituye la base de esta formación un conglomerado basal con clastos de metagrauvacas y cuarcitas, cementadas con abundante matriz arenosa fina. Sigue al conglomerado un conjunto de estratos de areniscas muscovíticas, alternantes con bancos de lutitas.

Mesozoico

Triásico. Representado por sedimentitas mesozoicas del Triásico Superior y ubicadas en el extremo sur del área. Forman el Grupo Cacheuta, constituido por conglomerados pardos rojizos con intercalaciones de areniscas gruesas y bancos de lutitas.

Cenozoico

Comprende rocas intrusivas andesíticas terciarias y sedimentos de edad cuaternarios.

Terciario. Caracterizado por stock intrusivos, diques y filones capas, compuestos por pórfiros andesíticos anfibólicos.

Cuaternario. Formado por sedimentos modernos que rellenan valles y bolsones intermontanos.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Sedimentos metamorfizados. Dentro de las facies Alojamiento y Cortaderas del Grupo Villavicencio, de edad tentativamente Devónico. Están integrados por lutitas, filitas, esquistos carbonáticos, metacuarcitas y calizas.

Cuerpos alóctonos. Consistentes en cuerpos formados por rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas (gabros y piroxenitas).

Cuerpos intrusivos. Constituyen diques y stocks de composición andesítica, con alteración propilítica y pirita diseminada.

Cuerpos mineralizados. En forma de vetas como menas de talco, filones con oro-plata y áreas de brechas y craqueladas con diseminación de metales nobles.

Las primeras están emplazadas dentro de los cuerpos serpentinizados o a lo largo de los contactos de éstos con los metasedimentos, formando delgados lentes a través de fracturas.

Los filones que contienen Au, Ag y Mn, se asocian a los cuerpos de andesitas terciarias con sus apófisis. La mineralización se relaciona a una franja brechada e hidrotermalmente alterada, de rumbo general noroeste-sureste, que aloja a los cuerpos de menas de potencias variables (entre 0,20 a 5,00 m) y buzamientos entre 60º y 85º al noreste o bien al suroeste. En algunos sectores estos filones se encuentran marginalmente inmersos en zonas de brechas de características polimíctica, con clastos alterados, mineralizados y cementados por aportes de otros fluidos hidrotermales con mineralización útil.

A los efectos de un aumento del recurso, durante el año 1996, la Delegación Mendoza, ejecuto una etapa de exploración geofísica que determinó varias zonas anómalas en profundidad, correspondiendo la principal a un cuerpo de mas de 5.500.000 toneladas.

Roca de caja

Son distintas, según el sector de la veta estudiado.

Pórfiro andesítico anfibólico. Piritizado y fracturado, con alto grado de alteración en el contacto con la veta mineralizada.

Serpentina-pórfiro andesítico-anfibólico. Muy brechada y como componente de la caja sur de las vetas mineralizadas. En las cercanías de los contactos con los intrusivos se obser-

va un fenómeno de inyección por éstos (al este del laboreo correspondiente al grupo 100), formando salbandas de una roca de mezcla en donde se alojó la mineralización.

Filita-pórfiro andesítico-anfibólico. Observada como constituyente de la caja norte y sur, en los diques mineralizados cortados por las trincheras T1 y T3 y al norte del chiflón correspondiente al grupo de labores 30.

Estructura

Estructuralmente, caracteriza a este ambiente mineralizado la presencia de bloques elevados hacia el oeste y limitados por fallas principales de carácter inverso, con rumbo dominante norte-sur. A la vez, estas últimas se hallan acompañadas por otras de tipo secundarias, transversales u oblicuas. Localmente, el sector mineralizado se emplaza en un bloque limitado al este y al oeste por fallas inversas de carácter regional y en un sistema de fallas locales de rumbo general nor-oeste.

Es característica en los cuerpos principales de mena y rellenando diaclasas, la presencia de numerosas vetillas y guías mineralizadas de corto recorrido. Las fracturas de cizalla, junto con las diaclasas constituyen elementos importantes portadores de soluciones mineralizantes.

Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal dentro de la faja de cizalla se da intensamente en el pórfiro andesítico y está representada por las facies arcillosa, sericítica, carbonática y clorítica. Es notable principalmente en el sector sur, disminuyendo en intensidad hacia el norte y en dirección contraria a las rocas serpentínicas encajantes.

La acción meteórica actuó distribuyendo los contenidos metálicos de oro y plata, como también generando los óxidos de manganeso y hierro en una zona a lo largo de las estructuras mineralizadas.

Se supone en base al conocimiento de la existencia de otras fajas alteradas y brechadas, tanto al norte como al sur de la mina La Negrita, la presencia de una superficie mayor y con características similares.

Mineralogía

La mineralización en el subdistrito Cortaderas (Lavandaio y Fusari, 1986) se relaciona con el pórfiro andesítico que forma parte de la Provincia Metalogenética de Precordillera. En el caso de la mina La Negrita, se presenta en cuerpos principales de mena acompañados por vetas, vetillas y guías mineralizadas de corto recorrido.

Los fluidos portadores formaron "bolsones" y mineralización diseminada en cajas, como así también se depositaron como mátrix en zonas de brechas.

La mena está representada por sombreros de hierro, compuestos por hidróxidos y óxidos de hierro, en ganga de cuarzo, calcita y siderita.

Los minerales característicos son oro, plata y manganeso, éste último sin importancia económica y los minerales observados se agrupan en metalíferos, no metalíferos y secundarios.

La presencia de minerales que indican baja temperatura de formación, el escaso desarrollo de procesos matasomáticos y la existencia de texturas del tipo fibrosa, radial y bandeada, permiten clasificar a este yacimiento dentro de los epitermales.

Los minerales metalíferos son: oro, determinado en estado libre dentro del cuarzo en forma de "chispas" de tamaño no mayores de cinco micrones y minerales limoníticos.

Minerales de plata: Se reconocieron tres especies: argentita, pirargirita y freibergita.

Galena: Presente en pequeños cristales aislados o o venillas asociadas a carbonatos.

Pirita: Distribuida ampliamente en la roca de caja, rellenando fisuras y diaclasas o en forma diseminada.

Los minerales de ganga son: siderita, asociada principalmente a calcita y rodocrosita, de tamaño fino de grano y formando masas de colores amarillentos.

Rodocrosita: Observada con forma granulosa y en pequeñas bandas de tonalidades rosadas, alternando con delgadas capas de calcita y siderita.

Cuarzo: Dispuesto formando bandas que alternan con calcita, minerales de manganeso y limonitas. Constituye estructuras en escarapela y alterna con bandas de calcedonia. Es portador de oro libre y pirita diseminada.

Los minerales secundarios son: pirolusita, presente en bandas constituidas por cristales aciculares, núcleos compactos y rocetas, acompañadas por cuarzo. Es el mineral principal de manganeso.

Psilomelano: En bandas concéntricas, con textura en forma de escarapela y botroidal, acompañado por cuarzo y pirolusita.

Wad: Formando masas terrosas pulverulentas oscuras, rellenando espacios vacíos.

Limonitas: Como productos de alteración meteórica, principalmente de pirita y calcopirita y en forma indígena y transportada,se las ha observado formando lentes que acompañan a las vetas manganesíferas, siendo portadoras de oro libre.

La faja brechada y alterada a la que está relacionada la mineralización del yacimiento, tiene una potencia de 25 a 80 m y un desarrollo longitudinal de aproximadamente 1.000 metros.

Muestras tomadas por Minera Cordillerana S.A. revelan tenores con alto grado de variación en oro y plata. La ley media ponderada en los sectores vetiformes y con brechas, dentro de la zona de lixiviación-oxidación ha sido calculada en 5 g/t Au y 100 g/t Ag.

Paragénesis

De acuerdo con Minera Cordillerana S.A. (1989) y en base a los estudios petrográficos y calcográficos llevados a

cabo sobre muestras extraídas de los distintos sectores del yacimiento, se deduce que la mineralización ocurrió en varias generaciones.

Una primera generación la constituyen sulfuros con oro y plata (pirita, argentita, galena), observados en profundidad. La segunda, integrada exclusivamente por carbonatos, principalmente calcita, rodocrocita y siderita. En un tercer episodio se citan minerales de cuarzo y pirita y finalmente, como última generación se identificarían el cuarzo y oro libre.

MODELO GENÉTICO

De acuerdo a Cox y Singer (1987) se encuadra el yacimiento La Negrita en el modelo 25b.

La mineralización cupro-aurífera del subdistrito Cortaderas, dentro de la zona mineralizada Uspallata (Lavandaio y Fusari, 1986) está relacionada a intrusivos hipabisales del tipo pórfiro andesítico en precordillera, dentro de la Epoca Metalogenética III (Cretácico superior-Holoceno). El depósito de oro y plata La Negrita se vincula con sistemas porfíricos y brechas hidrotermales, constituyendo un conjunto polimetálico de edad miocena media, ubicado próximo a la brecha hidrotermal San Benicio.

BIBLIOGRAFÍA

Harrington, J. H., 1941. Descripción geológica de la Hoja 22 c, Ramblón. *Dirección Nacional de Geología y Minería, SSM.* Buenos Aires.

Minera Cordillerana, S. A., 1989. *Proyecto de exploración mina La Negrita (Au-Ag.).* Inédito, Mendoza.

Lavandaio, E. y C. Fusari, 1986. Informe preliminar sobre el reconocimiento expeditivo del Distrito Polimetálico Mendoza Norte. *CEM, SSM*, inédito. Mendoza.

Zanettini, J. C. M. y G. R. Santamaría, 1999. Los depósitos de plomo-cinc de los cerros de las Minas y Puchenque, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1723-1729, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS DE PLOMO-CINC DE LOS CERROS DE LAS MINAS Y PUCHENQUE, MENDOZA

Juan C. M. Zanettini[1] y Graciela R. Santamaría[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los agrupamientos mineros de los cerros de las Minas y Puchenque se hallan situados 35 km al oeste de la ciudad de Malargüe, a una altura media de 2.500 m sobre el nivel del mar. Las coordenadas geográficas que delimitan la comarca son 35°20' y 35°34' de latitud sur y 69°48' y 70°00' de longitud oeste.

Desde Malargüe se accede recorriendo 29 km hacia el oeste, por la ruta de tierra que conduce al paraje La Valenciana, hasta la confluencia del río Malargüe con el arroyo Pincheira. Desde allí se continúan 24 km hacia el norte, por camino de tierra secundario que bordea el arroyo nombrado, hasta las ruinas del campamento y planta de la mina El Cajón, a partir de donde se deben utilizar animales de silla para llegar a ésta y demás yacimientos del sector cerro de las Minas. Desde la confluencia antedicha se siguen 18 km hacia el oeste, por camino de tierra secundario, hasta los restos del campamento de la mina Cuhinchenque, debiéndose emplear animales de silla para visitar los depósitos del sector cerro Puchenque.

Las yacencias de la comarca comprenden depósitos hidrotermales filonianos de plomo-cinc-plata (La Flor, El Cajón, El Páramo, La Cumbre, El Arroyo, Santa Teresita, Cuhinchenque, Yupanqui, Yaraví, El Gato y Enriquito) y de baritina (Omega). Ocurren también depósitos de contacto (skarns) de cobre (La Encantadora o Cerro de la Virgen) y de hierro (Nenche, Vegas Peladas y Vegas Atravesadas), que son tratados en otro capítulo de esta obra.

Leyes, reservas y producción

De acuerdo con la información brindada por Serrano y Devito (1954), Lapidus (1957), Elizalde (1961), Salaberry (1982), Barber (1987), Zanettini (1998) y Sarudiansky y del Carril (1984) las leyes promedio de los yacimientos y manifestaciones de plomo-cinc y baritina hidrotermal son:

La información acerca de las reservas de mineral en estos depósitos es muy escasa. Solamente se tienen los siguientes datos: para la mina El Cajón, Grossi y Salas (1950) informan de 62.400 t medidas, mientras que Serrano y Devito (1954) establecen 14.500 t medidas y 7.800 t probables; para la mina Cuhinchenque, Barber (1987) calcula 147.396 t inferidas y 44.218 t hipotéticas y este mismo autor infiere 2.287 t para la mina Enriquito.

No existen datos referidos a la producción de mineral que han tenido los yacimientos. Por Lapidus (1957) se sabe que la mina La Flor fue trabajada en 1918-19 y nuevamente en 1954-55; El Cajón se explotó desde 1947 hasta 1959, con un pico de producción en 1954-55; en Cuhinchenque la producción se limitó al material obtenido durante las labores de exploración, que fue irregular y desordenada, beneficiándose principalmente los óxidos de hierro, y Yupanqui fue explorada entre 1952 y 1955 de manera irregular, produciendo lo extraído de algunos bolsones de mineral durante esos trabajos.

Sistema de explotación

Los depósitos y manifestaciones de la comarca fueron explorados y/o explotados mediante labores subterráneas y

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Delegación Mendoza.*

a cielo abierto. De acuerdo con Grossi y Salas (1950), Lapidus (1957) y Salaberry (1982), se tiene que:

En la mina La Flor se construyeron 149 m de labores subterráneas, que no obedecieron a un plan racional de explotación y que tenían por objetivo extraer los bolsones ricos en mineral, distribuidos en 111 m de galerías sobre veta, 18 m de piques, 6 m de rajos, socavones y destapes.

En el yacimiento El Cajón existen 1.000 m de labores subterráneas de explotación, que alcanzan a 200 m de profundidad, consistentes en galerías, piques y chimeneas.

En La Cumbre se abrieron 4 galerías que totalizan 50 m en zona de oxidación; en El Arroyo una galería cortaveta de 20 m, otra sobre veta y un pique de 10 m; en El Páramo una galería cortaveta de 15 m y un pique de 4 m y en Santa Teresita un rajo de 5 m de largo.

En la mina Cuhinchenque se hicieron labores de exploración que totalizan 255 m de longitud, consistiendo en rajos, destapes, galerías sobre veta y cortavetas, piques, chiflones y estocadas.

En el yacimiento Yupanqui se realizaron labores de exploración y explotación de bolsones de mineral, que no fueron más allá de la zona de oxidación, en las vetas 6, 7, 8, 9 y 12, construyéndose más de 63 m de rajos, 101 m de galerías, un pique de 15 m de profundidad y un chiflón de más de 8 metros.

Yaraví cuenta con labores de exploración en la zona de oxidación; Enriquito fue parcialmente explorada con destapes, rajos, cortas galerías sobre veta y cortavetas y piques-chimeneas de 6 a 10 m de profundidad y en El Gato existen destapes, piques de poco desarrollo y un chiflón de unos 6 m de profundidad.

En la mina Omega se construyeron en total 105 m de rajos sobre las 3 vetas.

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

Descubrimiento y exploración

La historia minera de la comarca comienza con el descubrimiento del yacimiento La Flor en 1917 por el señor Manuel Labarca y, posteriormente, el depósito Cuhinchenque por los señores Juan Monserrat Dasi y Diego Rivadeneira en 1924, pero no es sino a partir de la década de 1940 que se producen nuevos hallazgos de mineralizaciones en la región. Así, en 1947 los señores Orlando Carnacini y Carlos Navarro descubrieron las yacencias de El Cajón, El Páramo, La Cumbre, El Arroyo y Santa Teresita; en el año 1952 fue denunciada Yupanqui por el señor José Cañomán y Enriquito se registró en 1971 por el señor Gerardo Quiñones.

Los estudios geológico-mineros de estos depósitos se iniciaron en los años '40, siendo realizados por profesionales de la Dirección Nacional de Minería y Geología, de la Dirección General de Fabricaciones Militares y, con fines crediticios, del Banco de Crédito Industrial Argentino, utilizando para ellos las labores existentes y colectando muestras de la mena para obtener leyes del mineral, en algunos casos reservas del mismo y programar trabajos de explora-

Yacimiento	Pb %	Zn %	Cu %	Mn %	Fe %	As %	Ag g/t	Au g/t	$BaSO_4$ %	$SrSO_4$ %
La Flor (veta)	18,50	0,40				0,22	349,7		26,25	
La Flor (stockw)	0,18	0,37					19,7			
La Flor (z. oxid)	0,22	0,06								
El Cajón (veta)	8,00	4,50					188,0			
El Cajón (planta)	1,43	1,75	0,75				119,0	3,47		
El Cajón (escom.)	2,00	3,80					210,0	8,80		
V. de Villar	17,67	0,26	0,26				775,0			
Iriarte	17,40	0,52	0,50				215,0			
SN 1	19,42	0,13	0,26				460,0			
Cuhinchenque	0,64	0,80					19,8	0,31		
Yupanqui	13,57	8,97					35,65			
Yaraví	0,30	4,00		21,0	35,0		5,0			
Enriquito	0,98	0,50	0,39				vest.	vest.		
El Gato (escom.)	9,90	0,80	1,00	28,0	22,0		16,5			
SN 2	11,05	0,28					21,3			
Omega									82,80	1,70

Tabla 1. Minas de los sectores del Cerro de las Minas y del cerro Puchenque.

ción. A estos efectos se conocen los informes elaborados por Angelelli y Aparicio (1947), Ulrich (1948), Grossi y Salas (1950), Serrano y Devito (1954), Lapidus (1957), Elizalde (1961) y Jutorán (1961).

Entre los años 1963 y 1968 Naciones Unidas y la Dirección General de Fabricaciones Militares llevaron a cabo un programa de prospección y exploración minera regional, conocido como Plan Cordillerano, tendiente a localizar depósitos de cobre porfírico. Las características geológicas y mineras de la comarca y las anomalías geoquímicas de cobre, plomo y cinc en sedimentos de corriente puntualizadas durante dicho programa, permitieron delimitar dos sectores de interés conocidos como Área de Reserva N° 30 Arroyo de las Minas (Cellini, 1968) y Área de Reserva N° 31 Cerro Torrecillas (La Roque, 1968), que fueron ofrecidos sin éxito a la actividad privada.

Por convenio con la provincia de Mendoza, el Servicio Minero Nacional ejecutó trabajos de evaluación minera de la comarca en 1981-82, apuntando a los agrupamientos mineros conocidos y teniendo en cuenta el paisaje geoquímico anómalo determinado durante las tareas del Plan Cordillerano, además de realizar nuevos muestreos de las menas y de sedimentos de corriente y rocas para análisis geoquímico (Salaberry, 1982).

La política minera implementada por el gobierno nacional hizo que entre 1994 y 1997 la región fuera objeto de reconsideraciones geológicas, mineras y geoquímicas por parte de empresas privadas, las que pusieron énfasis en la búsqueda y evaluación de mineralizaciones de oro y cobre.

Propietarios

Los actuales propietarios de los yacimientos considerados son: mina La Flor, el señor Manuel Tellechea; minas El Cajón, El Páramo y La Cumbre, el señor Juan A. Rossi Vaquié; mina Cuhinchenque, la señora Luisa M. de Theis; mina Enriquito el señor Gerardo Quiñones; las demás minas y manifestaciones se encuentran vacantes.

GEOLOGÍA REGIONAL

Estratigrafía

La comarca donde se localizan los yacimientos se enmarca en el ámbito de la provincia geológica Cordillera Principal.

Siguiendo a Dessanti (1973, 1978), Legarreta *et al.* (1993) y Nullo *et al.* (1999) surge que las rocas más antiguas aflorantes corresponden a depósitos marinos del Grupo Cuyo (Liásico-Eocaloviano), constituido aquí por las Formaciones Puesto Araya (areniscas medianas y conglomerados, fosilíferas), Tres Esquinas (areniscas finas con intercalaciones calcáreas, fosilíferas), Lajas (areniscas calcáreas y conglomerados finos, fosilíferas) y Calabozo (calizas dolomíticas, arenosas y brechas calcáreas, fosilíferas).

En discordancia continúan los depósitos marinos hipersalinos constituidos por yeso, con pelitas muy subordinadas, de la Formación Auquilco (Oxfordiano superior-Kimmeridgiano inferior).

Sobre ella y en discordancia se disponen areniscas y conglomerados continentales de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano superior-Tithoniano inferior), a las que sigue en concordancia una secuencia marina de lutitas calcáreas y bituminosas con intercalaciones de calizas, fosilíferas, del Grupo Mendoza (Tithoniano superior-Neocomiano) (figura 1).

Las unidades mencionadas se hallan intruidas por pórfidos dioríticos, dacíticos, andesíticos y, en menor escala, granodioríticos que se asignan al Grupo Huincán (Mioceno superior-Plioceno inferior), los que adoptan la forma de cuerpos subvolcánicos irregulares, diques y filones capa. Esto ha ocasionado metamorfismo de contacto en las rocas encajantes y en sí mismos, como también así fenómenos de alteración hidrotermal potásica, fílica y propilítica que, si bien afectan al conjunto en mayor o menor grado, preponderantemente acompañan a los sectores mineralizados. Las yacencias minerales filonianas y de contacto conocidas en la comarca se vincularían con estas intrusiones.

El conjunto anterior es parcialmente cubierto en discordancia por basaltos plio-pleistocenos y fanglomerados pleistocenos, culminando la secuencia con aluvios y coluvios de reciente y actual deposición.

Estructura

La comarca se halla dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe debida a los movimientos del ciclo diastrófico Ándico, que originaron láminas de cabalgamiento, con vergencia al este, y dieron lugar a plegamientos y retrocabalgamientos; tanto las estructuras mayores como las menores tienen orientación predominante al noroeste y norte, en menor escala al noreste y este, respondiendo a esfuerzos provenientes de occidente.

El plegamiento es cerrado, con formación de braquianticlinales y pliegues disarmónicos y de arrastre, destacándose el braquianticlinal de La Valenciana de rumbo nornoreste y hundimiento axial hacia el suroeste.

El fracturamiento se destaca con rumbos noroeste y norte, subordinadamente noreste y este. Las fracturas han controlado la localización de los cuerpos intrusivos y el emplazamiento y distribución de los depósitos minerales filonianos, lo cual se observa en la elongación en sentido norte-sur de las intrusiones, a lo largo de una falla de rumbo norte de unos 25 km de longitud, y en el alojamiento de las mineralizaciones en fallas de menor rango de rumbos noroeste y noreste.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Considerando la distribución de los depósitos y manifestaciones minerales en la comarca, se reconocen dos agrupamientos o sectores: Cerro de las Minas y Cerro Puchenque.



Figura 1. Geología de los depósitos de plomo-zinc.

SECTOR CERRO DE LAS MINAS

Se sitúa entre los cerros de las Minas y Serrucho, pudiéndoselo recorrer en animales de silla desde el antiguo campamento y planta de la mina El Cajón.

Este agrupamiento comprende los yacimientos filonianos de plomo, cinc y plata denominados La Flor, El Cajón, La Cumbre, El Páramo, El Arroyo, Santa Teresita, Iriarte y Veranada de Villar y el depósito de baritina hidrotermal Omega. Los skarns de cobre La Encantadora y de hierro Nenche y Vegas Peladas, no tratados aquí, le corresponden también.

MINA LA FLOR

Se encuentra ubicada sobre el faldeo sur del cerro de las Minas. Contó con un pequeño y precario campamento.

De acuerdo con Serrano y Devito (1954) y Lapidus (1957) en el área afloran sedimentitas calcáreas de la Formación Tres Esquinas, de color gris oscuro, silicificadas, propilitizadas y piritizadas, estratificadas en bancos de rumbo noroeste e inclinaciones de 15° a 25° NE, intruidas por filones capa y diques de pórfiro dacítico del Grupo Huincán, color gris claro, de hasta 20 m de potencia, alterados. Diques de basalto gris verdoso, plio-pleistocenos, atraviesan las rocas antedichas.

El yacimiento está constituido por varias vetas de dimensiones y rumbos variables, que ocupan fallas preexistentes que cortan a sedimentitas e intrusivo. Las principales son las vetas A, B y D, de rumbos norte a este-noreste e inclinaciones de 68°-85° al sureste, oeste y nornoroeste, con longitudes de 150 a 260 m y potencias variables de 0,10 a 1,50 m, localmente hasta 8,00 m, que disminuyen en pro-

fundidad; en sus extremos y en su parte central se ramifican en pequeñas guías. La estructura es maciza a brechosa.

Hacia el este de las vetas principales se ha desarrollado una compleja red de vetillas y guías mineralizadas de distribución irregular, constituyendo una zona de stockwork.

La mineralización hipogénica está integrada por galena argentífera, esfalerita, pirita y escasas calcopirita y arsenopirita. Los minerales secundarios son hematita, limonitas, manganita, psilomelano y pirolusita, que forman un sombrero de hierro color pardo oscuro y de dimensiones aumentadas por la oxidación de la pirita contenida en las rocas encajantes. La ganga es baritina, calcita, cuarzo y siderita en proporciones variables.

MINA EL CAJÓN

Se halla situada inmediatamente al sur del cajón del arroyo de las Minas. Esta yacencia fue la más importante de la comarca, habiendo levantado un campamento y planta de tratamiento, hoy en ruinas, instalado sobre la margen derecha del arroyo Pincheira.

Serrano y Devito (1954) y Lapidus (1957) expresan que en el área se manifiestan rocas calcáreas de la Formación Tres Esquinas, de color gris claro a oscuro, estratificadas en bancos de rumbo noroeste e inclinaciones de 15° a 25°NE, intruidas, silicificadas y propilitizadas por filones capa de pórfiros dacítico y diorítico del Grupo Huincán, color gris claro y de hasta 2 m de potencia. Se encuentran además diques de basalto gris verdoso, plio-pleistocenos, que intruyen a los sedimentos y a la dacita.

En fallas que afectan a las rocas calcáreas y a los diques dacíticos se han delimitado una veta principal y dos menores de escasa importancia. La veta principal alcanza a 250 m de longitud y potencias entre 0,20 y 0,50 m, existiendo bolsones de 1,50 a 2,00 m de ancho, con rumbo este a noreste e inclinaciones de 53° a 70°SE, adelgazándose en sus extremos hasta concluir como delgadas guías. La estructura es maciza a brechosa y, en este caso, la mineralización cementa clastos de roca de caja incluidos. En superficie se forma un sombrero de hierro, color amarillo rojizo, que aumenta su dimensión cuando la roca encajante son calcáreos, debido a la oxidación de piritas diseminadas en ellos. Las vetas menores tienen rumbos nor-nordeste y este-nordeste.

La mineralización hipogénica es galena argentífera en guías y ojos, esfalerita, pirita y escasa calcopirita; el tenor de blenda aumenta en profundidad. El mineral secundario se integra con cerusita, anglesita, malaquita, hematita, limonitas y oxidos de manganeso y la ganga es baritina, calcita y cuarzo. La mineralización de las vetas menores consiste en calcita con escasos metalíferos. En la roca encajante se observa diseminación de pirita y escasa pirrotina.

OTROS DEPÓSITOS DE PLOMO-CINC

De acuerdo con Grossi y Salas (1950) y Salaberry (1982) las particularidades de las manifestaciones menos importantes del sector son: La Cumbre (veta con guías de galena, de 2 a 5 cm de potencia y algunos bolsones); El Páramo (Veta de 350 m de largo y 5 cm de potencia, de rumbo 263° e inclinación de 65° a 70°S, con guías de galena, calcopirita y arsenopirita); El Arroyo (veta de rumbo 325° e inclinación de 30°E, con pequeños bolsones de galena y escasa arsenopirita en ganga de cuarzo); Santa Teresita (veta de 5 cm de potencia con galena); Veranada de Villar (Cuerpo de unos 100 m de longitud y espesores variables entre 1,50 y 3,00 m, de rumbo 25° a 30° e inclinación de 30° a 35°O, con galena en nidos y diseminada en ganga de baritina y cuarzo); SN 1 (Delgada veta con galena argentífera, blenda y calcopirita).

MINA OMEGA

Se encuentra ubicada en el faldeo oriental del cerro Serrucho. Zanettini y Carotti (1993) consideran que este depósito está genéticamente vinculado con la mineralización metalífera hidrotermal de la comarca.

Según Grossi y Salas (1950) y Sarudiansky y del Carril (1984), en un stock de pórfiro diorítico se alojan 3 vetas de rumbo 290° e inclinación de 65°O a vertical, de hasta 60 m de longitud y de 0,75 a 1,20 m de ancho. La mineralización es baritina manchada por limonitas y óxidos de manganeso.

SECTOR CERRO PUCHENQUE

Se localiza en el faldeo sur del cerro Puchenque y se lo recorre en animales de silla desde el antiguo campamento de la mina Cuhinchenque.

Este agrupamiento comprende los yacimientos vetiformes de plomo, cinc y plata denominados Cuhinchenque, Yupanqui, Yaraví, El Gato y Enriquito.

MINA CUHINCHENQUE

Se halla situada 4 km al norte del paraje La Valenciana, sobre el faldeo sur del cerro Puchenque. En ella se levantó un pequeño campamento actualmente derruido.

De acuerdo con Serrano y Devito (1954) y Lapidus (1957), en el área se manifiestan areniscas calcáreas conglomerádicas y calizas, de colores gris claro y oscuro, de la Formación Calabozo, con rumbo nor-nordeste e inclinación de 17° a 30°ESE, silicificadas en los sectores de vetas.

El depósito está constituido por bolsones y guías irregulares distribuidos en 3 vetas que, localmente, se ramifican; tienen de 55 m a 320 m de longitud, 0,15 m hasta 4,00 m de potencia, rumbos de 285° a 300° e inclinaciones de 65° a 85°SO hasta vertical. Barber (1987) estima de 20 a 100 m la profundidad de los filones. La estructura es maciza a brechosa.

La mineralización hipogénica es galena argentífera, esfalerita y pirita en ganga de baritina, manganocalcita y cuarzo; los minerales de oxidación son hematita, limonitas y wad. La lixiviación permitió la formación de un sombrero

de hierro, de considerable distribución areal por la oxidación de pirita diseminada en la roca de caja.

MINA YUPANQUI

Se ubica a 1.400 m al sudoeste de la mina Cuhinchenque, sobre la margen derecha del arroyo Casa de Piedra; su pequeño campamento se halla en ruinas.

Serrano y Devito (1954) y Lapidus (1957) expresan que en el área afloran areniscas calcáreas, conglomerados finos y calizas, de color gris claro a oscuro, de la Formación Calabozo, estratificadas en bancos de rumbo nor-nordeste e inclinación de 20° a 30°ESE, intruidas y alteradas por diques de pórfiro andesítico, muy alterados, del Grupo Huincán. Se reconocen varias fallas menores paralelas, de rumbo noroeste, ocupadas en su mayoría por los diques y los filones mineralizados.

El yacimiento consiste en 12 vetas de 20 m a 90 m de longitud, 0,20 m a 2,00 m de potencia, localmente hasta 4,00 m en la veta N° 6, rumbos noroeste a oestenoroeste e inclinaciones de 55° a 80°SO hasta vertical.

La mineralización primaria está constituida por galena argentífera, esfalerita y pirita; los minerales secundarios son hematita, limonitas y wad y la ganga calcita y cuarzo. El sombrero de hierro, que alcanza una considerable distribución areal aunque poca profundidad, es de color ocre a casi negro por los óxidos de manganeso.

OTROS DEPÓSITOS DE PLOMO-CINC

Según Salaberry (1982) y Barber (1987), las características de los yacimientos de menor importancia en el sector son: Yaraví (4 vetas de rumbo noroeste e inclinación de 65° a 70°E, de 1,50 a 2,00 m de potencia, alojadas en calizas de la Formación Calabozo, con galena, pirolusita, psilomelano, hematita, limonitas, wad y calcita); El Gato (Veta de 200 m de largo y 6 a 8 m de ancho, contenida en sedimentitas de la Formación Calabozo, con galena, esfalerita, hematita, limonitas, wad, calcita y cuarzo); Enriquito (Veta de rumbo 330°, inclinación 70° a 80°NE a vertical, 50 m de largo, 0,10 a 0,30 m de ancho con bolsones de 1,50 m de potencia y 15 m de profundidad estimada, rellena falla en calizas de la Formación Calabozo, con galena en cristales de 0,5 cm de diámetro, fracturada y rellenada por carbonatos, blenda, cuarzo y calcita); SN 2 (Veta en falla, de estructura brechosa, de rumbo noroeste y 15 a 20 cm de potencia, con galena, hematita y limonitas).

GEOQUÍMICA

Los estudios geoquímicos en la comarca fueron realizados por Cellini (1968), La Roque (1968), Salaberry (1982) y Peralta (1994). En la tabla 1se indican los valores de los distintos elementos para las minas de los sectores.

La evaluación del paisaje geoquímico señala que los stocks y diques de pórfiro diorítico y andesítico presentan valores anómalos de plomo (120 a 4.500 ppm), cinc (125 a 5.300 ppm) y cobre (116 a 280 ppm), asociados con áreas de alteración hidrotermal más intensa, tanto en el sector Cerro de las Minas como en el Cerro Puchenque.

En este último, sobre algunas líneas de fracturación de rumbos noroeste se destacan elevadas anomalías de plomo (310 ppm a 10%), cinc (0,40 a 11%) y plata (22 a 60 g/t).

En sedimentos de corriente de ambos sectores se encuentran tenores anómalos de plomo (80 a 500 ppm), cinc (120 a 1.000 ppm) y cobre (100 a 350 ppm) en la proximidad y aguas abajo de los cuerpos intrusivos con anomalías y de las mineralizaciones conocidas.

La presencia de oro aluvional es mencionada por Salaberry (1982) para el arroyo Calabozo.

MODELO GENÉTICO

Por las características enunciadas, los depósitos descriptos se encuadran en el modelo genético de venas polimetálicas (Cox y Singer, 1986), vinculadas a rocas calcoalcalinas emplazadas en ambiente de arco magmático.

Se han originado en un mismo proceso de alteración hidrotermal y mineralización, a partir de fluidos hidrotermales provenientes de la intrusión de cuerpos mesosilícicos; el proceso afectó a un conjunto sedimentario, en gran parte calcáreo, y sus productos se emplazaron en planos de fracturación desarrollados en éste y en los intrusivos.

Los yacimientos corresponden a la Época Metalogénica III de Zanettini y Carotti (1993) al ligarse con las migmatitas aledañas de edad miocena superior (Nullo *et al.,* 1998).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y E. P. Aparicio, 1947. Estudio geológico minero de la mina La Flor, Distrito Minero N° 3 Malargüe Norte, Departamento San Rafael, Provincia de Mendoza. *Dirección General de Fabricaciones Militares y Dirección de Minas, Geología e Hidrología de Mendoza,* 10 pág., inédito, Buenos Aires.

Barber, E. L. G., 1987. Evaluación de las minas Cuhinchenque y Enriquito. *Secretaría de Minería de la Nación (Delegación Mendoza),* 48 pág., inédito, Mendoza.

Cellini, N., 1968. Zona Arroyo de las Minas, Area de Reserva N° 30, provincia de Mendoza, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares (Plan Cordillerano),* 15 pág., edición limitada, Buenos Aires.

Cox, D. P. y D. A. Singer, (Eds.), 1986. Mineral Deposits Model. *United States Geological Survey, Boletín,* 1693, 280 pág.

Dessanti, R. N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín,* 139, 70 pág. Buenos Aires.

Dessanti, R. N., 1978. Descripción geológica de la Hoja 28b, Malargüe, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 149, 50 pág. Buenos Aires.

Elizalde, C. O., 1961. Información sobre algunas manifestaciones ferríferas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 17 pág., inédito. Buenos Aires.

Grossi, B. y J. A. Salas, 1950. Informe sobre las minas El Cajón, La Cumbre, El Páramo, El Arroyo, Santa Teresita, San Eduardo (plomo) y Omega (baritina). *Banco de Crédito Industrial Argentino,* 17 pág., inédito, Buenos Aires.

Jutorán, A., 1961. Estudio geológico económico de la mina La Flor, Departamento Malargüe, Provincia de Mendoza. *Informe de la Dirección Nacional de Minería y Geología,* 835, inédito. Buenos Aires.

Lapidus, A., 1957. Proyectos de exploración de las minas de plomo La Flor, Yupanqui, Cuhinchenque y El Cajón, Distrito Malargüe, Provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Minería y Geología,* 35 pág., inédito. Buenos Aires.

La Roque, J., 1968. Zona Cerro Torrecillas, Area de Reserva N° 31, Provincia de Mendoza, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares (Plan Cordillerano),* 10 pág., edición limitada. Buenos Aires.

Nullo, F. E., G. Stephens, A. M. Combina, L. Dimieri, P. Baldauf y P. Bousa, 1998. Hoja Geológica 3569-III y 3572-IV Malargüe, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Minero Argentino*, 100 pág., inédito. Buenos Aires.

Peralta, E. H., 1994. Proyecto cobre volcanogénico-epitermales en Cordillera Frontal. *Secretaría de Minería (Delegación Mendoza),* 14 pág., inédito. Mendoza.

Salaberry, C., 1982. Informe definitivo sobre las áreas de reserva provincial N° 5 Arroyo de las Minas y N° 6 Cerro de la Virgen. *Subsecretaría de Estado de Minería (Delegación Mendoza),* 51 pág. Mendoza.

Sarudiansky, R. M. y F. C. del Carril, 1984. Los yacimientos de baritina y celestina de la provincia de Mendoza. *9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas,* 5: 452-473. Buenos Aires.

Serrano, A. y H. Devito, 1954. Informe general sobre la cuenca plumbífera de Malargüe, Mendoza. *Dirección Nacional de Minería,* 173 pág., inédito. Buenos Aires.

Ulrich, J., 1948. Estudio sobre la mina de plomo El Cajón, Departamento Malargüe, Provincia de Mendoza. *Banco de Crédito Industrial Argentino,* inédito. Buenos Aires.

Zanettini, J. C. M., 1998. Recursos minerales. En Nullo, F. E., Stephens, G., Combina, A. M., Dimieri, L., Baldauf, P. y Bousa, P.: Hoja Geológica 3569-III y 3572-IV Malargüe, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Minero Argentino,* 100 pág., inédito. Buenos Aires.

Zanettini, J. C. M. y M. A. Carotti, 1993. Yacimientos metalíferos y metalogénesis. En Ramos, V. A. (Ed): Geología y recursos naturales de Mendoza. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio,* 4 (1): 485-504, Buenos Aires.

Brodtkorb, A., 1999. Distrito de manganeso Agua Escondida, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1731-1736, Buenos Aires.



DISTRITO DE MANGANESO AGUA ESCONDIDA, MENDOZA

Alejo Brodtkorb[1]

INTRODUCCIÓN

Este ditrito minero se sitúa en el noroeste de la localidad de Agua Escondida, al sureste de la provincia de Mendoza. En este distrito, el Bloque Sanrafaelino-Pampeano fue seccionado por un sistema de fallas de rumbos este-oeste y noroeste-sureste, en algunas de las cuales se alojaron las importantes de vetas de manganeso de la región. Por estas fallas circulan las aguas del acuífero de la región, las que surgen en forma de manantiales en las cercanías de la localidad de Agua Escondida. El caudal de estas aguas dificultó la explotación de algunas de estas vetas de manganeso.

El distrito consta de dos grupos de vetas: Santa Cruz y Ethel. La erosión actuó diferencialmente en la región: mientras la veta de la mina Santa Cruz aparece en un afloramiento corto de unos 150 m, se ha conservado casi completa alcanzando una profundidad de unos 200 metros. En cambio en el caso de la veta Ethel, que se infiere fue una veta continua de unos 10.000 m de largo, las partes superiores fueron decapitadas, aflorando actualmente segmentos discontinuos de las partes medias e inferiores de la veta; su mineralización alcanza profundidades del orden de los 50 m y en dos casos alcanza los 100 metros.

GRUPO SANTA CRUZ

La veta más importante se localiza en la mina Santa Cruz, alojada en una estructura de rumbo noreste-suroeste, que se cierra al noreste, reabriéndose en el pedimento Martha Haydé y nuevamente a 2 km en la mina Chacayal, mediando posiblemente desplazamientos laterales. Una manifestación menor es el prospecto Jorge Alberto.

UBICACIÓN

Para llegar a los yacimientos se debe tomar desde la población de Agua Escondida el camino provincial enripiado que lleva a El Nihuil. A los 19 km e inmediatamente a la izquierda del camino se encuentra el pedimento Jorge Alberto; sobre la meseta basáltica situada inmediatamente al oeste se encuentra una pista de aterrizaje en desuso. Si se continúa 4 km por el mismo camino, se pasa por la entrada a la mina Santa Cruz y siguiendo otros 2 km se toma una huella vecinal hacia el este, alcanzándose a los 2,5 km el campamento de la mina Chacayal.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Se estima que este yacimiento, en los 18 años que estuvo activo, ha producido unas 70.000 t de mineral con una ley de 38-40 % de Mn. La producción correspondiente a 1955-59 fue de 6.700 t y la de 1960-64 de 14.400 t; el resto correspondería a los años faltantes (Angelelli, 1984). El aumentó del caudal de agua en la mina y el acuñamiento de la mineralización de manganeso a los 170 m de profundidad indujeron a la paralización de la explotación en 1972. Las reservas pueden considerarse agotadas

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

En el distrito Agua Escondida la veta Santa Cruz fue técnicamente la mejor explotada, por realce y relleno. El pique maestro fue excavado próximo, pero fuera de veta. El laboreo sumó más de 1.850 metros. A partir de los 60 m de

[1] *Geólogo consultor.*

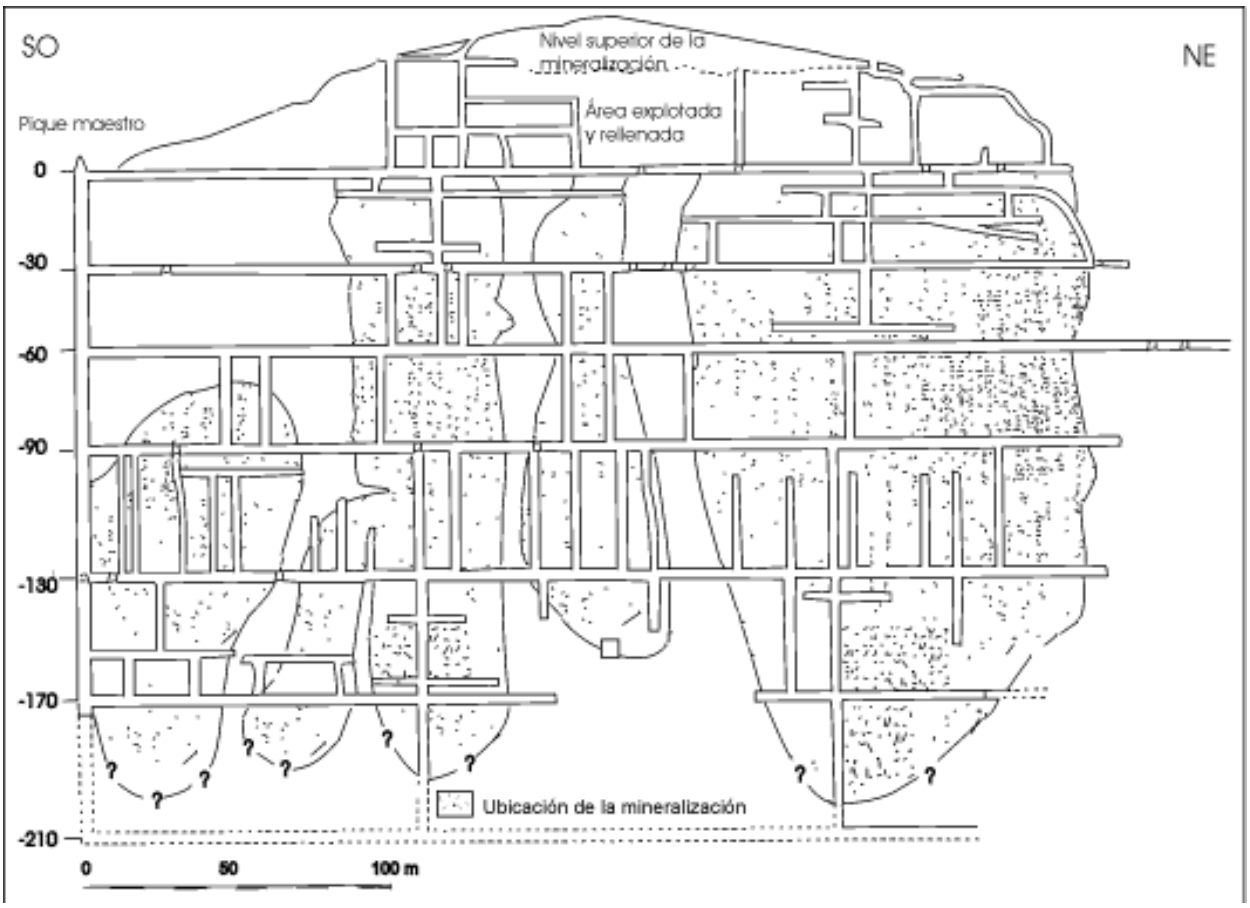


Figura 1. Perfil de la mina Santa Cruz (de Péndola y Soruco, 1965)

profundidad fue necesario un bombeo permanente para evitar la inundación de las labores.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El descubrimiento de la veta Ethel en 1952 indujo la prospección de la región. A. Dicindio y J. Prieto registraron la manifestación de descubrimiento de la veta Santa Cruz a fines de 1953, realizando algunos destapes y trincheras. La exploración final, financiada y supervisada por el Banco Industrial de la República Argentina, consistía en piques, chimeneas y galerías que definían paños de mineral que eran extraídos a través de esas labores en una extensión de 330 m de largo y 170 m de profundidad.

Después del descubrimiento de la mina Santa Cruz, en 1955 se prospectaron los alrededores, detectándose los pedimentos Martha Haydé y Chacayal.

Propietarios

Los descubridores nombrados en 1958 cedieron sus derechos a la Empresa Río Grande del ingeniero Florencio Casale. El mineral de manganeso fue utilizado para la producción de ferroaleaciones en la fábrica ubicada en la proximidad de la represa de El Nihuil, que suministraba la hidroelectricidad necesaria.

GEOLOGÍA REGIONAL

El distrito se emplaza en la unidad morfoestructural del Bloque Sanrafaelino-Pampeano, en el que predominan sedimentitas pertenecientes a la Formación Agua Escondida, asignada al Carbonífero superior, constituida por conglomerados, cuarcitas, areniscas, arcosas, lutitas, limolitas y hornfels. Esta formación se apoya en discordancia sobre la Formación Piedras de Afilar del Carbonífero inferior, compuesta por granitos que afloran al este de Agua Escondida. Este conjunto está seccionado por un sistema de filones conformados por rocas porfíricas básicas, mesosilísicas y ácidas, de rumbo N50-60°O correspondientes al Grupo Cerro Carrizalito (Sepúlveda, en prensa) asignado al Pérmico-Triásico. Se destacan en el relieve los potentes filones porfíricos de composición riolítica, que aparecen por lo general en cuerpos tabulares entre 600 y 1.200 m de largo y 60-80 m de ancho y que han provocado un metamorfismo de bajo grado en las sedimentitas carboníferas. Finalmente efusiones basálticas neopleistocenas cubrieron parcialmente las formaciones precedentes.

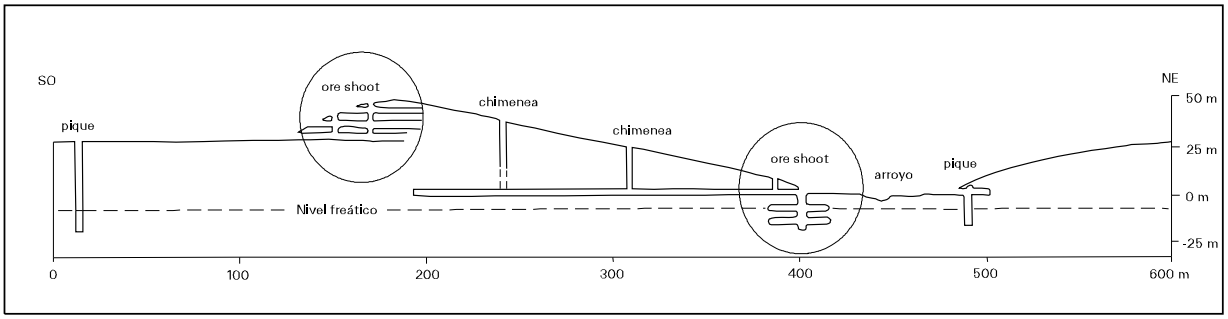


Figura 2. Laboreo de la mina Chacayal (grupo Santa Cruz).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En las inmediaciones de los yacimientos se localizan las cuarcitas de colores entre claros y oscuros, de granulometría fina y homogénea y pizarras oscuras de la Formación Agua Escondida. Se destacan en el relieve los potentes filones porfíricos de composición riolítica del Grupo Cerro Carrizalito de rumbo predominante N50-60° e inclinaciones entre 55° y la vertical.

Estructura

La fractura de rumbo N60° que aloja la veta Santa Cruz intersecta los diques subparalelos de pórfiros riolíticos de 60-80 m de espesor y las sedimentitas intercaladas constituidas por pizarras y lutitas oscuras de espesores menores y rumbo general N300°.

La veta presentaba espesores que oscilaban entre pocos decímetros y hasta 3 m, en un recorrido de unos 330 m de largo y unos 200 m verticales (figura 1). Este perfil fue confeccionado y provisto por el Dr. L. Soruco.

Morfología

La morfología de la veta Santa Cruz está controlada por la estructura de la falla y la litología de las cajas. Dentro de las rocas porfíricas la veta se presenta con espesores conspicuos, estrangulándose notoriamente dentro de las sedimentitas de la Formación Agua Escondida.

A su vez en la veta se destacan dos tipos de menas; el más importante económicamente presentaba una mineralización densa de minerales de manganeso alternantes con calcita y sílice, con texturas arriñonadas y bandeadas, casi simétricas y exentas de clastos de brecha de las rocas de caja. El segundo tipo consistía en brechas de las cajas, cuyos clastos angulosos, a veces pequeños de 1-5 cm, medianos de 5-10 cm, y grandes mayores de10 cm, eran soldados-cementados por óxidos de manganeso, calcita, etc. El paso de un tipo a otro en el sentido horizontal era normalmente gradacional y más brusco en el vertical. También aparecen sectores de brecha con arcillas sin mineralización de manganeso.

Mineralogía

En la mina Santa Cruz los principales óxidos de manganeso fueron descriptos como pirolusita, criptomelano y

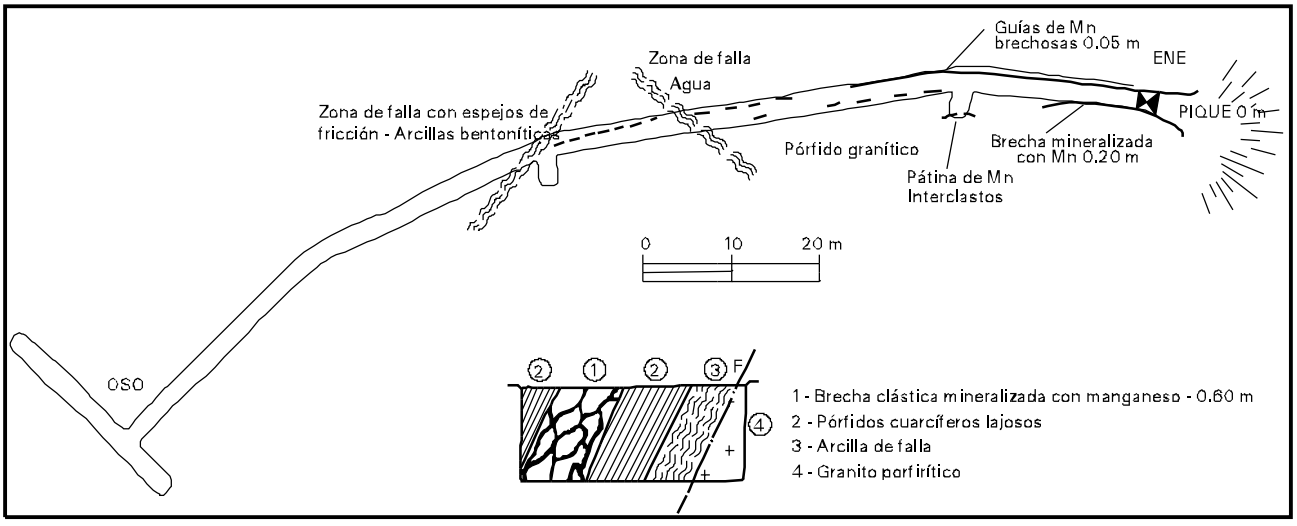


Figura 3. Laboreo del prospecto Jorge Alberto (grupo Santa Cruz).

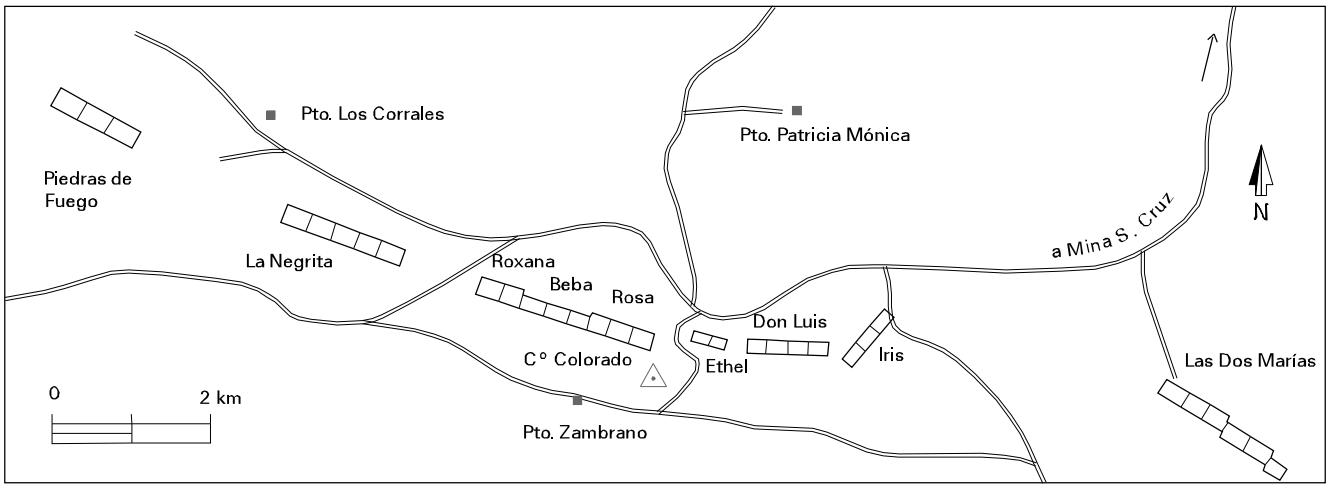


Figura 4. Ubicación de las principales minas del grupo Ethel.

	Piedras de Fuego	La Negrita	Roxana	Beba	Rosa	Ethel	Don Luis	Iris
Longitud metros	300	800	50	900	250	500	200	200
Profundidad metros	27	15	25	70	105	122	35	30
Potencia metros	1,00	0,80	0,60	0,60	1,00	1,20	1,00	0,60
Leyes % Mn		Selecc. 40%	Media 25%	Media 20-25%	Selecc. 50%	Media 35-40%	Media 25-35%	Selecc. 40-45%
Labores principales	2 piques 1 chiflón	3 piques estocadas	1 pique estocadas	7 piques 1 chiflón galerías	4 piques 1 chiflón	3 chiflones galerías	3 piques	2 piques estocadas

Tabla 1. Características de los principales yacimientos del grupo Ethel.

coronadita. Se han identificado además como minerales minoritarios granos de 2-3 mm de galena, esfalerita y sulfosales de plomo.En las partes aflorantes de la veta se consigna como minerales secundarios la presencia de óxidos e hidróxidos de manganeso y de hierro, y yeso.

Los minerales de ganga están representados principalmente por calcita, aragonita y sílice en forma de calcedonia, ópalo y cuarzo.

OTRAS MANIFESTACIONES

MINA CHACAYAL

El primer propietario fue el señor G. Von Zedtwitz quien luego transfirió la propiedad a la empresa Industrias Siderúrgicas Grassi S.A.

La veta Chacayal se aloja en una fractura de rumbo N50° E que se desarrolla dentro de los diques tabulares subverticales de pórfiro riolítico. Esta fractura, en los 600 m de longitud aflorante y/o puesta al descubierto por el laboreo de exploración, se presenta brechada con poco movimiento y poco abierta, de pocos milímetros hasta 5 cm, con excepción de los dos cuerpos indicados en la figura 2, que alcanzaban a 1 m de ancho. La mineralización de manganeso, conformada por criptomelano, pirolusita y wad, además de fluorita que cementa la brecha, no tuvo espacio físico para conformar mayores espesores de mena.

En 1957, Lapidus consignó la existencia de un rajo-galería de 15 m y un pique de 10 m, posteriormente profundizado, indicados en el extremo noreste de la figura 2. La exploración de la década del ‘80 comprendió 540 m lineales de labores. Se han detectado solamente dos pequeños cuerpos, sin posibilidades de estimar reservas por los reducidos espesores de las estructuras mineralizadas halladas. La modesta producción de mineral de manganeso en esa época fue del orden de 2.000 t de una ley aproximada de 20 % en material seleccionado.

PROSPECTO JORGE ALBERTO

Se localiza a 19 km de Agua Escondida. Sus coordenadas son 68°26’15’’ longitud oeste y 36°04’15’’latitud sud.

La exploración comprendió la apertura de un pique de 6 m de profundidad, en la base del cual parte una galería de rumbo N270°, de unos 145 m de largo (figura 3). En la superficie, casi sobre la meseta se practicaron 4 trincheras de 1 m de profundidad y 2,5 m de ancho.

No se han determinado leyes ni reservas. La producción resultante de la exploración practicada en 1956 alcanzó según su titular, J. A.von Zedtwitz, a unas 40 toneladas. El mineral cementante de la brecha es pirolusita compacta y de aparente buena ley, aunque también se presenta wad.

MODELO GENÉTICO

En cuanto a la génesis de estos yacimientos podemos decir que son de origen hidrotermal de baja temperatura/ aguas circulantes portadoras de iones de manganeso, seguramente relacionadas con las lavas basálticas neopleistocenas del cerro Nevado y otros centros efusivos menores existentes en la región.

GRUPO ETHEL

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos del grupo Ethel comienzan en el este con una manifestación menor, la veta Las Dos Marías. A unos 5 km al oeste se disponen, una a continuación de la otra, unas 30 pertenencias de las cuales las más importantes se denominan: Iris, Don Luis, Ethel, Rosa, Beba, Roxana, La Negrita y Piedras de Fuego (figura 4), que como se dijera corresponden a una misma estructura.

UBICACIÓN

Para llegar a los yacimientos se debe tomar desde la población de Agua Escondida el camino provincial enripiado que lleva a El Nihuil. Se pasa por la mina Santa Cruz; de aquí a los aproximadamente 12 km se llega a un cruce donde debe tomarse al oeste por el camino provincial que lleva a la laguna de Llancanelo y a Malargüe. A los 25 km del cruce sale hacia el sur una huella minera de 1,5 km, actualmente intransitable, que lleva a la mina Las Dos Marías; prosiguiendo unos 4 km por el camino provincial se llega a la mina Iris, la más oriental del grupo Ethel.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

La principal producción del grupo Ethel correspondió a las minas Beba y Ethel, alcanzando en más de 20 años, desde 1953 a 1977, unas 95.000 t con leyes decrecientes que podemos orientativamente indicar como promedio en el orden de 20 a 25% de Mn (tabla 1).

Estas minas fueron explotadas en un principio mediante piques o chiflones y galerías sobre vetas, siguiendo reglas ingenieriles, las que fueron sustituidas en el último tiempo por extracciones pirquineras que ocasionaron derrumbes. El agua no molestó aquí salvo en la mina Piedras de Fuego. Las reservas pueden considerarse agotadas.

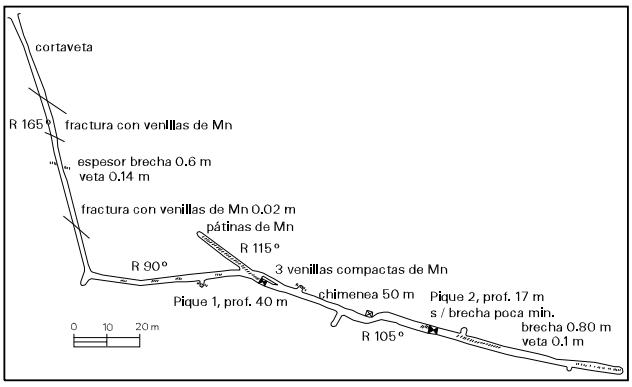


Figura 5. Laboreo del yacimiento Las Dos Marías (grupo Ethel).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

DESCUBRIMIENTO Y TAREAS DE EXPLORACIÓN

Operarios que trabajaban asfaltita en la mina La Valenciana observaron sobre el relieve, en el lugar de la actual mina Ethel, un peñasco aflorante de una veta negra fuertemente silicificada y resistente. El Sr. Juan Miguel Franco solicitó un cateo en 1952 y en 1953 hizo la manifestación de descubrimiento por mineral de manganeso. A fines de ese año se mensuran las 3 primeras pertenencias. Se levanta un campamento y comiezan a abrirse las primeras labores (Buenanueva, 1955).

PROPIETARIOS

En enero 1954 el Sr. Franco se asocia con G. Von Zedtwitz y en marzo el primero transfiere sus derechos al Sr. L. A. Grassi, constituyéndose la razón social Mina Ethel SRL quedando Von Zedtwitz como socio gerente. En razón de esta sociedad la totalidad de la producción de manganeso de estas minas era destinada al abastecimiento de las fábricas de ferroaleaciones de la firma Grassi.

GEOLOGÍA REGIONAL

Se encuentran en la unidad morfoestructural del Bloque Sanrafaelino-Pampeano que se describiera para el grupo Santa Cruz.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA

La geología local se caracteriza por una llanura con suaves ondulaciones cubierta por espesores variables de sedimentos continentales compuestos por arenas, rodados, arenas eólicas y arcillas de edad holocena. En las partes altas de estas ondulaciones generalmente asoman rocas permotriásicas del Grupo Cerro Carrizalito. constituidas por gran-

des diques filonianos tabulares, porfíricos, de composición riolítica, de colores rojos y de rumbo noroeste-sureste. Asoman asimismo en la semillanura varios conitos volcánicos menores de basaltos neopleistocenos.

ESTRUCTURA

Seccionando los diques de pórfiro riolítico y con rumbo estesureste-oestenoroeste corre una importante fractura, parcialmente subdividida en 3 subparalelas, de unos 10 km de longitud, en la que se aloja la mineralización de manganeso que conforma el grupo Ethel.

Las longitudes de las estructuras de las minas que se consignan en la tabla 1 son las observadas en superficie. Las profundidades de las mineralizaciones son las alcanzadas en los piques/chiflones, y las potencias de los sectores mineralizados de las vetas fueron muy variables desde casi 10 m hasta fuertes constricciones del orden del centímetro. En la tabla 1 se consignan espesores medios estimados.

MORFOLOGÍA

Vale lo expresado para la mina Santa Cruz.

MINERALOGÍA

Como minerales primarios fueron mencionados pirolusita y criptomelano y como secundarios diferentes oxidos e hidróxidos de manganeso y hierro, "wad".

Como ganga se consignaron calcita, sílice en forma de calcedonia, ópalo y cuarzo, arcillas y fluorita.

OTRAS MANIFESTACIONES MENORES

YACIMIENTO LAS DOS MARÍAS

Este yacimiento fue descubierto con posterioridad a las minas del grupo Ethel. Su exploración constó de un cortaveta de 80 m, 185 m de galerías sobre estructuras de brecha, 2 piques de 17 m y de 40 m y una chimenea de 50 m, totalizando 372 metros. En las proximidades del pique de 40 m, la potencia mineralizada alcanzaba los 0,6 m con 22% de Mn. De los 185 m de galerías, aparecen mineralizadas con espesores entre 0,2 y 1,0 m sólo 56 metros.

En base al laboreo existente (figura 4) es posible estimar reservas; infiriendo lentes circulares subverticales de diámetros y espesores medidos en la galería, y asignando una densidad de 3,5, se totalizan unas 750 t con una ley aproximada de 15% de Mn. Existió una pequeña producción donde la ley y los espesores mejoraban se trabajó en realce hasta unos 8 m de altura.

MODELO GENÉTICO

Es similar a la génesis de la mina Santa Cruz.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Vol. 1. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires.*

Buenanueva, J. 1955. Estudio y exploración de los yacimientos de manganeso zona La Escondida, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Minería, Delegación Mendoza.*

Lapidus, A., 1957. Informe preliminar sobre diversos yacimientos de la zona de Agua Escondida, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, informe inédito.

Sepúlveda, E. Hoja 1:250.000 Agua Escondida. *SEGEMAR* (en prensa).

Bassi, H. G. L., 1999. Área aurífera La Porteña, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1737-1743, Buenos Aires.



ÁREA AURÍFERA LA PORTEÑA, MENDOZA

Hugo G. L. Bassi[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Dado que el conjunto de manifestaciones de este objetivo no constituye un distrito minero en sentido extricto, se ha denominado al total como Área La Porteña, la que incluye la mina explorada y explotada San Ramón y una serie de guías y vetas con destapes artesanales que la rodean en un àrea de aproximadamente 0,6 kilómetros cuadrados.

El área se ubica en las coordenadas geográficas latitud 33º20'S-longitud 69º27'O, altitud 2.000 m s.n.m., departamento Tupungato, villa homónima de la cual se accede yendo hacia el oeste por camino.

Leyes, reservas y producción

Desde el punto de vista minero la explotación de San Ramón se resume en un clavo de 15 m de corrida, 40 m de profundidad, ancho de veta 0,25 m y ley entre 20 y 40 gAu por tonelada.

La explotación fue realizada entre fin de siglo y el año 1920. Su producción total oscilaría en las 12.000 t con ley entre 5 y l0 g de Au por tonelada.

No posee al parecer reservas vetiformes por sobre los 40 m de profundidad. El área podría contener un bloque indeterminado de mineral diseminado.

[1] *Geólogo consultor.*

HISTORIA DE LOS DEPÓSITOS

Los trabajos mineros comenzaron a fines del siglo pasado y esporádicamente continuaron hasta mediados de la década del '20. Posteriormente (1940?)se intentó reactivarla pero no se conocen los trabajos realizados ni los resultados obtenidos.

El área y en particular la mina fueron estudiadas por Sobral (1928), Kittl (1932 y 1939) y Somaruga (1953). A mediados de 1981 la Compañía Minerales de Oro de Tupungato encara un programa de exploración dirigido por M.A. Ruíz, que finaliza a mediados de l982. En los capítulos respectivos se detallará la incidencia de alguno de esos estudios en el aspecto geológico-minero.

La mina San Ramón fué históricamente el centro del área y es probable que, a partir de su explotación, se reconocieran las otras manifestaciones.

El laboreo antiguo, ejecutado quizá desde fines de siglo hasta 1920, fue de explotación y exploración. Al perecer la explotación se limitó a la profundización del clavo directamente a partir de la superficie en la cota 1971, luego con dos niveles de transporte, el 1.958 m y el 1.950 m, anegado ya en el año 1919, y continuando hasta debajo de la cota 1927 m por cuanto la exploración del año 1981 encontró aquellos trabajos; con lo que el clavo fué explotado por lo menos hasta 45 m por debajo de la superficie.

La exploración consistió en cinco galerías abiertas desde la superficie por sobre la cota 1.917 m, y hacia el oeste a partir del clavo, en un desnivel de 26 m y total de avance de 230 m, encontrando veta muy pobre.

En 1956 se retomaron los trabajos con la ejecución del Pique Antiguo, comenzado desde superficie y ubicado a 40 m del afloramiento de la veta, con 16 m de profundidad y una pequeña estocada en su fondo (informe de lugareños). También de esa época sería el cortaveta de cota 1.969

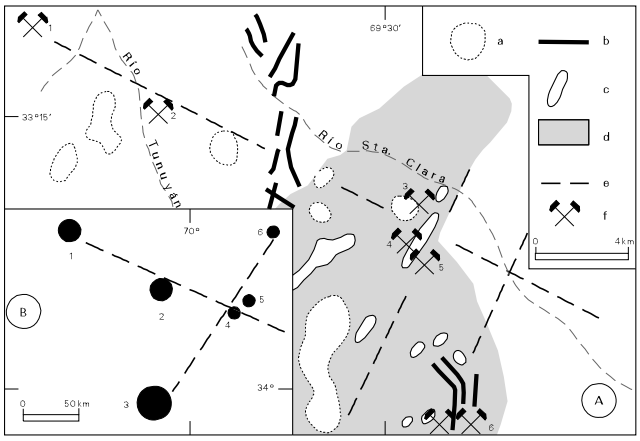


Figura 1. Marco geológico-Metalogénico. A. Distrital (geología sintetizada de Polansky 1972): a, asociación volcánica pleistocena; b, asociación volcánica tardiovariscica; c, dunitas, etc, precámbrica; d, metamorfitas precámbricas. e, alineamientos metalogenéticos. f, minas: 1, travertino; 2, fluorita; 3, San Ramón (Au); 4, Salamanca (Cu); 5, Barrera (Cu); 6, Grupo Saltos (Pb)-S. Pablo (Ba). B. Regional. Minas: Chile, 1, El Soldado (Cu); 2, Los Bronces (Cu); 3, El Teniente (Cu); Argentina, 4, Salamanca (Cu); 5, S. Ramón (Au); 6, Manto Poroso (Cu).

m y el avance en la Veta Oeste, donde se perforó un total de 8 m de galería.

En 1981 se desarrolló una nueva etapa exploratoria en la que se prolongó el cortaveta de cota 1.969 m y se reconoció la veta Ramón, fuera del clavo, con 100 m de galería y una chimenea al exterior de 35 metros. Además se ejecutó otro laboreo, anegado en diciembre 1982, que consistió en un pique nuevo desde superficie, distante 35 m de la veta, que alcanzó 35 m de profundidad y en cuyo fondo se desarrolló el nivel 1.927, con 123 m de galería. Se constató a esa cota la existencia de explotación antigua en la veta San Ramón y se descubrió, al noreste de esta, una nueva veta, paralela, no aflorante, la José María.

El presente texto fue extraído del estudio de Bassi *et al.,* 1984. Para el mismo autor no tuvo acceso al laboreo antiguo por lo cual la síntesis propuesta por ellos (figura 7) está apoyada en el conocimiento geológico del bloque y en el trabajo de Ruíz (1982). El clavo diseñado en esa figura coincide bastante ajustadamente con el cuerpo de brecha, detectado en superficie y en el avance 1.964 m, ratificando así un eventual control litológico de la figura minera sugerida.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área se encuentra en la parte oriental de la unidad estructural denominada por Polansky (1972) como Bloque Varíscico de la Cordillera frontal, conformada por basamento cristalino e intrusivos ultrabásicos proterozoicos, complejos intrusivos y efusivos paleozoicos y efusivos terciarios (figura 1).

Regionalmente domina el basamento y dentro de él metasedimentitas (esquistos verdes, grafíticos, y calcáreos) con esquistosidad general nornoreste, salpicado por delgados afloramientos, alojados concordantemente, de ortoectinitas (ortoanfibolitas, peridotitas y serpentinitas).

Algunos kilómetros al sur del área, intercalados entre series de ultrabásicas, se destaca una corrida con rumbo noreste de extendidos asomos de rocas tonalíticas de edad carbónica, con aureolas de termometamorfismo.

Es de notar una significativa propagación areal de volcanitas pliocenas, las que bordean el flanco oriental del Cordón del Portillo con rumbo norte pero que al llegar a la latitud del río Santa Clara giran bruscamente hacia el oeste-noroeste. Se acomodan, de esta manera, a un control estructural que actúa recién a partir del Paleozoico Superior, reflejándose en los filones riolíticos de la asociación tardíovaríscica. A dicho control se asimilan también las manifestaciones mineralizadas de La Porteña.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

El basamento del área La Porteña está constituido por esquistos cuarzomicáceos, anfibolita e intrusivos serpentinizados, asociados a fajas talco-tremolíticas. Aflora además un cuerpo subvolcánico de composición dacítica, acompañado por diques de litología similar. Como subunidad sectorial resultante del ajuste tectónico postextrusivo se presenta una brecha de desarrollo limitado. A continuación se tratan separadamente las unidades del bloque geológico.

Esquistos cuarzo-micáceos. Afloran en el sector suroeste del área. Son rocas de coloración pardo grisácea con esquistosidad mediana, de rumbo dominante este-oeste, subverticales, muy inyectados por cuarzo; su grano varía de grueso a mediano con tendencia a disminuir hacia el sur a medida que se acentúa la esquistosidad. Presenta un marcado bandeamiento, paralelo a la esquistosidad. Las bandas granoblásticas se componen esencialmente de cuarzo y plagioclasa; las bandas oscuras, con texturas lepidoblásticas, está compuestas por muscovita abundante y algo de clorita y biotita oblícua a la esquistosidad. También porfiroblastos de granate rosado, fracturado, reemplazado a veces por biotita y minerales opacos.

Anfibolitas. Constituyen un espeso paquete que aflora la norte, este y sur del área, rodeando al cuerpo dacítico. De esquistosidad frecuente este-noreste, vertical o fuerte inclinación al norte, afectadas por diaclasamiento conspicuo de rumbo norte e inclinación 30ºE. Sus rocas son oscuras, verde a negro, grano muy fino y homogéneo; al microscopio muestran abundante hornblenda suborientada, lentes granoblásticas de cuarzo y oligoclasa xenoblástica. Se destacan, a veces, bandas discordantes de plagioclasa y clinopiroxeno; genéticamente puede que se trate de relictos de una roca ígnea original o una inyección diorítica, en las que el metamorfismo produjo recristalización de las plagioclasas y uralitización del máfico.

Peridotitas serpentinizadas. Representada en el área por un pequeño afloramiento en ambientes de esquistos,

ubicado al noroeste del cuerpo dacítico. Su roca, muy oscura, es de aspecto masivo. Al microscopio presenta fuerte granulación, muy serpentinizada, compuesta por olivina y algo de clinopiroxeno; además magnetita, pirrotina-pentlandita, pirita y calcopirita. En varios sitios del área se reconocen bandas de esquistos talco-tremolíticos, relacionados con serpentinitas, a veces con impregnación ferruginosa y vestigios de cobre; pudiendo corresponder su génesis a una acción primera magmático-metamórfica (peridotita-serpentinita) y un ciclo posterior metasomático, con formación de talco y aporte de sulfuros y oro.

Dacita. Presenta tres pulsos magmáticos: un cuerpo aflorante en unas 20 ha, elongado en rumbo oeste-noroeste, un séquito de diques que pasan del cuerpo a los esquistos de caja y la matriz de la brecha periférica que separa localmente el cuerpo dacítico de la caja esquistosa. La roca es clara, porfírica, con gran variedad en el porcentaje y tamaños de los fenocristales: plagioclasa dominante (oligoclasa-andesina), cuarzo, biotita, anfibol alterado y opacos, en una pasta mineralógicamente similar. Su alteración hidrotermal se expresa en la pasta por reemplazo con material feldespático y en los fenocristales por arcilla, carbonato, sílice, epidoto y opacos diseminados y en guías. Este metasomatismo se lo encuentra muy avanzado en la brecha dacita-esquisto del clavo principal y en el gran dique de la margen izquierda del arroyo Vizcachas.

Brecha dacita-esquisto. El contacto dacita-esquisto muestra en algunos tramos de la periferia del cuerpo dacítico una estructura brechosa. La más características y probablemente más desarrollada se encuentra en su borde sureste. Allí el rumbo de la brecha es N30ºE y su inclinación, en el único contacto definido observado, es 53ºNNO; de forma lenticular, su potencia máxima mapeada oscila en 20 m (fig. 4) y la corrida, supuesta, es de 150 metros.

La roca, en el avance Labor 1.964 m, se la ve constituida en un 85% por clastos angulosos de anfibolita y dacita, de tamaño promedio 5-8 cm, con cemento blanquecino, silíceo, que a su vez forma venas de pocos centímetros de espesor atravesando el conjunto. Al microscopio se identifica con dificultad la composición dacítica y anfibolítica de los clastos. El cemento es un material original feldespático, con fuerte alteración hidrotermal: sericita, caolín, carbonatos y abundante sílice secundaria.

En la labor 1964 m se observó un dique de 1 m de potencia que atraviesa a la brecha; se trata de una roca dacítica muy alterada donde solo se reconoce los bien desarrollados fenocristales de cuarzo, las plagioclasas transformadas en carbonatos, sericita y sílice y los máficos en clorita.

La brecha dacita-esquisto es de importancia para el yacimiento por cuanto la veta Ramón desarrolló su principal clavo conocido en el tramo que la intersecta. La asociación dacita-cemento-esquisto se ha constituído así en un control de la metalogenia con una acción mixta litológico-estructural.

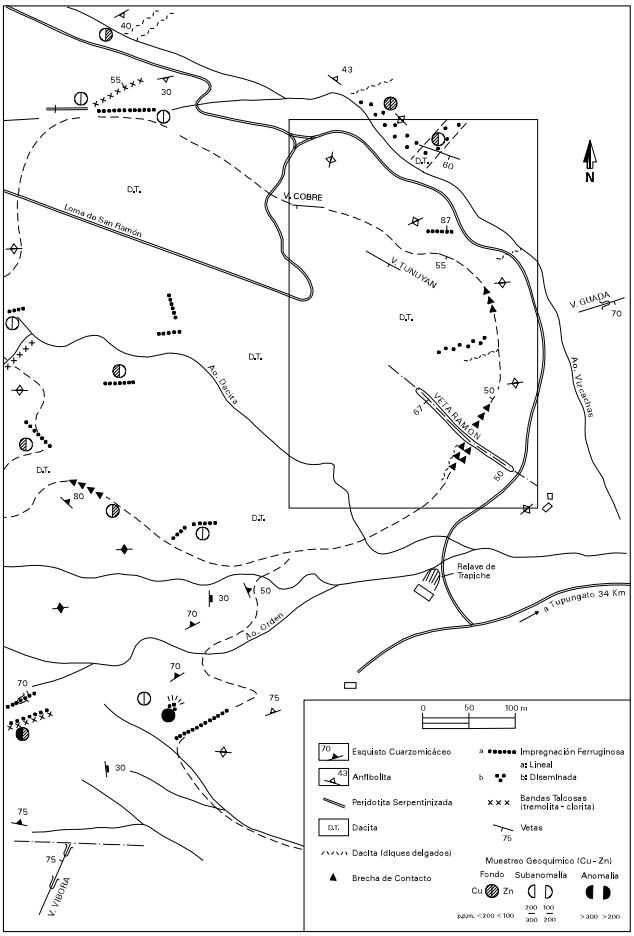


Figura 2. Geología local.

Estructura y tectónica

El área se caracteriza por la presencia de un cuerpo dacítico subelíptico, con el eje mayor de rumbo oeste-noroeste, emplazado en metamorfitas con esquistosidad concordante a esa elongación. Se desconoce la estructura del cuerpo en el subsuelo ya que la mayor parte de sus contactos perimetrales está enmascarados por aluvio; los pocos mapeados sugieren una disminución de volumen a profundidad. Por lo que es probable que se trate de un cuerpo subvolcánico con forma de cono invertido conectado a una chimenea elongada en rumbo noroeste, circunscripto por fallas de los sistemas de cizalla oeste-noroeste y nornoreste.

La anfibolita es la metamorfita dominante en el área, a excepción del ángulo suroeste donde se encuentran los esquistos cuarzomicáceos; el contacto entre ambas unidades es un trazo sinuoso de rumbo norte-sur.

Respecto de la tectónica se ha identificado solo el ciclo predacítico (premineral) no habiéndose registrado suficientes elementos como para interpretar el bloque cristalino. Si bien, como se observa en el marco geológico regional (figura 1), el lineamiento antiguo es esencialmente de rumbo nornoreste.

El análisis estructural permite concluir un esfuerzo máximo de dirección S20ºE cuyas consecuencias fueron: dos sistemas de cizalla, uno N60ºO, bien desarrollado y otro, poco activo, N20ºE y un sistema de tensión N70ºE con una desviación, dudosa, N55ºE. La cizalla N60ºO encauza al mayor porcentaje de los contactos del cuerpo dacítico, a las vetas y al drenaje. La cizalla N20ºE controla los contactos subordinados del cuerpo dacítico, algunas vetas, algunos diques de dacita y la brecha principal dacita-esquisto. Al sistema de tensión N70ºE corresponde la mayoría de los diques dacíticos y algunas guías piritosas (hematita); la mayor parte de estas últimas y algo del drenaje responden a la esquistosidad del basamento.

Es evidente la poca frecuencia y desarrollo de estructuras con génesis tensional. La mayor parte de las manifesraciones mineralizadas descubiertas son fracturas de cizalla del sistema N60ºO y se encuentran en el cuerpo dacítico mostrando, como es caracerístico, fracturas cerradas con abundante arcilla de fricción (jaboncillo) y por consiguiente con mineralización escasa. Ello explica que la única posibilidad del yacimiento se radicó en el control litológico-estructural que significa la brecha dacita-esquisto y no en el sistema vetiforme mismo.

YACIMIENTOS

ÁREA LA PORTEÑA

La mineralización en el área se presenta dominantemente vetiforme (en guías) y en pocos casos diseminada. El laboreo es en general reducido y en el caso de la mina San Ramón el profundo no es accesible por lo que, excepto la pirita observada en la peridotita serpentinizada, la mineralización es oxidada.

Se distingue tres expresiones de aporte hidrotermal: impregnación ferruginosa, bandas talcosas y vetas. La primera se la encuentra comunmente en la dacita, con guías de hematita y algo de limonita; son corridas cortas de menos de 10 m de longitud y de pocos centímetros de espesor. En el ambiente de esquistos la hematita tiende a diseminarse. La zona primaria de estas oxidaciones corresponde a la paragénesis pirita y calcopirita, sulfuros encontrados frescos en la peridotita y además esfalerita, a juzgar por los valores geoquímicos anómalos por Zn detectados en superficie.

Respecto de las bandas talcosas se observan tres afloramientos: en el arroyo Orden, arroyo Dacita y arroyo Vizcachas, con potencias entre algunos centímetros y un metro. Fuera del área hay manifestaciones más potentes que fueron explotadas esporádicamente o son ganga de yacimientos metalíferos (Mina Salamanca).

Las vetas reconocidas son: Víbora, Guada, Grupo Cobre-Tunuyán (figura 2) y las de San Ramón.

Veta Víbora. Ubicada al suroeste del área; rumbo N30ºE, buza 70-80ºNNO, aflora en esquisto cuarzomicáceo. En una corrida de 100 m y en 20 m de desnivel se encuentra cuatro avances labrados desde superficie; la manifestación es una guía, a veces bifurcada, con espesor de 5 centímetros. Próximo a la terminación suroeste de la corrida se detectó un clavo de 5 m de longitud, inclinado 70ºSO; el ancho de la veta es un metro y ha sido explotado probablemente hasta 20 m por debajo de la superficie. Una muestra del pilar, en un metro de espesor, dió 0,07%Cu, 0,02% Zn, vestigios de plomo, 0,6 gAu/t y 16 gAg/t la que, seguramente, no representa a lo extraído ya que el laboreo indica mena explotable . La caja Este, bastante alterada, dió para 0,50 m valores similares para Cu-Pb-Zn-Ag pero 2,6 gAu/t. El laboreo efectuado, la carencia de evidencias de mayor corrida y el único clavo descubierto descarta a esta veta como de interés minero.

Veta Guada. Está en el faldeo oriental del Arroyo Vizcachas en caja de anfibolita. Rumbo N80ºE e inclinación 70ºS, fue reconocida con varias labores cortas y poco profundas a lo largo 50 metros. La labor principal en la cota 1.975 m, de 15 m de longitud, reconoce una guía hematítica con anchos entre 0,04 y 0,70 m, la que muestreada en el tope dio 4 gAu/t, con vestigios de Ag-Cu-Pb; el análisis de la caja resultó 1,6 gAu/t y vestigios de los otros metales. La veta carece de interés minero y su laboreo fué exclusivamente exploratorio.

Grupo Cobre-Tunuyán. Ubicado en el faldeo norte de la loma San Ramón; la Tunuyán en dacita y la Cobre en el contacto dacita-anfibolita. La primera, con rumbo N60ºO y buzamiento 75ºSO, fue reconocida en superficie con una trinchera transversal (cota 1.992) y, al parecer, con un chiflón actualmente aterrado. Su mineral debe de haber sido lo suficientemente interesante como para desarrollar el corta-veta de cota 1.972 el que, al finalizar el primer tramo de 60 m, muestra una prolongación aterrada que se supone conectada con el chiflón. Se desconoce la magnitud del laboreo y por lo tanto la del clavo Tunuyán; es probable que no exceda en corrida la indicada por las labores 1992 y 1984 (menos de 50 metros).

La veta Cobre, este-oeste, subvertical, está en el contacto dacita-anfibolita; aflora y fue reconocida con un avance de 12 m, iniciado en una atractiva veta, de 0,75 m, con abundante óxido de hierro que, a los 10 m, se acuña bruscamente y se prolonga al oeste por una fractura estéril; dos muestras, una en la bocamina y otra en la finalización del clavo dieron, respectivamente, 3 gAu/t-12 gAg/t y 1,6 gAu/t además de 2 %Cu.

MINA SAN RAMÓN

El mapeo y la interpretación de síntesis muestran una veta principal denominada Ramón y dos secundarias adosadas a ella (figura 3).

La veta Ramón es una falla de rumbo general N55ºO con inclinación entre 50 y 60º SO; su plano es convexo hacia el suroeste, con un primer sector al este de desarrollo en esquisto, uno central en brecha dacita-esquisto, que marca la inflexión de su plano y uno occidental, totalmente en dacita. Se desconoce cual es el comportamiento de la veta en el sector en esquisto: los pocos metros accesibles de la

labor 1.949 muestran a la manifestación como formada por fallas conjugadas, estériles. Tampoco se accede a la veta en el ambiente brechoso.

El tramo occidental se desarrolla totalmente en dacita. En el nivel 1.969, del cortaveta hacia el este, la veta es bastante definida, lenticular, con anchos de hasta 0,75 m, ley baja, 3,8 gAu/t para 0,39 m en los primeros 15 m, bajando a 1 g en lo que resta de la labor hasta el derrumbe oriental; hacia el oeste la estructura es muy difusa al punto de dudar si la galería está reconociendo la verdadera veta, no obstante su rumbo es correcto y seguramente la falla se resuelve en guías con diversos rumbos e inclinaciones.

El cortaveta del nivel 1.969,10 m antes de llegar a Ramón, atraviesa una estructura secundaria paralela, que se la ha denominado veta Oeste, con inclinación algo mayor, por lo que a profundidad se adosaría a la primera; los 50 m reconocidos muestran solo guías conjugadas, con algo de impregnación de oxidados de cobre en la caja noroeste y una sola lente, pobre, de corto recorrido.

En el tramo del clavo, el laboreo 1927, de acuerdo a Ruiz, reconoce una estructura mineralizada, subparalela a la Ramón, pero hacia el noreste; lo que se interpreta como una veta secundaria (José María) la que, aún sin conocer su inclinación, en el corte B y ante el quiebre de la proyección de la veta Ramón, se la interpreta como un adosamiento de la principal.

En la Proyección Longitudinal Vertical (figura 4) se ha reunido los antecedentes de leyes muestreadas por Sobral y Ruíz y se ha interpretado lo explotado. De la geología detallada de superficie se destaca la presencia y posición de la brecha dacita-esquisto. De acuerdo al corte geológico C y a la proyección antecitada, parece bastante probable que la intersección del cuerpo de la veta Ramón con la brecha haya provocado la morfología del clavo explotado. En efecto, el hecho que la veta José María en el nivel 1.927 presente sus mejores leyes (0,40 m con 7 gAu/t), en posición estructural similar y que el único acceso adicional como cortaveta fuese labrado en el cuerpo de la brecha, confirma la relación clavo-brecha. Además, del muestreo de Sobral, se observa que la mayor ley y ancho (0,19 m con 45 gAu/t) de la veta Ramón se localiza en la brecha; incluso se encuentra en ella uno de los dos lugares en que dicho autor observó sulfuros primarios. Fuera del clavo interpretado y hacia el noroeste, las galerías reconocidas por Sobral, no tenían evidencias de explotación, lo que permite deducir la no existencia de clavos similares.

En el nivel 1.969 abierto en el programa de 1982, el muestreo Ruiz señala un tramo de 12 m con 0,39 m de ancho y ley media de 3,8 gAu/t, siendo el resto con valor inferior y el avance extremo oeste-noroeste francamente estéril; excepto la muestra errática 0,32 m con 51 gAu/t la que probablemente haya provocado la ejecución de la chimenea a superficie. Hacia el este al final de la galería accesible, Sobral tiene una muestra de 0,35 m con 31 gAu/t, pudiendo corresponder a un subclavo sugerido por la observación de sulfuros en niveles superiores hecha por el mismo autor.

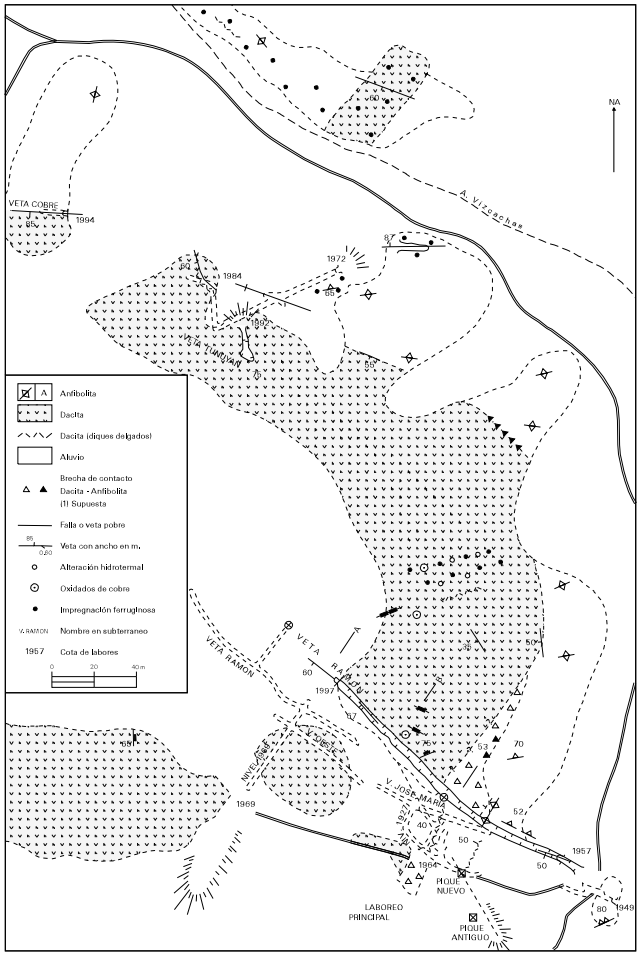


Figura 3. Mapa geológico de la mina San Ramón.

En cuanto a la veta secundaria José María, descubierta en el nivel 1.927, las leyes obtenidas muestran un clavo de 20 m de corrida con valores promedio de 7 gAu/t en 0,40 m de ancho, que es la mejor ley obtenida en la exploración de 1982. Posición que, de acuerdo a la reconstrucción estructural, estaría fuera de brecha, lo cual ratifica una vez más la importancia metalogenética de ese control litológico.

Mineralización

Los sulfuros primarios de la mena según Sobral, quien tuvo acceso al laboreo de explotación, son: galena, esfalerita, calcopirita y arsenopirita. Del estudio de concentrados de relaves se ha detectado además calcocina y entre los secundarios: hematita, goethita, lepidocrosita, covelina, malaquita y todorokita; también oro libre, al que se supone supergénico. Como minerales de ganga se determinaron cuarzo, rutilo y carbonatos en la mina San Ramón y tremolita en las bandas ferruginosas extradacíticas.

Metalogénesis

Regionalmente se interpreta la presencia de tres pulsos metalogénicos. El primero representado por el yacimien-

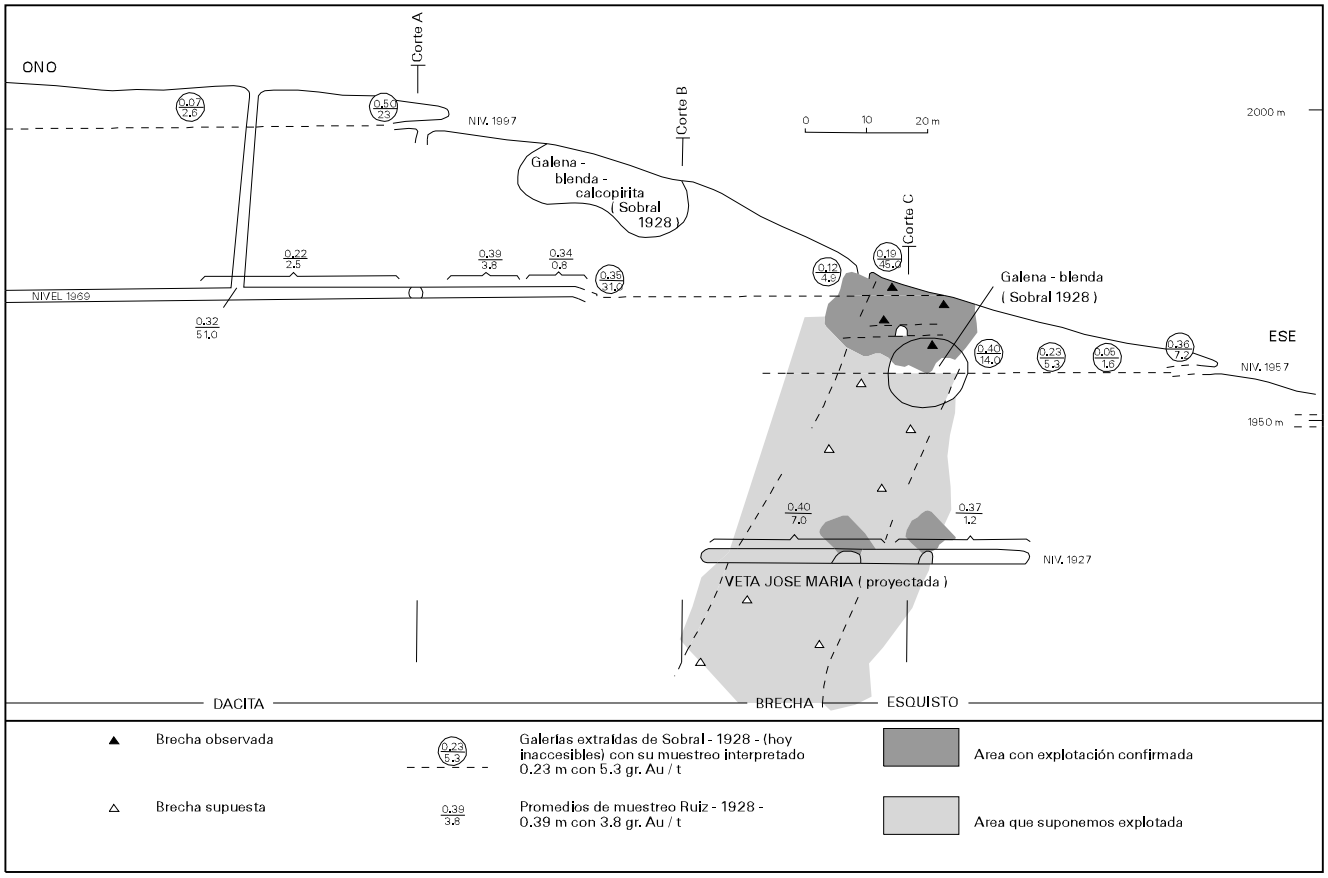


Figura 4. Veta Ramón. Proyección longitudinal vertical.

to de magnetita Don Rocha, ubicado 20 km al sur de San Ramón, originado por segregación del magma peridotítico y, en consecuencia, de edad Proterozoico. El segundo ligado con el stock granítico Las Cuevas de edad tardiovaríscica, representado por varios yacimientos de wolframio (La Josefina y otros). Y el tercer pulso señalado por la paragénesis galena-esfalerita-calcopirita-pirita y oro, distribuido en una corrida de rumbo norte con más de 15 km de longitud e indicado, de norte a sur, por las minas San Ramón (Au), Salamanca (Cu), Barrera (Cu), Grupo Saltos (Pb) y San Pablo (Ba).

Estos pulsos jalonan sendos alineamientos de rumbo nornoreste, tectónica aparentemente dominante hasta el Paleozoico superior. Al final del mismo se manifiesta un nuevo alineamiento tectónico de dirección oeste-noroeste, expresado por el rumbo de los filones correspondientes a la asociación volcánica tardiovaríscica (riolitas, pórfiros cuarcíferos, etc.) y al que se acomodan además expresiones del drenaje , la mayoría de las vetas del área La Porteña, evidencias de fluorita y termalismo (travertino).

Los fracturamientos nornoreste y oeste-noroeste parecen controlar además una distribución de yacimientos en escala aún mayor que la provincial, como lo demuestra el gráfico de figura 1.B, relacionando importantes yacimientos cupríferos de Chile con manifestaciones menores de La Argentina.

La metalogenia local está relacionada con la asociación pirita-calcopirita-galena-esfalerita que puede corresponder a una paragénesis epitermal ya que no se registran minerales de alta temperatura y además su posición es postextrusiva (dacítica). De tal manera que el modelo metalogenético de La Porteña sería el de depósitos relacionados a volcanismo subaéreo.

Es posible que exista una vinculación genética con la mina Salamanca donde el único mineral que discrepa en rango de emperatura con la asociación de San Ramón es la pentlandlita, la que podría relacionarse con el ciclo tardíovaríscico, generador de los depósitos de wolframio. En todo caso en el área La Porteña hay, como en Salamanca, una relación peridotita-serpentina-tremolita-clorita; las dos últimas conectadas con el hidrotermalismo postplioceno. Por lo que se podría postular para Salamanca dos ciclos metalogénicos superpuestos: tardiovaríscico y plioceno.

PERSPECTIVAS MINERAS

ÁREA LA PORTEÑA

La prolongación teórica de algunas de la manifestaciones mineralizadas aflorantes, aporta con uno de los factores concurrentes a la génesis de las bonanzas reconocidas

en el área. En la figura 5 se sintetiza tal esquema; los parámetros utilizados fueron extraídos de los mapas geológicos de detalle del área. No obstante se asemejan a los lineamientos interpretados a escala regional (figura 1).

El clavo C surge de la intersección de la corrida de la veta Ramón con la prolongación de la veta Guada y corresponde a la bonanza local de la primer veta registrada en el nivel 1.969 (0,32m con 50 gAu/t), donde se perforó la chimenea a superficie. El clavo E, explotado por los antiguos, fué especialmente cpnsecuencia de la intersección de la veta con la brecha dacita-anfibolita.

De los seis núcleos sin exploración el de mayor interés es el "h", coincidente con el dique dacítico ferruginoso de 20 m de potencia en el Arroyo Vizcachas; una muestra extraída en superficie, a punta de martillo, dió valores bajos en CuZn (< 0,05%) pero 1 gAu/t. Aunque aflora parcialmente, su sola área expuesta proporcionaría 150.000 t cada 55 m de profundidad, lo que justifica un muestreo formal de superficie en una primera etapa exploratoria.

MINA SAN RAMÓN

De acuerdo a las características de sus vetas, puntualizadas precedentemente en "Yacimiento", se descartan posibilidades mineras a localizarse en el laboreo principal, a excepción del clavo en la brecha de la veta Ramón.

Según Sobral la mena del clavo, extraída durante su explotación, fué tratada *in situ* en una rudimentaria planta de amalgamación, de la que hasta 1982 quedaba la base granítica del trapiche; y del relave, parcialmente erosionado, se conservaban aún unos 50 m^3. Se asume que aquel clavo haya tenido 15 m de corrida y 40 m de profundidad con lo que el panel comprometido tuvo unos 600 m^2 del que, considerando pilares y zonas pobres (30% ?), se habrían extraído unos 400 m^2 de veta. Si todo el relave corresponde a este clavo y del conocimiento del distrito parece que así fuera, la potencia de la veta extraída sería de 0,25 metros.

Sobre el valor de esa mena se supone que el material fue oxidado prácticamente en su totalidad (el concentrado gravitatorio del relave arrojó solo vestigios de sulfuros), por lo que el mayor porcentaje del oro contenido estaba al estado libre; un análisis del relave dió 4 gAu por tonelada. Si la recuperación del trapiche hubiese sido del 90% la ley de cabeza era 40 gAu/t y de 20 gAu/t con 80% de recuperación. Lo precedente, si bien de nivel altamente especulativo, encuadra la magnitud de lo explotado. En resumen, se habría contado con un clavo de 15 m de longitud, potencia 0,25 m y ley entre 20 y 40 gAu/t y quizá explotado hasta 40 o 50 m de profundidad.

En una explotación formal, exigiendo un ancho mínimo de laboreo de 1 m, la ley del conjunto oscilaría entre 5 y 10 gAu/t. Y, considerando que el futuro mineral debe ser extraído por debajo de los 50 m de profundidad, muy probablemente la mena es de tipo marginal en un análisis económico. De cualquier manera los parámetros utilizados son demasiado teóricos como para desalentar toda actividad futura para este depósito, especialmente existiendo ya un pique de 32 metros.

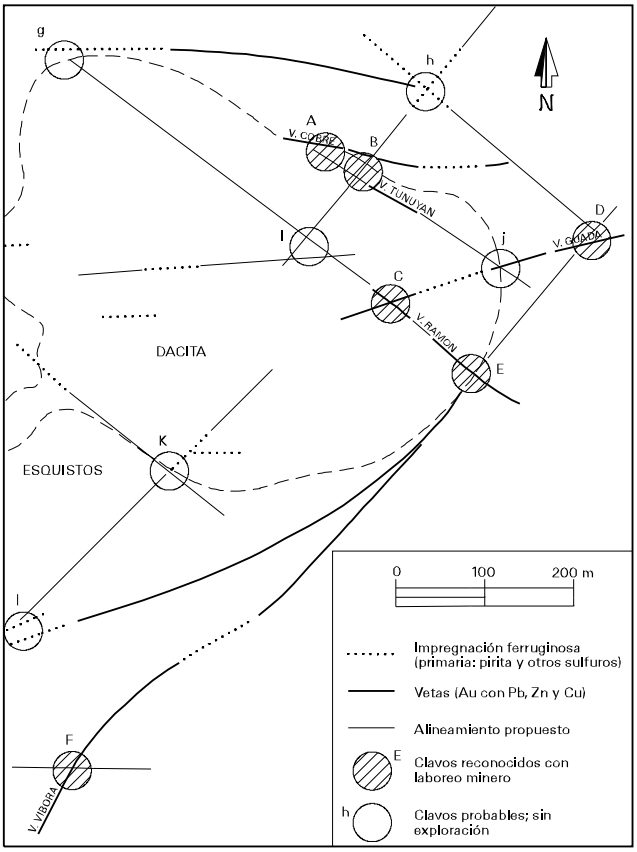


Figura 5. Alineamientos mineralogenéticos.

BIBLIOGRAFÍA

Bassi, H. G. L., E. Arcidiácono, R. Carrillo y M. S. Alonso, 1984. Evaluación geológica de objetivos auríferos en el área La Porteña y Mina San Ramón, Mendoza. *9º Congreso Geológico Argentina, Actas, Asociación Geológica Argentina,* 5: 432-451.

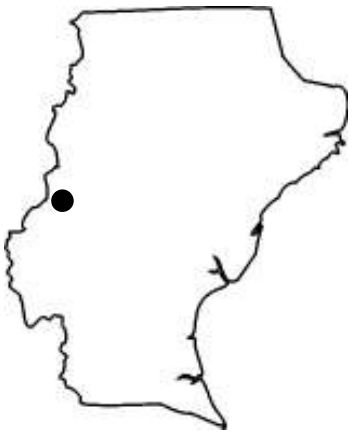
Kittl, E., 1932. Los yacimientos auríferos de la República Argentina, génesis y posición geológica. *Revista Minera, Geología y Mineralogía,* Nº 4.

Polansky, J., 1972. Descripción geológica de la hoja 24 a b, Cerro Tupungato. *Subsecretaría de Minería, Boletín* 128. Buenos Aires.

Sobral, J. M., 1928. La mina aurífera de San Ramón, departamento Tupungato, provincia de Mendoza. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología,* Publicación Nº 13. Buenos Aires.

Somaruga, J., 1953. Mina San Ramón. *Banco Industrial de la República Argentina.* Informe Inédito. Buenos Aires.

Márquez, M. J., 1999. El prospecto polimetálico Arroyo Correntoso, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1745-1746, Buenos Aires.



EL PROSPECTO POLIMETÁLICO ARROYO CORRENTOSO, SANTA CRUZ

Marcelo J. Márquez[1]

INTRODUCCIÓN

El área donde se emplaza la mineralización denominada Arroyo Correntoso fue identificada por geólogos de la actual Subsecretaría de Minería durante la etapa de prospección geoquímica regional. Luego, a través de un convenio con la Agencia de Cooperación Internacional Japonesa (JICA), se efectuó el mapeo semidetallado y muestreo litoquímico de los sectores con mineralización más intensa, cuyos datos se brindan en esta síntesis. En los últimos años la empresa minera de la provincia de Santa Cruz (Fomicruz) que posee los derechos mineros del prospecto, ha efectuado tareas de prospección y exploración orientados a obtener información para su evaluación económica.

UBICACIÓN

La manifestación se localiza en la Cordillera Patagónica (figura 1), en el sector oeste de la provincia de Santa Cruz (49º01'S y 72º48'O).

GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas que componen este sector de la Cordillera Patagónica Austral representan a los procesos geológicos desarrollados durante el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

La unidad litoestratigráfica más antigua es la Fomación Río Lácteo constituida por pizarras y cuarcitas, afectadas por débil metamorfismo regional e intensamente plegadas, que se asigna al Silúrico-Devónico. Es cubierta discordantemente por las rocas piroclásticas y lávicas ácidas que integran el Complejo El Quemado del Jurásico medio (142-159 Ma). Sobre ambas unidades se apoyan discordantemente las areniscas de la Formación Springhill (Tithoniano), seguidas en concordancia por las turbiditas de la Formación Río Mayer del Neocomiano. El conjunto es atravesado por intrusivos pequeños (diques y stocks) de granitoides de la Formación Granito Fitz Roy de edad Miocena (16-18 Ma). Durante el Cuaternario la región es afectada por una intensa acción glaciar de la que se preservan numerosos depósitos.

MINERALIZACIÓN

La manifestación está constituida por tres sectores sobre ambas márgenes del Arroyo Correntoso (figura 1). La roca que hospeda la mineralización es la secuencia de volcaniclastitas del Complejo El Quemado, que en el sector tiene mantos espesos de estratificación grosera dispuestos con rumbo aproximadamente norte-sur y suave inclinación al este.

El sector I con mayor concentración de mineralización y alteración tiene una morfología elongada en dirección este-noreste de 1.100 m de largo, 150 m de ancho y 100 m de desnivel y los sectores II y III tienen entre 100 y 200 m de largo.

Los minerales metalíferos aparecen como venillas, vetas y diseminados distribuidos de manera inhomogénea dentro de los sectores mineralizados. Las venillas van desde milímetros hasta 2-3 cm y tienen corridas de 1 m, son controladas por el diaclasamiento de las volcanoclastitas y aparecen aisladas aunque localmente se concentran constituyendo un *stockwork* de trama abierta. Se han observado

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación Regional Patagonia.*

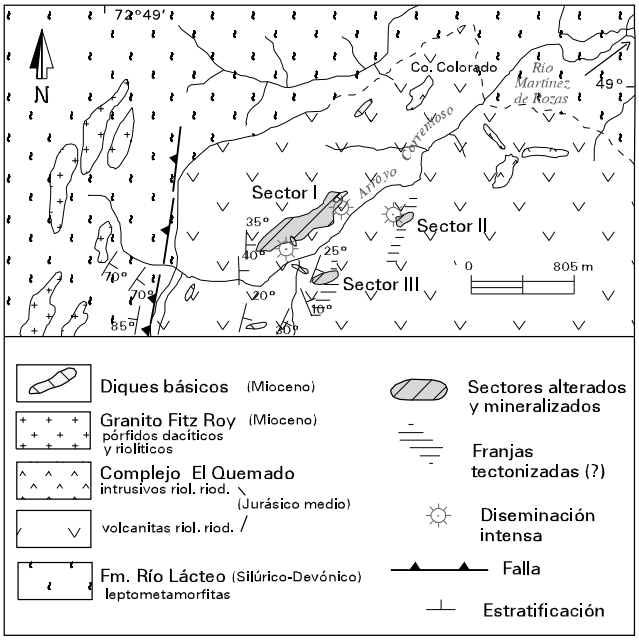


Figura 1. Mapa geológico del área de arroyo Correntoso.

fragmentos de vetas con potencias de 0,20-0,30 m aunque se desconoce la corrida por falta de afloramiento. Los diseminados tienen diseño tabular se asocian con la mayor intensidad de la alteración hidrotermal y se han identificado con un ancho de 3 a 4 m y 20 m de largo. Localmente afloran brechas tectónicas con clastos angulosos de volcanitas, rellenos con sulfuros y cuarzo.

La calcografía indica la presencia de: pirita, esfalerita, galena, calcopirita, molibdenita, pirrotina, tetraedrita, arsenopirita, argiropirita (?) y oro en ganga de cuarzo, calcita y menor proporción de siderita (Donnari, 1979). Las mineralizaciones se asocian con alteración hidrotermal de tipo silícea±pirítica y en menor proporción hay alteración arcillosa y alteración sericítica (Fenández *et al.*, 1979), que responden a un claro control estructural. El nivel de oxidación es muy somero, ya que a centímetros de la superficie aparecen sulfuros frescos. Son escasos los *boxworks* y los minerales oxidados, aunque las limonitas piríticas son abundantes.

El muestreo litoquímico efectuado sobre las mineralizaciones con metales base a la vista, sobre un total de 46 muestras da el siguiente promedio aritmético: Au 0,5 ppm, Ag 55 ppm, Zn 1,8%, Pb 0,53 % y Cu 0,01%. Si se seleccionan sólo las muestras pertenecientes a zonas con diseminación se obtiene el siguiente promedio: Au < 0,01 ppm, Ag 66 ppm, Zn 3,59 %, Pb 0,42 % y Cu 0,02 %. (Agencia de Cooperación Internacional Japonesa, 1981; Márquez, 1997)

Unos 2.000 m hacia el oeste, en los diques de pórfidos riolíticos miocenos y las metamorfitas (figura 1) hay venillas y vetas delgadas portadoras de sulfuros de metales base con similares características que las descriptas.

Los rasgos de las mineralizaciones, su paragénesis y relaciones texturales-estructurales indican la existencia de más de un pulso de mineralización en condiciones meso a epitermales. La reiterada asociación espacial de las mineralizaciones con intrusivos discordantes de composición riolítica permite postular la existencia de una vinculación genética entre ambos, donde los cuerpos ígneos miocenos habrían provocado la anomalía térmica y parte de los fluidos que generaron los sistemas hidrotermales que producen las mineralizaciones.

BIBLIOGRAFÍA

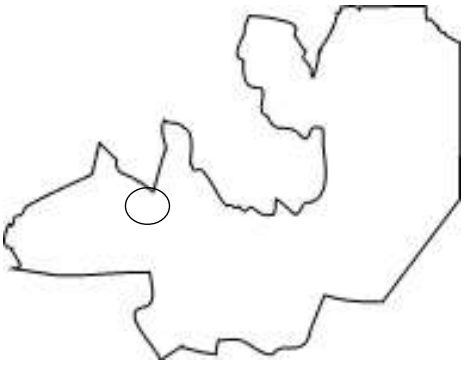
Agencia de Cooperación Internacional del Japón, 1981. Informe de los Estudios Básicos sobre la exploración de Recursos Minerales en la zona norte de la República Argentina. (Cuarta Etapa). *Secretaría de Minería,* inédito, 1: 55-73. Buenos Aires.

Donnari, E., 1979. Estudio Calcográfico Proyecto 19 ND Lago Viedma-Lago San Martín. *Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Fernández, M. I., N. Pezzutti y M. Godeas, 1979. Descripciones petrográficas Proyecto 19 ND Lago Viedma-Lago San Martín. *Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue,* inédito. Comodoro Rivadavia.

Márquez, M. J., 1997. Prospecto polimetálico Arroyo Correntoso, Laguna del Desierto, Cordillera Patagónica Austral, Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino,* 3: 123-130. Buenos Aires.

Ramallo, E., 1999. Los depósitos de perlitas de Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1747-1748, Buenos Aires.



LOS DEPÓSITOS DE PERLITAS DE SALTA

Eulogio Ramallo[1]

INTRODUCCIÓN

En la Puna salteña se conoce la presencia de materiales relacionados a los extremos más ácidos del vulcanismo cenozoico calcoalcalino tales como perlitas, obsidianas, pumicitas y puzolanas.

En términos generales se puede decir que las perlitas son materiales químicamente inertes, con una composición química promedio que incluye: 69-73 % de SiO_2, 12-18 % de Al_2O_3, 1,5-2,3 de Fe_2O_3, 5,5-7 % de $Na_2O + K_2O$, 3,1-5 % de CaO + MgO y 2-6% de H_2O. La característica principal de las mismas es que calentadas a cierta temperatura (650 a 1.000°C) expanden hasta 20 veces su volumen original por pérdida de agua, con una notable disminución de su densidad (35 a 80 kg/m^3). Son materiales livianos, atérmicos y antisonoros. Las propiedades mencionadas permiten su utilización como agregado liviano en la construcción, material filtrante, mejorador de suelos, soporte de abonos, etc. (Schalamuk *et al.*, 1983).

El aprovechamiento de las perlitas es relativamente reciente, no obstante el aumento de la demanda de este material ha generado un incremento en la búsqueda y explotación en la zona cordillerana, dando lugar a operaciones mineras de cierta envergadura, que teniendo en cuenta la abundancia de las mismas, presentan un futuro razonablemente auspicioso.

UBICACIÓN

Las ocurrencias más importantes de materiales perlíticos en Salta se encuentran en el departamento Los Andes, destacándose los ubicados en la Quebrada de Quirón, Quebrada de Rupasca, La Ramada y Vega de Arizaro.

RESERVA, PRODUCCIÓN

Según información de la Secretaría de Minería de la Provincia de Salta la producción de perlita en distintas canteras durante 1998 fue la siguiente, cantera Taurus (quebrada de Quirón): 999 t; cantera Acuyico (quebrada de Quirón): 2.071 t; cantera Angel del Infierno (quebrada de Quirón): 2.454 t; cantera Cristina (Rupasca): 3.243 t; cantera La Pava (Ramadas): 10.670 t y cantera Mariana (El Queva): 2.058 toneladas.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Los depósitos de perlitas de la quebrada de Quirón, estudiados por Quartino *et al.* (1971) afloran en el faldeo suroeste del cerro Azufre, parte del complejo volcánico de El Quevar, 20 km al sureste de Estación Pocitos, cercanos al camino que une esta localidad con Santa Rosa de Pastos Grandes. En el área afloran componentes volcánicos que incluyen rocas andesíticas de la Formación Rumibola, a las que se asocian rocas felsíticas, brechas, rocas vítreas perlíticas y semiperlíticas, todas apoyadas en discordancia sobre elementos sedimentarios psamíticos y pelíticos marinos del Ordovícico. La relación entre rocas vítreas y andesíticas no es clara, aunque se supone que los vidrios son posteriores, considerándoselos como productos póstumos del proceso volcánico. Estructuralmente constituyen formas dómicas.

LITOLOGÍA

La perlita es de coloración verde grisácea, con alto porcentaje de agua, que le da gran capacidad de expansión,

[1] *SEGEMAR, Delegación Salta.*

caracterizándose por su fracturación, estructuras de flujo y un contenido de vidrio superior al 95%. Localmente contiene inclusiones de andesitas y tobas.

Canteras de perlitas

Entre los yacimientos más conocidos de la zona figuran las canteras Anfitrite, Taurus, Rosita, Angel del Infierno y Acuyico. Las reservas calculadas para las canteras de este sector por Quartino *et al.* (1971) señalan 6.257.000 t de volumen determinado y 2.310.000 t de volumen inferido. Hacia el norte del sector, en el cerro El Queva, se encuentra la cantera Mariana, de características similares.

El área de Rupasca se encuentra 45 km al sursuroeste de San Antonio de los Cobres. El material perlítico aflora como bochones o en forma masiva, conformando cuerpos dómicos asociados a rocas ácidas y lentes andesíticos. La variedad principal de perlita es de color gris, aspecto sedoso, textura maciza y fractura concoidea. Las canteras Tina y Cristina son las más importantes.

En el paraje Ramadas, 15 km al norte de San Antonio de los Cobres, afloran perlitas y obsidianas granatíferas en forma de coladas lávicas, asociadas a depósitos piroclásticos de composición riolítica, dentro de los límites de una caldera de explosión producidas en las etapas finales del episodio volcánico. Se reconocen dos tipos de yacencias: masivas, medianamente consolidadas y asociadas al cuerpo dómico central, en las canteras El Pato, El Ciervo, La Pava y otras. Las estratificadas y poco consolidadas relacionadas a la emisión de oleadas piroclásticas son las canteras Sol, Sol II y Joaquín (Sureda *et al.*, 1986).

Ubicada 5 km al noroeste de la estación Vega de Arizaro aparece una estructura dómica que constituye el cerro Amarillo, desde el que fueron emitidas algunas coladas de formas ameboidales. Tanto el domo como las coladas están constituidos dominantemente por rocas hialinas blancas con participación mayoritaria de variedades perlíticas duras o expandibles. Las canteras Lurgo I, II y III y Los Volcanes se ubican en las partes superficiales del cuerpo que denota una gran homogeneidad. Algo más al norte afloran las ocurrencias de Cerro Morado, de poca magnitud, compuestas por material vítreo de escasa o nula capacidad de expansión. (Sureda *et al.*, 1986).

BIBLIOGRAFÍA

Quartino, B., R. Zardini y R. Llorente, 1971. Estudio geológico económico de los yacimientos de perlita Taurus y Anfitrite, Salar de Pocitos, Provincia de Salta. *1º Simposio Nacional de Geología Económica.* San Juan.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Subsecretaría de Minería, Anales,* 20.

Sureda, R. M. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino, provincias de Salta y Jujuy. *Capricornio*, 1(1): 29-95.



MIOCENO-PLEISTOCENO:

Magmatismo de retroarco

Depósitos asociados a volcanismo subaéreo
El yacimiento de hierro Huantraico, Neuquén

Zappettini, E. O., 1999. El yacimiento de hierro Huantraico, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1751-1753, Buenos Aires.



EL YACIMIENTO DE HIERRO HUANTRAICO, NEUQUÉN

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Las manifestaciones ferríferas conocidas como yacimiento Huantraico se localizan en el pie oriental de la sierra homónima, a una altura de 1.000 m s.n.m., en el departamento Pehuenches (figura 1).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

El primer reconocimiento geológico del sector fue efectuado por Varese (1945), quien relevó las labores mineras existentes y muestreó la mineralización. Una nueva descripción fue realizada por Ramos (1981) y finalmente un estudio que comprendió estudios mineralógicos, químicos y magnetométricos fue realizado por Zappettini (1986), parte de cuyos resultados están sintetizados en el trabajo de Rubinstein y Zappettini (1990).

La mineralización reconocida es de escasas dimensiones por lo que carece de interés económico. La única expectativa económica del sector responde a la eventual presencia de mantos mineralizados asociados al basalto con el que se vincula genéticamente.

GEOLOGÍA REGIONAL

El yacimiento Huantraico se encuentra localizado en el sector sudoriental de la sierra de Huantraico, constituido por una secuencia de areniscas mesozoicas (Formación Portezuelo) sobre las que yace en discordancia angular un conjunto de piroclastitas con intercalaciones de sedimentitas (Formación Carrere) y volcanitas terciarias (Basaltos de Huantraico) interdigitadas. El conjunto está afectado por intrusiones pertenecientes al mismo ciclo eruptivo (Andesita Pichi Tril y Formación Desfiladero Negro). La mena ferrífera se emplazó en relación con basaltos de afinidad alcalina de edad miocena inferior (Formación Cerro Cabras). El Cuaternario está representado por basaltos y depósitos de dos niveles de pedimentación. Las diversas entidades se hallan en parte cubiertas por depósitos aluviales y de remoción en masa. La estructura de la comarca es el resultado de varias fases de deformación acaecidas durante el ciclo Andico.

MORFOLOGÍA

La mineralización constituye un dique con rumbo N47°O e inclinación 30-35°NE, disponiéndose además en venillas, pequeños mantos y como nódulos dispersos en el basalto de la Formación Cerro Cabras.

MINERALOGÍA

El cuepo principal está constituido por un agregado cristalino grueso de magnetita con incipiente reemplazo por hematita en las superficies de clivaje y fractura. La ganga está formada por apatita, cuya distribución no es regular en todos los cuerpos; por lo general se halla concentrada en fajas donde predomina sobre la magnetita, constituyendo agregados subparalelos de cristales prismáticos hexagonales de color amarillo a blanco con tamaños variables entre 1 mm y 5 centímetros. Hay también calcita, menos abundante, en masas espáticas.

Se han hallado bloques sueltos de magnetita de textura masiva afanítica con amígdalas rellenas por agregados fibroradiales de thompsonita y apatita que pueden corres-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR*

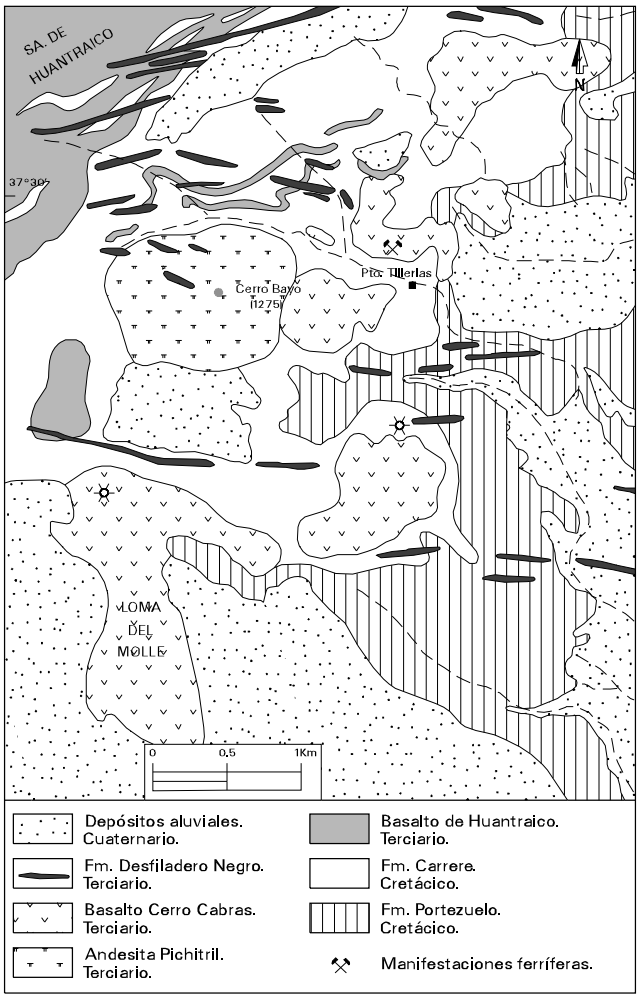


Figura 1. Geología del sector suroriental de la Sierra de Huantraico y localización de la mineralización ferrífera (Rubinstein y Zappettini, 1990).

ponder a niveles de mineralización mantiforme. En ellos la magnetita se dispone en capas centimétricas asociada a escapolita, plagioclasa y carbonatos.

En cuanto a la alteración hidrotermal se ha observado silicificación en los niveles de tobas intersectados por la mineralización y cloritización en los niveles basálticos.

Los estudios magnetométricos (mediante magnetometría de campo total y campo vertical) permitieron identificar anomalías de carácter puntual y una principal coincidente con la zona mineralizada en superficie. Su morfología corresponde a un cuerpo de 100 m de longitud inclinado hacia el oeste, con un espesor inferior al metro y con desarrollo vertical del orden de los 20 m (Garavilla, 1986).

En las cercanías de la mineralización descripta se localizó un manto de especularita intercalado en el contacto entre un manto basáltico y las tobas de la Formación Carrere. Constituye un banco continuo de unos 20 cm de espesor, en el que los cristales de hematita se disponen perpendicularmente al mismo. Como producto de alteración superficial se presentan limonitas con tonos iridiscentes cobrizos y, más raramente, verdes. Se considera desvinculado genéticamente de la mineralización principal.

Quimismo

Varese (1945) indica para la magnetita del yacimiento un contenido en Fe variable entre 41 y 66%. En una muestra determinó Fe: 65%, TiO_2: 0,06%, CaO: 2,02% y P_2O_5: 3,71%.

Los resultados indicados en Rubinstein y Zappettini (1990) indican para una magnetita los siguientes contenidos en hierro (%) y en elementos traza (en ppm), Fe: 65; Mn: 770; V: 1.200; Mg: 833,3; Co: 14,08; Ni: 188; Cu: 79,31; Cd: 16, 36; Sb: 100; Pb: 35; Zn: 419,23; Ag: 2,86.

La ausencia de minerales accesorios señalaría que el titanio y el níquel se encuentran reemplazando al hierro en la estructura de la magnetita.

La composición de la apatita en elementos mayoritarios es CaO: 56%, P_2O_5: 41%, Cl: 3%.

Su contenido en tierras raras, determinado por espectrofotometría de plasma es, La: 2.828,5; Ce: 5.486,5; Nd: 2.262; Sm: 379; Eu: 26,5; Gd: 253,5; Dy: 151,5; Ho: 21; Ho: 21; Er: 51; Yb: 32,5; Lu: 3,5; Y: 675. ETR (total): 12.163,5.

La apatitas muestra un alto contenido en Cl, lo que sugiere una temperatura de formación alta, evidenciada asimismo por la ausencia de tremolita (Menard, 1988).

La distribución y contenido en tierras raras muestra un predominio del grupo de las tierras raras livianas, con una relación La:Lu (cn) = 80 lo que indicaría una tendencia alcalina en las vulcanitas con las que se asocia genéticamente. La anomalía negativa en Eu (Eu/Eu* = 0,26) puede interpretarse, siguiendo a Pauchelt y Emmerman (1976) como indicadora de una baja fugacidad de oxígeno, lo que a su vez explicaría la ausencia de hematita primaria en la mena portadora de magnetita-apatita.

MODELO GENÉTICO

El depósito fue originalmente comparado mineralógicamente con el yacimiento El Laco (Chile) por Ramos (1981).

La morfología, paragénesis y alteración hidrotermal descriptas permiten asimilar esta manifestación a los yacimientos de la Franja Ferrífera de Atacama-Coquimbo, ubicados en la Cordillera de la Costa de Chile, cuya génesis aparece asociada a un período de *rifting* en el sistema arco volcánico cuenca tras-arco del Cretácico inferior (Oyarzún y Frutos, 1982). El distrito plioceno de El Laco, así como el de edad miocena de mina Frontera presenta afinidades petrológicas y mineralógicas con la faja citada, pero difiere de la misma en cuanto a su morfología, lo que está estrechamente vinculado al nivel de emplazamiento. Estas diferencias así como la ausencia de hematita primaria, característica en el yacimiento El Laco (Shiga *et al.*, 1988) en el depósito Huantraico, favorecen su comparación con la citada Franja Ferrífera.

La mineralización se vincula genéticamente con un régimen distensivo representado por el basalto de la Formación Cerro Cabras de edad miocena inferior. Su edad se corresponde con un régimen distensivo que tuvo lugar entre los 16 y 20 Ma (Frutos, 1988) vinculado con una reducción en la velocidad relativa en la convergencia de las placas Nazca y Sudamericana. Esta relación se traduce en el carácter alcalino de la volcanita mencionada, coherente con el perfil de distribución de las tierras raras en la apatita del depósito.

Su similitud con el ambiente generado en el Cretácico en Chile permite postular un mismo mecanismo de formación implantado en la región de retroarco extraandina. En este modelo la mena ferrífera constituiría un producto de diferenciación magmática emplazado en fracturas tensionales. La presencia de estructuras abiertas (drusas de magnetita-apatita) sugieren la posibilidad de un transporte, al menos parcial neumatolítico a hidrotermal.

BIBLIOGRAFÍA

Garavilla, R., 1986. Informe magnetométrico del yacimiento Huantraico, provincia del Neuquén. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, inédito.

Frutos, J., 1988. Evolución de las trayectorias de esfuerzo en la tectónica de los Andes Meridionales. *5º Congreso Geológico Chileno,* 1: A261-282. Santiago de Chile.

Menard, J., 1988. Las relaciones entre los plutones dioríticos y la mineralización de hierro a la latitud de Vallenar, III Región. *5° Congreso Geológico Chileno,* 3: G83-98. Santiago de Chile.

Oyarzun, J. y J. Frutos, 1982. Proposición de un modelo genético para los depósitos cretácicos de magnetita del norte de Chile. Discusión de un esquema general para las mineralizaciones ferríferas asociadas al magmatismo calcoalcalino. *5° Congreso Latinoamericano de Geología,* 3: 25-39. Buenos Aires.

Pauchelt, G. y R. Emmerman, 1976. Bearing of rare earth patterns of apatites from igneous and metamorphic rocks. *Earth Planetary Sciences, Letters,* 31: 279-286.

Ramos, V., 1981. Descripción geológica de la hoja 33c, Los Chichuidos Norte, provincia del Neuquén. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 182. Buenos Aires.

Rubinstein, N. y E. Zappettini, 1990. El cenozoico del sector sudoriental de la sierra de Huantraico, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 45 (1-2): 120-128.

Shiga, Y., J. Frutos, G. Alfaro y S. Espinoza, 1988. Some iron ore deposits in Northern Chile. *5° Congreso Geológico Chileno,* 1: A261-282.

Varese, F., 1945. Informe sobre el yacimiento de hierro de Huantraico (Departamento Pehuenche, Gobernación del Neuquén). *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito.

Zappettini, E., 1986. Informe sobre las manifestaciones ferríferas del cerro Bayo, Sierra de Huantraico, provincia del Neuquén. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* inédito.



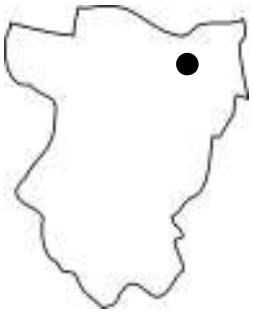
(EOCENO)-OLIGOCENO-PLIOCENO:

Cuenca de antepaís

Depósitos sedimentarios y asociados a sedimentos

Yacimientos de caliza sedimentaria y calcita hidrotermal, Tucumán
Yacimientos de yeso de Tucumán
Yacimientos de yeso de La Rioja
Yacimiento Rodolfo, distrito uranífero Valle de Punilla, Córdoba

Ávila, J., J. E. Lazarte, M. Gianfrancisco y A. S. Fogliata, 1999. Yacimientos de caliza sedimentaria y calcita hidrotermal, Tucumán. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1757-1759, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE CALIZA SEDIMENTARIA Y CALCITA HIDROTERMAL, TUCUMÁN

Julio Avila[1,2], José E. Lazarte[1,2], Miguel Gianfrancisco[1] y Ana S. Fogliata[1,2]

INTRODUCCIÓN

En la provincia de Tucumán existen yacimientos y manifestaciones de calizas de distinta génesis.

En el sector nororiental se encuentran los depósitos de calizas oolíticas sedimentarias de edad terciaria. En la ladera oriental de la sierra de La Ramada afloran los filones de calcita de Farallón Blanco de posible origen hidrotermal.

CALIZAS SEDIMENTARIAS

Los núcleos de las Sierras del Noreste de Tucumán (Alderete, 1984) están constituidos por metamorfitas de edad precámbrica-eocámbrica, son pizarras y filitas pertenecientes a la Formación Medina (Bossi, 1969). Sedimentitas cretácicas y terciarias afloran en los faldeos de las sierras. En general la cubierta sedimentaria tiene rumbo nornoreste-sursuroeste, coincidente con la dirección principal de las sierras, y suaves buzamientos al este y oeste. La estructura dominante está vinculada con una fase de deformación de la tectónica Ándica acaecida a fines del Terciario.

Existen afloramientos de calizas sedimentarias en ambos flancos de las sierras, se reconocen principalmente en las sierras de la Ramada, del Campo y de Medina (Farías, 1992).

Los bancos de calcáreo oolítico pertenecientes a la Formación Río Salí de edad miocena-pliocena (Bossi, 1969) afloran en los faldeos de las mencionadas sierras. Estos cordones montañosos, cuyas alturas no superan los 1.700 m, se encuentran en el departamento Burruyacu.

En la actualidad solamente se encuentran activas, con regímenes discontinuos de trabajo, una cantera en la sierra de La Ramada y otra en la sierra del Campo. El mineral es tratado en una planta próxima a las canteras ubicada en las cercanías de la localidad de Taruca Pampa. En esta planta se trata también el mineral de características similares que se explota en el cerro Remate, provincia de Santiago del Estero.

Las calizas se utilizan principalmente para la obtención de cal hidratada. La producción abastece parte de las necesidades de la provincia de Tucumán.

La mayoría de las veces fueron explotados a cielo abierto aprovechando el suave buzamiento del banco, la escasa cobertura y la topografía. El frente de cantera, de dimensiones variables, raras veces supera los 50 m de largo. El límite de la explotación en general está dado por la relación estéril/mineral que se incrementa a medida que avanzan los trabajos mineros, debido a la topografía del terreno.

Se han reconocido también algunos túneles y evidencias de que se aplicó el método de cámaras y pilares en forma rudimentaria cuando las condiciones geotécnicas de las calizas y las cajas lo permitieron.

Los depósitos se conocen y han sido trabajados de manera discontinua desde el siglo pasado.

Existen varios dueños de campos donde afloran las calizas oolíticas. La planta de tratamiento ubicada en Taruca Pampa es propiedad la compañía Minera del Norte S.R.L.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Los bancos de caliza oolítica integran la Formación Río Salí. Esta unidad estratigráfica, de origen continental,

[1] *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.*

[2] *CONICET.*

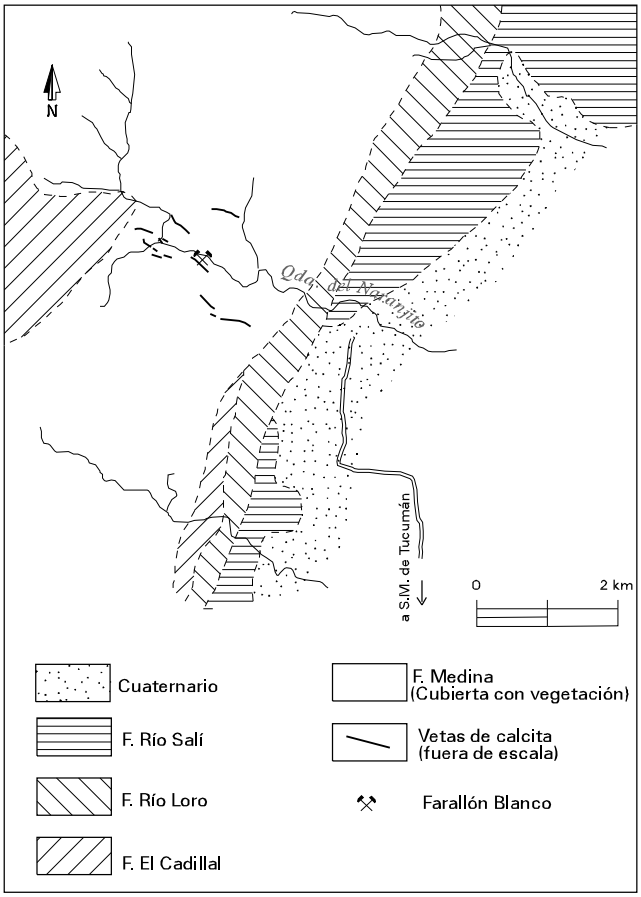


Figura 1. Calcita vetiforme. Ubicación de las vetas y bosquejo geológico.

	%
Fe_2O_3	0,48
Al_2O_3	0,17
SiO_2	3,61
CaO	52,14
MgO	0,85
CO_2	42,26
SO_2	0,01
Mat. Org.	0,42
No deter.	0,05
Composición Calculada	
$CaCO_3$	93,12
$MgCO_3$	2,13
$CaSO_4$	0,02
R_2O_3	0,65
SiO_2	3,61
Resto	0,47

Tabla 1. Determinaciones químicas de la Cantera de la Sierra de La Ramada.

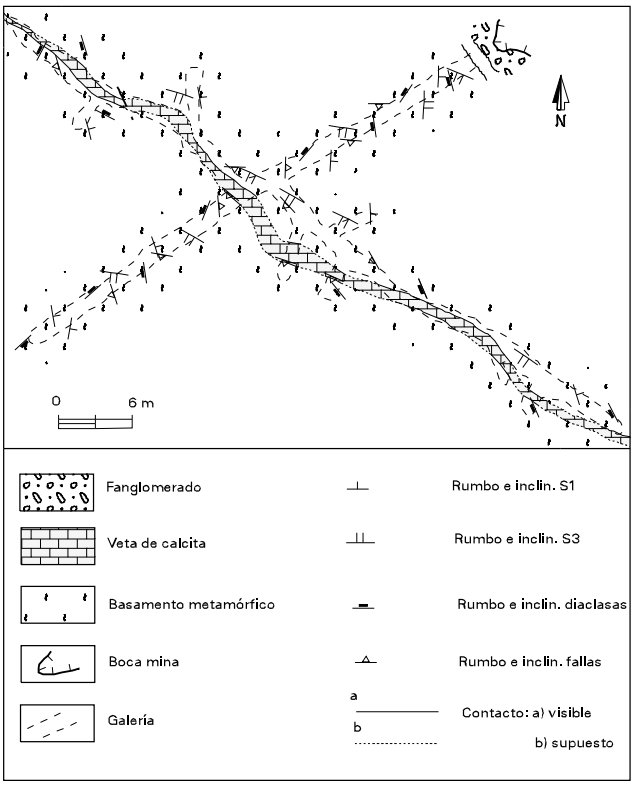


Figura 2. Farallón Blanco. Geología de labores.

está constituida por una alternancia de limolitas y arcilitas verdosas y pardas donde se intercalan bancos de yeso y de calizas. En los actuales frentes de explotación los perfiles estratigráficos son muy similares. De piso a techo se observa limolitas verdes amarillentas, calizas oolíticas, arcilitas blanquecinas y limolitas pardo rojizas con uno o más bancos de yeso sacaroide intercalados.

La caliza es compacta, de grano fino y textura oolítica, los bancos, de color blanco amarillento a grisáceo, tienen espesores que varían entre 1,1 y 2,2 m, a veces se intercalan arcilitas de hasta 0,10 m de espesor. En general tienen rumbo submeridiano y suaves buzamientos al este y al oeste.

La composición química es homogénea en todo el espesor del banco y muy similar en los distintos sectores relevados. A continuación se indican los guarismos determinados en un frente de cantera de la Sierra de La Ramada (Farías, 1992) (tabla 1).

Considerando la extensión regional de la Formación Río Salí es dable suponer que existen considerables reservas geológicas, no obstante, al nivel actual de los conocimientos, las reservas minables de caliza oolítica no superan las 500.000 t con un contenido del orden de 93% de carbonato de calcio.

MODELO GENÉTICO

Son depósitos relacionados a sedimentación química de edad miocena-pliocena.

CALCITA VETIFORME

Las vetas están ubicadas en el faldeo oriental de la sierra de La Ramada, en el tramo medio de la quebrada de El Naranjito, en las cercanías de la localidad de El Rodeo, aproximadamente 30 km en línea recta al noreste de San Miguel de Tucumán (figura 1).

La geología regional es la misma que la apuntada para las calizas sedimentarias.

En la década del cincuenta se realizaron laboreos subterráneos prospectando por oro en el sector denominado Farallón Blanco desarrollándose aproximadamente 250 m de labores horizontales. No se registra producción.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

En un sector de alrededor de 2 km^2 de superficie afloran en forma discontínua filones de calcita emplazados en fracturas de las metamorfitas de la Formación Medina que constituyen la principal roca de campo. Son filitas y pizarras de colores gris verdoso a rojizo donde se han generado al menos dos planos de clivajes. El conjunto aparece atravesado por numerosas venillas de cuarzo que a veces coinciden con el clivaje.

La calcita se presenta de colores blanco y gris, maciza y en cristales de hasta 5 cm de tamaño, en forma de vetas y vetillas emplazadas en el basamento metamórfico. En sectores está acompañada por óxidos de manganeso y hierro.

Los filones tienen rumbo general oestenoroeste-estesureste, subverticales y espesores variables que alcanzan los 3 metros. En los laboreos se verificó una continuidad de la estructura del orden de los 85 m en sentido del rumbo (Ávila y Lazarte, 1984, figura 2).

Las reservas geológicas son del orden de las 100.000 toneladas.

MODELO GENÉTICO

Es un depósito vetiforme de posible origen hidrotermal y edad no definida.

BIBLIOGRAFÍA

Alderete, M. C., 1984. Unidades fisiográficas. En : Aceñolaza, F., Bossi, G. y Toselli, A. (Ed.): *Geología de Tucumán. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán,* 19-28. San Miguel de Tucumán

Avila, J. C. y J.E. Lazarte, 1984. Presencia de oro en las venas de cuarzo del basamento metamórfico de la sierra de La Ramada, provincia de Tucumán. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 5: 565-574. Buenos Aires.

Bossi, G., 1969. Geología y estratigrafía del sector sur del valle de Choromoro. Acta Geológica Lilloana, 10 (2): 19-61. San Miguel de Tucumán.

Farías, E., 1992. *Relevamiento y cubicación de los depósitos de calcáreo oolítico y yeso de las sierras del departamento Burruyacu.* Dirección Provincial de Minería, Tucumán, inédito.

Gamundi, C. E. y J. C. Martensen, 1999. Yacimientos de yeso de Tucumán. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1761-1767, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE YESO DE TUCUMÁN

Carlos E. Gamundi[1] y Julio C. Martensen[2]

INTRODUCCIÓN

Este mineral, que en forma continua y durante décadas viene explotándose en la provincia, es un producto importante dentro de la minería tucumana.

Los yacimientos más significativos se encuentran ubicados en los faldeos orientales de las Cumbres Calchaquíes como así también de las sierras de la Ramada y del Campo.

Por distintos motivos, entre otros el de calidad, se estima que la provincia podría aumentar considerablemente la producción yesífera al activar viejas canteras y realizar nuevas evaluaciones de reservas.

A la fecha existen tres yacimientos de yeso en actividad; en dos de ellos los productores tienen una amplia trayectoria empresarial con explotaciones en Raco (departamentoTrancas) y Taruca Pampa (departamento Burruyacú), y el restante, en una etapa inicial, que se provee de la zona de Timbó Viejo (departamento Burruyacú).

YESO DE LA CUENCA VIPOS-TAPIA

UBICACIÓN

El sector de interés dentro de la cuenca Vipos-Tapia, con una superficie aproximada de 200 km^2, se sitúa a unos 25 km al norte de la ciudad capital, al este de las cumbres Calchaquíes y norte de la Sierra de San Javier (figura 1); tiene un acceso directo por la Ruta Nacional 9 y provincial 341, entroncándose caminos vecinales y privados y numerosas sendas que permiten recorrer sin inconvenientes este distrito yesífero. La infraestructura es acorde a las necesidades de las explotaciones.

La explotación actual se ubica al suroeste del distrito, en las cercanías de la villa veraniega de Raco, aunque aislada y esporádicamente se trabajan otros sectores.

CALIDAD, RESERVAS, PRODUCCIÓN

El distrito descripto presenta una extensión superficial considerable, y en relación con la mencionada extensión las potencias de los bancos de yeso son reducidas; el mineral, con un contenido de Ca SO_4 que fluctúa entre un 74 y 94%, permite ser comercializado tanto crudo como cocido.

Aparte de los contenidos, la calidad varía de acuerdo a la mayor o menor cantidad de laminillas intercaladas de material limo-arcilloso, pudiéndose observar las variedades masivo, sacaroide, fibroso y alabastro (Mon,1978).

Los cálculos de reservas para este distrito están desactualizados, ya que desde el año 1978 se han llevado a cabo numerosas extracciones, muchas de ellas no registradas oficialmente; en ese año se habían cubicado 304.186 t de mineral. Según la Estadística Minera provincial, de este distrito, localidad de Raco, se extrajeron durante el año 1997 unas 8.500 t de yeso, algunas de las cuales fueron vendidas directamente como crudo y otras destinadas a la elaboración interna de yeso cocido. Históricamente, cuando se realizan muchas ventas de crudo, las producciones crecen de manera significativa.

USOS Y DESTINO

Parte del yeso extraído de la zona de Raco, es destinado a la elaboración de yeso en bolsa, tanto común como

[1] *Dirección Provincial de Minería de Tucumán.*

[2] *Calera Aconquija.*

especial, y se comercializa principalmente en el ámbito local, con ventas a las provincias de Salta y Jujuy y esporádicamente a alguna otra del NOA; a veces es parte integrante de productos manufacturados de un mayor valor agregado, como molduras, placas, rosetones y frisos. El yeso vendido como crudo a la provincia de Jujuy se utiliza como integrante de cemento tipo Portland.

En variadas actividades provinciales (ingenios azucareros, salineras, hospitales y elaboración de revoques y otras) parte del yeso empleado tiene una procedencia no local, transportándoselo desde Entre Ríos y Santiago del Estero (Cruz Zuloeta *et al.*, 1996).

Por los análisis químicos y otras especificaciones técnicas realizadas, su uso en la industria del cemento y como yeso cocido se considera correcto (Mon, 1978).

Sistema de explotación

Las extracciones son desarrolladas a cielo abierto, utilizándose explosivos de bajo poder expansivo, máquinas cargadoras frontales, topadoras y martillos neumáticos, operación que termina, antes de la carga en camiones, con una partición manual por medio de masas, que dan al material un tamaño apropiado tanto para la quema local como para el que se embarca crudo.

En la localidad de Tapia el yeso es calcinado en hornos tanto del tipo vertical criollo como en un rotativo horizontal continuo, finalizándose el proceso con el triturado, molido y embolsado.

En forma esporádica se realizan explotaciones de manera totalmente manual, incluyendo la partición y carga en camiones.

Las extracciones han debido adaptarse a la subhorizontabilidad de los bancos de yeso y a la existencia de encapes importantes.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Se hace difícil precisar las etapas de descubrimiento de estos depósitos de yeso, como también apuntar en qué porcentaje el sector descripto participó en las casi 2.700 t que se produjeron en la provincia en el año 1939. Es interesante señalar que en el año 1961 las explotaciones fueron oficialmente legalizadas pudiéndose, tras un control oficial mensual, conocer los volúmenes de extracción y los usos y destinos del yeso.

Pasado el tiempo y vislumbrando un futuro promisorio, la zona fue motivo de numerosos estudios y evaluaciones, destacándose de manera puntual las de Mon y Urdaneta (1972), Suayter y Urdaneta (1974) y Gómez Macedo (1994), sin mencionar los de carácter regional. Sobresale el ejecutado por la firma Tumanex S.R.L en el año 1978 , con la aprobación del gobierno de la provincia de Tucumán, con minuciosas tareas de campo que quedaron traducidas en levantamientos a distintas escalas, perfiles litoestratigráficos, el estudio de numerosas muestras y evaluaciones de reservas.

Propietarios

En este distrito, los depósitos se encuentran tanto en fincas como en parcelas menores, ambas con posibilidad de arriendo.

GEOLOGÍA REGIONAL

La zona descripta se encuentra ubicada en la parte terminal de la región morfoestructural de Sierras Subandinas, limitada al oeste y al este por bloques de basamento precámbrico-cámbrico (Formación Medina; Bossi, 1969), integrado este último por filitas, pizarras y cuarcitas.

En el límite occidental de la cuenca, una importante falla inversa pone en contacto al basamento metamórfico de mediano grado de las Cumbres Calchaquíes con sedimentitas terciarias representadas por arcilitas, yeso, limolitas y areniscas, e inclusive las cabalgan; hacia el este la cuenca limita con la sierra de Medina, que estructuralmente está constituida por un basamento metamórfico de bajo grado (Mon, 1978).

En determinados sectores, el Terciario muestra con una mayor variedad formacional, y hacia el norte y este del departamento Trancas, afloramientos de rocas cretácicas (Subgrupo Pirgua).

En el Terciario, la Formación Río Loro (Bossi, 1969), de amplia distribución en el departamento Trancas, presenta areniscas de medianas a gruesas, de colores variados: blanquecino, verdoso, pardo rojizo y gris rojizo Sigue en el Terciario bajo la Formación Río Nío (Mon y Urdaneta, 1972), concordante, que aflora en pequeñas zonas del área descripta y contiene areniscas rosadas y blanquecinas friables, lutitas verdoso amarillentas, algo de yeso y cineritas.

El Grupo Choromoro (Terciario superior) se inicia en la parte inferior con la Formación Río Salí (Ruiz Huidobro, 1960) que es la unidad yesífera y tiene una importante distribución areal en el sector descripto. Los bancos de yeso se intercalan entre limolitas arcillosas, a veces con un mayor contenido de arcilla, de colores rojizos y alternadamente verdes, bancos de areniscas grises, tobas y calizas oolíticas

La Formación India Muerta (Bossi, 1969), de poca distribución en la zona de interés, se compone de limolitas pardas y areniscas grises algo conglomerádicas. Sin importancia para los fines culmina el Terciario con las Formaciones Chulca y Acequiones (Porto y Danieli, 1974).

El Cuaternario (Holoceno), que cubre discordantemente, está representado por la Formación Tucumán (Bonaparte y Bobovnikov, 1974), que se integra mayoritariamente de material limoso loéssico, arenoso y conglomerádico que desarrolla a veces un suelo esquelético de poco espesor o de mucho más de dos metros de potencia, habiendo puntualmente también depósitos salinos superficiales y cineríticos en menor cuantía.

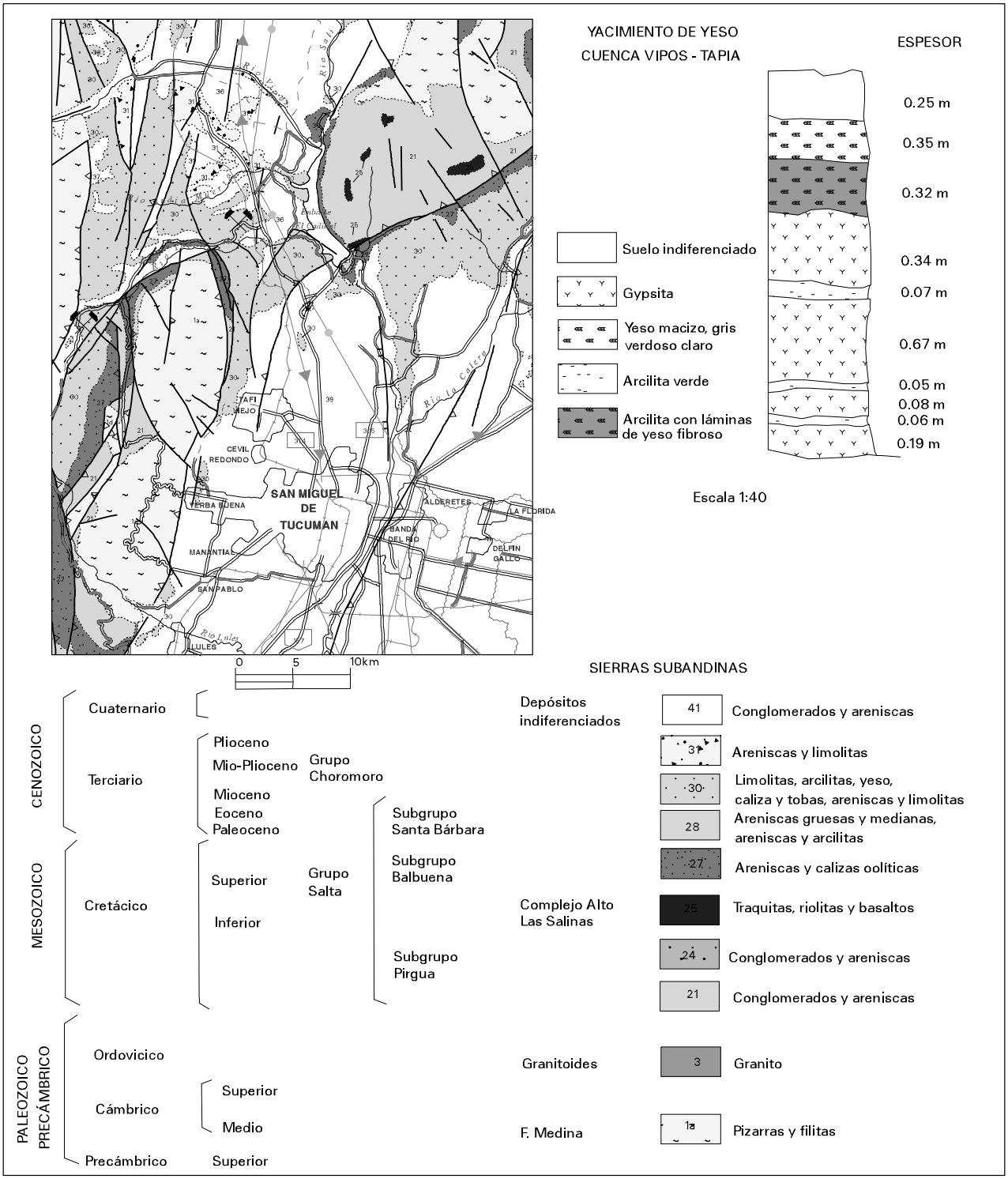


Figura 1. Los yacimientos de yeso de la Cuenca Vipos-Tapia (geología de González *et al.*, 1994).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

En el distrito descripto no afloran las rocas más antiguas del basamento cristalino y muy escasamente del Cretácico (sector septentrional de la sierra de San Javier). Dentro del Terciario la unidad más importante y la que tiene una mayor distribución areal, es sin dudas la Formación Río Salí (Miembro El Ojo y La Aguada; Porto, 1970) en la cual se intercalan niveles económicos de yeso, como fácilmente puede observarse en la cantera de Raco en actividad (Gómez Macedo, 1994).

En esta formación los materiales predominantes son limolitas arcillo-arenosas rojizas alternando con verdes, dominando a veces la arcilla.

Los bancos de yeso intercalados, que pueden ser del tipo macizo sacaroide, tienen potencias disímiles de centímetros a casi 2 m, encontrándose aquel tipo que puede conformar capitas milimétricas e integrar parte estructural de las arcilitas o limolitas, rellenando diaclasas o a veces hallarse como bochas y bochones mamelonares de alabastro.

Por sectores también se desarrollan bancos de areniscas grises, tobas rosadas y calizas oolíticas.

Los sedimentos cuaternarios, integrados en gran medida por un loess fracción limosa, tienen en general una coloración pardo claro y están surcados por niveles arenosos y cineríticos y algunas concreciones de yeso.

Estructura

La cuenca de Vipos-Tapia sufrió un plegamiento considerado intenso, a consecuencia de una actividad tectónica de fines del Terciario y comienzos del Cuaternario, ocurrida entre los bloques de basamento del este y del oeste; se originaron así fallas mayores y algunas de pequeño rechazo, pliegues y diaclasas.

Se han podido delimitar tres fallas de magnitud regional, de rumbo nornoreste-sursuroeste, que conforman bloques de rumbo general norte-sur, y también diferenciar otro sistema de fallas menores de rumbo nornoroeste-sursureste.

Los dos juegos de diaclasas subverticales predominantes responderían a un sistema de esfuerzos de dirección noroeste-sureste, distinto del que provocó la estructura regional.

La estructura juega un papel importante en la explotabilidad de los bancos de yeso, si se tiene en cuenta que al tratarse de potencias más bien reducidas, el plegamiento los ha afectado y puesto en una posición subhorizontal, variando entonces los encapes; estos últimos se consideran propicios si no superan los 2 m de potencia. Así, las fallas son un factor condicionante, ya que pueden elevar o soterrar a los bancos, pudiéndose incrementar entonces las dificultades de extracción. En el distrito hay sectores propicios para la explotación debido a la distribución de tres bancos importantes de más de 1 m de potencia (Mon, 1978).

Morfología

La zona descripta está constituida por un relieve suave aterrazado, el cual es surcado por dos ríos importantes, el Vipos y Tapia , que fluyen hacia el oriente al colector río Salí.

Sobresale en toda la cuenca un conjunto de lomadas bajas cubiertas por una densa vegetación xerófila que forman parte del pie de sierra de las Cumbres Calchaquíes, en donde se han desarrollado importantes conos de deyección y glacís; estas superficies pedemontanas de erosión y acumulación fueron disectadas por la red de drenaje de dirección oeste-este, lo que dió lugar a un conjunto de valles fluviales aptos para una actividad agropecuaria.

Mineralogía

El yeso que se explota es fundamentalmente del tipo macizo, de grano fino, habiendo intercalaciones menores de otras variedades como el denominado gypsita, alabastro, sacaroide, fibroso y selenita

Análisis químicos de muestras de la zona (yeso útil) indican que el principal elemento mineralógico es el yeso, con porcentajes mayoritarios que llegan a un 94% (relativo alto contenido) hasta muchos menores de 79% en pocos casos (expresado en peso). Las muestras llevan además pequeñas cantidades de arcilla, caliza y cuarzo.

MODELO GENÉTICO

La composición litológica del Terciario alto indica sedimentos continentales y para el caso de la Formación Río Salí, la presencia de evaporitas, arcilitas y limos. Se parte de una sedimentación clásica de clima árido, con una depositación química de tipo playa acumulada en cuencas cerradas.

Hay entonces una sedimentación que provoca espesores reducidos pero que abarca amplias superficies, sobresaliendo la depositación de sulfato de calcio como yeso, con la suposición de que algo de la anhidrita original se hidrató diagenéticamente. Posteriormente un tectonismo terciario-cuaternario influyó sobre los sedimentos y en este caso los niveles de yeso, por plegamientos y fallamientos, sufrieron una desacomodación y buzaron. Pasado el tiempo y luego que la erosión los dejó más cerca de la superficie, hubo fenómenos de disolución y meteorización (Mon, 1978).

YESO DE TARUCA PAMPA

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La zona a describir se ubica en los faldeos orientales de la sierra de la Ramada (sector septentrional) y del Campo (sector austral). Las sierras se encuentran en el sector nordeste de la provincia (figura 2), en el departamento Burruyacú, pudiendo fácilmente acceder a los yacimientos por las Rutas Provinciales 304 y 310; hay también caminos vecinales y privados que favorecen el desplazamiento. La infraestructura presente se adapta a las necesidades de las explotaciones.

Calidad, reservas y producción

Sobresale la variedad del yeso macizo de grano fino que tiene un contenido en sulfato de calcio variable entre un 75 y 90%; también la calidad final del producto cocido está íntimamente relacionada en la medida que el yeso pue-

da extraerse limpiamente sin la contaminación de materiales arcillosos, limolíticos, arenosos y calcáreos.

Aunque la zona provee yeso desde tiempos históricos, carece hasta el momento de cálculos de reserva; las producciones, como la del año 1997 de 4.000 t, se obtienen a partir de directrices técnicas diarias de avance y la experiencia de los obreros mineros. A pesar de ello puede decirse que en la zona existen considerables disponibilidades de materia prima.

Usos y destino

El yeso extraído es destinado exclusivamente para la obtención de yeso calcinado para obra, común y especial, el cual es elaborado en una planta ubicada en la localidad de Taruca Pampa, cercana a la zona de canteras. Este yeso de construcción es comercializado principalmente en el ámbito local y el resto en otras zonas de la región noroeste.

Sistema de explotación

Es del mismo tipo que el de la cuenca Vipos-Tapia.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El yeso de este sector sin duda contribuyó históricamente a la expansión urbanística del Gran San Miguel de Tucumán y aledaños. Puntualmente, los actuales lugares de explotación no cuentan con estudios geológicos en detalle, pero forman parte de descripciones más amplias, pudiendo señalar entre otras las de: Peirano (1938, 1944), Ruiz Huidobro (1960) y Mon *et al.*, (1971).

Propietarios

El sector de explotación más intensiva se ubica en la sierra de la Ramada, siendo propiedad de uno de los más importantes productores, quien a su vez ocasionalmente arrienda terrenos sobre la sierra del Campo para el aprovisionamiento principalmente de caliza y algo de yeso.

GEOLOGÍA REGIONAL

En la región morfoestructural de las Sierras Subandinas, las sierras de la Ramada y del Campo presentan un basamento cristalino precámbrico y por encima rocas del Paleozoico inferior y sedimentitas del Cretácico, a la que le siguen sedimentos terciarios y cuaternarios (Mon *et al.*, 1971).

El Precámbrico (Formación Medina) está constituido por pizarras y filitas oscuras de bajo grado de metamorfismo, deformadas y plegadas; forman el núcleo de las dos unidades anticlinales de las sierras mencionadas.

Sobre esta última formación se apoya la Formación Candelaria del Paleozoico inferior (Ricci y Villanueva,1969), conformada por ortocuarcitas rosadas consolidadas, que están diaclasadas y plegadas. Dentro del Mesozoico, el Cretácico está representado por el Grupo Salta (Turner,1959) que constituye gran parte de la cobertura del basamento. En este grupo, se distingue el Subgrupo Pirgua infrayacente, con areniscas friables rojizas y brechas predominantemente, además de conglomerados y basaltos. Sobre este subgrupo yace el Subgrupo Santa Bárbara, conformado por areniscas friables grises, rosadas y moradas o por areniscas cuarzosas blancas, margas y lutitas.

En el Terciario la Formación Río Salí es la unidad portadora de niveles de yeso intercalados entre calizas oolíticas, arcilitas, limolitas y tobas. El Cuaternario puede formar terrazas aluviales con conglomerados y sedimentos de pendiente, o aluviales no aterrazados gravosos y arenosos (Mon *et al.*, 1971).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Los niveles de yeso presentes son un rasgo característico de la Formación Río Salí, pudiendo superar los 0,60 m de potencia; son entonces menores que los de la cuenca Vipos-Tapia. Se intercalan entre bancos de arcilitas y limolitas de mayores espesores, que varían de color entre verdes y rojizos o entre niveles de lutitas verdes y margas grises, verdes y amarillentas (Mon *et al.*, 1971). En los frentes de cantera, son fácilmente distinguibles los materiales conglomerádicos, gravosos y arenosos modernos.

Estructura

La estructura de la zona está relacionada por una parte a fases de deformación antiguas que han afectado tanto a las filitas precámbricas, plegándolas y metamorfizándolas, como a otros efectos de deformación sobre las cuarcitas de la Formación Candelaria. Sobresale también una falla antigua, pero luego rejuvenecida, de rumbo noroeste-sureste que fue la que provocó el desplazamiento de la sierra de la Ramada hacia el noroeste, con respecto de la otra. Pero la estructura actual fue dada por movimientos de la orogénesis andina del Terciario superior y Cuaternario inferior ocurrida posteriormente a la depositación de la Formación Río Salí, que es la unidad portadora de los niveles de yeso explotados (Mon *et al.*, 1971).

Los anticlinales de las sierras de la Ramada y del Campo se ven afectados por fallas inversas de alto ángulo de rumbo entre norte y nornoreste, que afectan sus flancos occidentales. Los faldeos orientales presentan inclinaciones suaves. Sin duda que los últimos procesos de deformación afectaron parcialmente a los bancos de yeso en su horizontalidad, lo que incide en los laboreos; se señala que, a diferencia de la zona de Vipos-Tapia, los de Taruca Pampa son en su mayoría horizontales a subhorizontales.

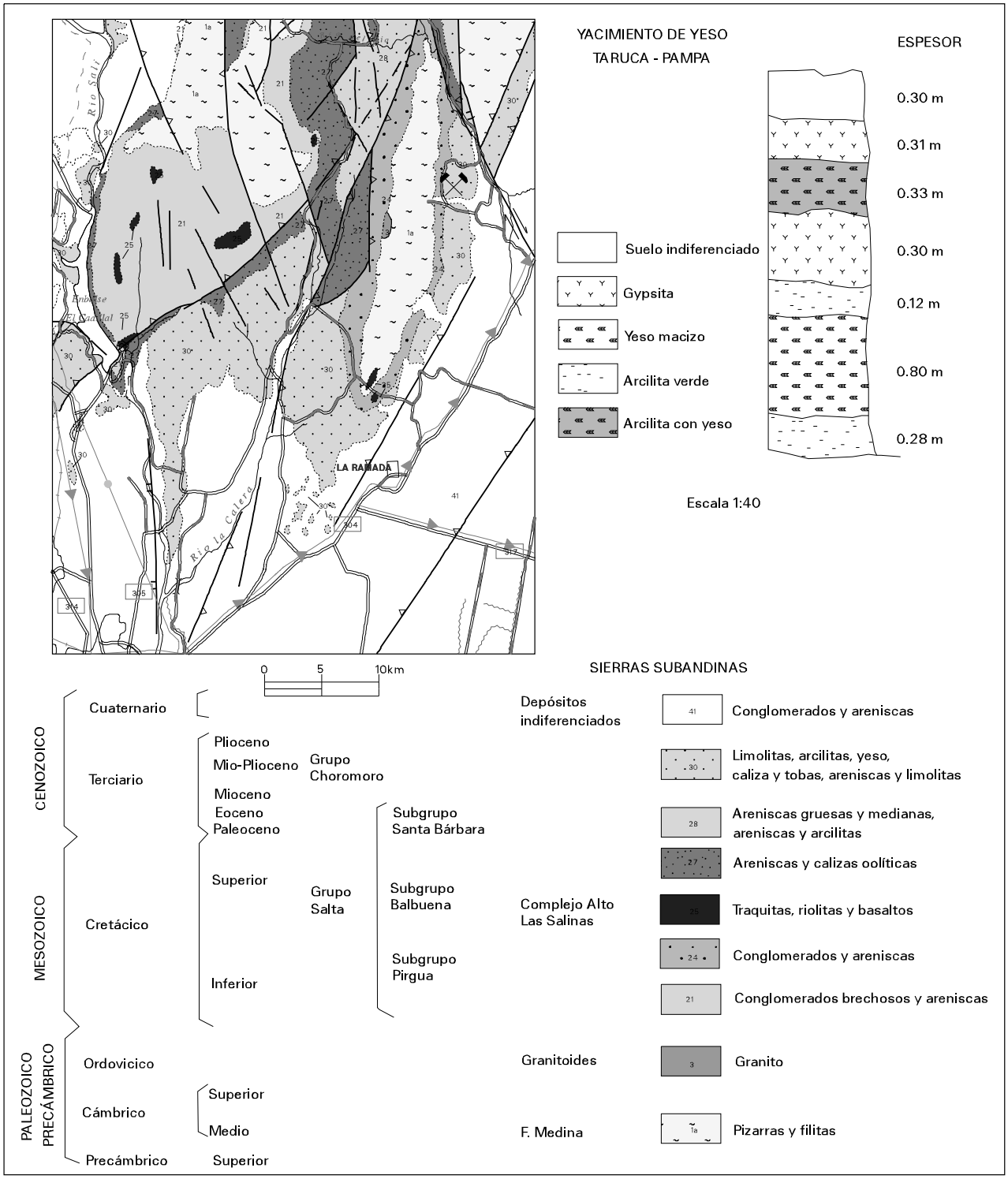


Figura 2. El yacimiento de yeso Taruco-Pampa (geología de González et al., 1994).

Morfología

El declive oriental de ambas sierras es más suave que el occidental por el hecho de que fueron importantes los levantamientos de los bloques del poniente. Así, los sedimentos del Terciario y Cuaternario que flanquean a las sierras conformando lomadas de relieve suave con depósitos de pie de monte se van perdiendo hacia el este hacia la llanura Chaco-Santiagueña (Mon *et al.*, 1971).

Con esta morfología y una red de avenamiento escasa en el sector de interés, la zona permite acceder a las canteras y desarrollar las tareas de explotación sin mayores inconvenientes.

MINERALOGÍA

Las evaluaciones indicaron la presencia mayoritaria de yeso de tipo macizo y porcentajes menores de la variedad gypsita y alabastro. Los porcentajes de contenido de $CaSO_4$, que varían entre un 75 y más de un 90%, permiten elaborar yeso cocido de construcción de reconocida calidad.

MODELO GENÉTICO

La composición litológica del Terciario alto indica sedimentos continentales y para el caso de la Formación Río Salí, la presencia de evaporitas, arcilitas y limos. Se parte de una sedimentación clásica de clima árido, con una depositación química de tipo playa acumulada en cuencas cerradas.

Hay entonces una sedimentación que provoca espesores reducidos pero que abarca amplias superficies, sobresaliendo la depositación de sulfato de calcio como yeso, con la suposición de que algo de la anhidrita original se hidrató diagenéticamente. Posteriormente un tectonismo terciario-cuaternario influyó sobre los sedimentos y en este caso los niveles de yeso, por plegamientos y fallamientos, sufrieron una desacomodación y buzaron. Pasado el tiempo y luego que la erosión los dejó más cerca de la superficie, hubo fenómenos de disolución y meteorización (Mon, 1978).

BIBLIOGRAFÍA

Bossi, G., 1969. Geología y estratigrafía del sector sur del Valle de Choromoro. *Acta Geológica Lilloana,* 10 (2): 17- 64.

Bonaparte, J. y J. Bobovnikov, 1974. Algunos fósiles pleistocenos de la provincia de Tucumán y su significado bioestratigráfico. *Acta Geológica Lilloana,* 12 (11): 171-183.

Gómez Macedo, A.,1994. Evaluación geológica económica de un sector de la margen izquierda del Río Tapia (finca Suc. A. López), departamento Trancas, provincia de Tucumán, República Argentina. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Seminario.* Tucumán.

González, O., E. L. Barber, F. G. Aceñolaza, A. Toselli y F. Durand, 1994. Mapa geológico de la provincia de Tucumán. *Dirección Nacional del Servicio Geológico.* Buenos Aires.

Mon, R., 1978. Evaluación de las reservas de yeso en la Cuenca Vipos-Tapia, departamento Trancas, provincia de Tucumán. Tumanex S.R.L.Tomos 1 y 2. *Dirección Provincial de Minas de Tucumán.*

Mon, R. y A. Urdaneta, 1972. Introducción a la geología de Tucumán. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 27 (3): 309-329.

Mon, R . ; A. Urdaneta y L. Suayter,1971. Estudio geológico de las Sierras del Campo y la Ramada, provincia de Tucumán. *Acta Geológica Lilloana* , 11 (15) : 291-306.

Peirano, A.,1938. Estructura sencilla y relieve complicado de la Sierra de la Ramada. *Cuaderno de Minería y Geología, Universidad de Tucumán* 1: 1.

Peirano, A.,1944. Estudio geológico de la Sierra de la Ramada, con algunas consideraciones preliminares sobre la estratigrafía tucumana. *Cuaderno Minería y Geología, Universidad de Tucumán,* 3: 11-12.

Porto, J. C., 1970. Geología de las cumbres de Taficillo, Sierra de San Javier septentrional. provincia de Tucumán. *Acta Geológica Lilloana,* 11 (2): 27-58.

Porto, J. C. y C. Danieli, l974. Geología del sector noroeste de Trancas (provincia de Tucumán). *Acta Geológica Lilloana,* 12 (12): 189-230.

Ricci, H. y A. Villanueva, 1969. La presencia de Paleozoico inferior en la Sierra de la Candelaria, provincia de Salta. *Acta Geológica Lilloana,* 10 (1):1-16.

Ruiz Huidobro, O., 1960. El horizonte Calcáreo Dolomítico en la provincia de Tucumán. *Acta Geológica Lilloana,* 3: 147-171.

Suayter, L. y A. Urdaneta, 1974. Estudio y evaluación de los depósitos de calcáreo y yeso de la Sierra de la Ramada y zonas adyacentes. *Dirección Provincial de Minas. Boletín Minero,* 1. Tucumán

Turner, J. C. M.,1959. Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de La Rinconada (Jujuy). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 15 (1): 15-39.

Zuloeta, G., H. Albornoz, D. Estrada y C. Gamundi, 1996. Recursos mineros de la provincia de Tucumán. Aprovechamiento y diagnosis. *Segemar, Dirección de Industria y Minería de Tucumán,* inédito.

Marcos O. R., 1999. Yacimientos de yeso de La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1769-1771, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE YESO DE LA RIOJA

Oscar R. Marcos[1]

INTRODUCCIÓN

La provincia de La Rioja cuenta con diversos yacimientos de yeso concentrados en la llanura oriental, en dos grandes cuencas ubicadas al este y al oeste de la sierra de Los Llanos. En el sector oriental, de norte a sur, se disponen las áreas denominadas Pozo Blanco, donde se encuentra el yacimiento Ñoñolo, y Pozo del Bordo con las canteras La Salvadora y Paz y Progreso. Hacia el oeste se la sierra de Los Llanos se localizan los depósitos de Patquía Viejo, Paganzo y Los Coloraditos.

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

Los únicos yacimientos explotados a lo largo de casi cinco décadas han sido los de la zona Pozo del Bordo, fundamentalmente para las fábricas de cemento de la provincia de Córdoba.

La provincia de La Rioja cuenta con reservas de yeso del orden de las 7.500.000 t, con registros entre el 80 y 98 % de $SO_4Ca.2\ H_2O$.

Conforme a la Estadística Minera de la República Argentina, La Rioja aportó a la producción Nacional 170.000 t de mineral entre los años 1945-1979, con un promedio de 4.877 toneladas por año.

En el quinquenio 1975-79 la producción anual ascendió a 5.787 toneladas. A partir de este período no se registra ninguna producción y la planta de calcinación de yeso instalada en Chamical entre los años 1974-1976 se desmanteló sin haber entrado en producción.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación La Rioja.*

DESCRIPCIÓN DE DEPÓSITOS DE YESO

ZONA POZO BLANCO

El yacimiento es conocido con el nombre de Ñoñolo y está ubicado en las inmediaciones de la estancia Pozo Blanco, hacia el oeste de la sierra Brava. Dista 107 km desde la ciudad capital de La Rioja, desde la cual se accede por la Ruta Provincial 6 hasta el lugar llamado Pozo La Yegua, y desde allí 9 km hasta Pozo Blanco.

Según Hernández (1975) el yeso forma un nivel en la formación continental del Terciario Superior, llamada Los Chivatos en la cartografía geológica de la región, y se encuentra coronando lomadas dispersas alineadas en sentido noreste-suroeste. Cada lomada tiene entre 60 y 70 m de longitud por 40-50 m de ancho y unos 5 m de altura. El banco yesífero tiene entre 2 y 2,5 m de potencia y el material es cristalino y transparente (variedad selenita); en láminas de pocos milímetros de espesor. También se presentan bochones de yeso terroso, de color amarillo, dispersos entre los materiales detríticos.

Los análisis de dos muestras, tomadas del trabajo citado (Hernández, 1975) se indican en la tabla 1.

El mismo autor estima reservas del orden de las 77.000 toneladas.

ZONA POZO DEL BORDO

Esta zona se localiza entre 11 y 13 km al sudeste de la ciudad de Chamical, y los depósitos de yeso son cortados por la Ruta Nacional 38 que comunica La Rioja con Córdoba.

La región está en plena llanura de acumulación de materiales detríticos cuaternarios, sin estratificación, debajo de los cuales aparecen areniscas y arcillas rojizas, repre-

	M1	M2
Pérdida por calcinación:	1,27	4,65
Insoluble en HCl:	1,32	3,51
$A1_2O_3$-Fe_2O_3	0,30	0,57
Ca0	41,92	40,22
SO3	55,02	50,60
Mg0	0,53	0,71
CO2	Vest.	Vest.

Tabla 1. Análisis de dos muestras tomadas de un banco de yeso.

sentativas de los Estratos de Los Llanos del Terciario superior, que contienen al horizonte yesífero.

Los yacimientos registrados legalmente se denominan La Salvadora, en el kilómetro 11 a partir de Chamical (kilómetro 1.006 de Ruta 38) y sobre el lado este de la Ruta 38, y Paz y Progreso, hacia el oeste de esa ruta, a 13 km de Chamical (kilómetro 1.004 de Ruta 38).

YACIMIENTO LA SALVADORA

En ese depósito que cubre 100 ha (Aspilcueta, 1969), se encuentran numerosos frentes de cantera, producto de su antigua explotación, de los cuales puede obtenerse el siguiente perfil geológico generalizado: una cubierta superficial de materiales limo-arcillosos y húmicos de uno a dos metros de espesor; 0,40 a 1,50 m de areniscas arcillosas con una matriz de arcilla ferruginosa, donde se aloja la mineralización de yeso con espesores que oscilan entre 0,40 y 1,10 m. Este mineral se dispone, en la porción superior, en forma de nódulos de 10 a 60 cm de diámetro, del tipo alabastro, de color blanco azulino. Hacia abajo conforma un banco masivo, de posición subhorizontal, de yeso sacaroide de color blanco con tonalidades verde amarillentas.

Este yacimiento, cuyas reservas para el año 1969 eran calculadas en 950.000 t., ha sido intensamente explotado a partir del año 1934 y hasta los comienzos de la década del ‘80. La explotación se ha realizado por avance en diferentes frentes de cantera cubriendo una superficie de unas 30 hectáreas. El material extraído era de buena calidad conforme a los análisis disponibles (93,9 a 99,5 de $SO_4Ca.2\ H_2O$) y su destino era la industria del cemento.

En la actualidad las explotaciones se encuentran paralizadas.

YACIMIENTO PAZ Y PROGRESO

Presenta características muy similares al anterior, pudiendo establecerse el siguiente perfil geológico general: 0,20 a 0,40 m de sedimentos arenosos, limosos y húmicos con cubierta vegetal; 0,10a 0,60 m de un horizonte blanco areno-limo-arcilloso con alto porcentaje de yeso pulvurulento; 0,80 m a 3 m de areniscas arcillosas rojizas con nódulos de yeso de 0,10 a 0,50 m de diámetro, de color blanco azulado, grano fino, sacaroide, tipo alabastro, manchado por óxidos de hierro.

Para una superficie reconocida de 62 ha y considerando un espesor promedio de 1,50 m para el banco mineralizado, Aspilcueta (1969) cubicó unas 600.000 toneladas. Dos análisis químicos publicados por el mismo autor revelan contenidos de yeso del 94,6 y 95,4 %.

Al igual que en el caso anterior, no se registra actividad extractiva en la actualizada, reconociéndose diversos frentes de cantera como testimonio de antiguas explotaciones.

ZONA PATQUÍA VIEJO

Representa el extremo norte de la cuenca yesífera ubicada hacia el oeste de la sierra de Los Llanos. El depósito se localiza a 3 km al oeste-sudoeste de la población de Patquía Viejo. Se llega a esta localidad, desde Patquía, por Ruta Provincial 27 hasta el kilómetro 15, desde el cual parte un camino de tierra hacia el norte que llega a Patquía Viejo en unos 9 kilómetros.

La geología de la región está representada por areniscas de grano fino con intercalaciones de arcillas rosadas, rojas y moradas, integrando la formación terciaria conocida como Estratos de Los Llanos. El cuadro geológico se completa con pequeños bancos de tobas, niveles bentoníticos, concreciones de sílice y guías de yeso que atraviesan la secuencia sedimentaria.

El yeso se encuentra coronando una alineación de lomadas de unos 4 km de extensión de rumbo 20ºO y 55ºO. El banco de yeso tiene un espesor promedio de un metro y está inclinado 5º a 7º hacia el sudoeste.

Todas las lomadas son partes de un cuerpo originalmente continuo seccionado por pequeñas quebradas, a partir de las cuales la erosión ha producido la fisonomía actual de afloramientos aislados. La ladera oriental de las lomadas es una barranca de 10 a 3 m de altura (de sur a norte), abrupta en la parte superior y de talud más suave en la inferior. Hacia el oeste sigue aproximadamente la inclinación del banco de yeso. La superficie de los afloramientos es muy variable ya que, en algunos casos, sus dimensiones tanto en largo como en ancho no superan los 10 m, y en otros alcanzan hasta 80-100 metros.

Desde el punto de vista legal toda la extensión mineralizada está cubierta de sur a norte, por las canteras Patquía Viejo I y III, cuyas longitudes son de 1,5 km y 2 km respectivamente.

En toda la corrida el depósito evaporítico presenta características similares destacándose fibras de yeso blanco de unos 2 cm de largo, yeso de grano mediano en capas de tono verdoso, en general compacto, bochones de alabastro y guías de la variedad “selenita”.

El análisis de una muestra en el trabajo citado (Hernández, 1975) dio pérdida por calcinación: 4,98 %; sílice: 0,68 %; Fe + Al: 1,02 %; CaO: 37,37 %; MgO: 0,58 %; SO_3: 47,88 %; CO_2: 6,21 %.

Estos valores representan un porcentaje de sulfatos de calcio del orden del 95 %, aunque por la baja pérdida por calcinación la anhidrita podría estar en alta proporción.

Sobre la base de las superficies aflorantes y considerando potencias medias de 1 y 1,10 m para las canteras Patquía Viejo I y III, Hernández cubica 67.000 t y 230.000 t, respectivamente.

ZONA LOS COLORADITOS

Constituye el extremo austral de la cuenca situada al oeste de la sierra de Los Llanos. La zona se encuentra a 70 km al sur de Patquía, sobre la Ruta Provincial 27 que une esta localidad con la ciudad de Chepes. El extremo norte del depósito de yeso es cortado por esta ruta entre las localidades de San Ramón y El Portezuelo.

La región se presenta como una extensa llanura de acumulación de materiales cuaternarios entre los cuales se encuentran lomadas bajas de sedimentitas terciarias (Estratos de Los Llanos) coronadas por bancos de yeso.

La zona con exposiciones saltuarias de yeso tiene forma triangular con longitudes de base y altura de 8 y 6 km, respectivamente. El yeso está en posición horizontal y tiene espesores de 1,20 m hasta 3 metros. En partes está cubierto por materiales detríticos de poco espesor.

El yeso se presenta en capas delgadas que se intercalan con otras, más finas, limo-arcillosas de tono verdoso. Está en forma de agregados fibrosos, granular, compacto en forma de "bochones" y ocasionalmente laminar.

Desde el punto de vista legal se mencionan las canteras Yeso 1, 2, 3 y Reforma Cielito. Las primeras están en el sector norte donde corta la ruta y la segunda se ubica hacia el extremo sudoeste.

Se dispone de una análisis químico de las canteras Yeso 1, 2, 3, y otro de La Reforma-Cielito tomados de la bibliografía mencionada, que registran valores de yeso del 91,97% y 66% respectivamente. Combina y Marquez (1974) estiman reservas de 5.500.000 t para estos depósitos.

El único indicio de laboreo se encuentra a pocos metros de la Ruta 27, hacia el costado nordeste, y consiste en pequeños cortes que exponen el banco de yeso, encontrándose algo de material acumulado en el lugar que proviene de trabajos exploratorios.

ZONA PAGANZO

Se identifica esta zona con un depósito de yeso encontrado en la estancia La Carolina (Combina-Passarello, 1983).

Se accede al lugar a partir de la Ruta 26 (Patquía-Villa Unión), un kilómetro antes de llegar a la localidad de Paganzo, y desde este punto se sigue hacia el sur unos 6 km por una huella precaria.

El yeso se presenta intercalado en una secuencia de sedimentitas, tufitas y capas de tobas vítreas del Terciario superior, que afloran en unos 800 m de extensión con rumbo norte-sur y buzamiento oeste entre 40º y 55º.

El banco de yeso tiene una potencia entre 0,80 y 1,50 m, el material es blanco, compacto, predominando las variedades alabastro y selenita. Se han calculado 55.000 t de reserva y no se registran laboreos de extracción.

BIBLIOGRAFÍA

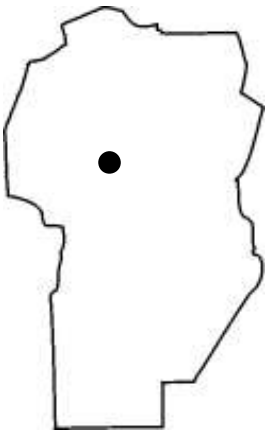
Aspilcueta, J., 1969. Estudio geológico-económico de yeso, zona chamical. Yacimientos "Paz y Progreso" y "La Salvadora". *Departamento Gobernador Gordillo, La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería,* inédito.

Hernández, C. A., 1975a. Estudio geológico-económico de los yacimientos de yeso de Patquía Viejo. *Dirección Provincial de Minería de La Rioja,* inédito.

Hernández, C. A., 1975b. Estudio geológico-econonómico de la cantera de yeso Ñoñolo. Distrito Sierra Brava, departamento Capital, La Rioja. *Dirección Provincial de Minería de La Rioja,* inédito.

Schalamuk, Y., Fernández, R. y Etcheverry, R., 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Ministerio de Economía. Subsecretaría de Minería.* Buenos Aires.

Blasón, R., 1999. Yacimiento Rodolfo, distrito uranífero Valle de Punilla, Córdoba. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1778-1776, Buenos Aires.



YACIMIENTO RODOLFO, DISTRITO URANÍFERO VALLE DE PUNILLA, CÓRDOBA

Ricardo Blasón[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito se ubica en el valle intermontano de Punilla, entre las Sierras Grandes hacia el oeste y las Sierras Chicas hacia el este, en el bloque cordobés de las Sierras Pampeanas Orientales.

El yacimiento Rodolfo se ubica a 80 km al noroeste de la ciudad de Córdoba, sobre el faldeo occidental de las de las Sierras Chicas, en el departamento Punilla (figura 1).

Con orientación submeridional se disponen saltuariamente sedimentitas continentales del Grupo Punilla (Terciario), que se extienden alrededor de 25 km, entre Capilla del Monte al norte, y Bialet Massé hacia el sur.

Numerosos indicios se localizan en limolitas y arcilitas calcáreas plásticas, de colores rojos, en el Miembro Medio de la Formación Cosquín, pero sólo el yacimiento Rodolfo ha sido evaluado.

Sus coordenadas son 64º25'02'' longitud oeste-31º15'00'' latitud sur.

Leyes, reservas y producción

Ley media U = 0,800 ‰

Una primera estimación provisoria de reservas geológicas arrojó la cifra de 3.750.000 t-3.000 t (fino). Nunca estuvo en producción.

[1] *Comisión Nacional de Energía Atómica, Regional Centro.*

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento

Fue descubierto hacia mediados de la década del cincuenta por particulares; el Sr. Rodolfo Magnin solicitó 270 ha que dieron origen a las pertenencias denominadas Rodolfo I -X, al norte del Sanatorio Santa María, próxima a la localidad de Cosquín.

La CNEA inició los primeros trabajos de reconocimiento en mayo de 1956. Las muestras obtenidas arrojaron contenidos que oscilaron entre 420-680 g/t, sirviendo para ensayos de recuperación a escala de laboratorio, desarrollados por personal de la misma CNEA y por la empresa francesa Minerals & Metaux. Ambas líneas de investigación llegan a resultados similares, estimando un factor de recuperación del 65%.

Durante 1956 se desarrollaron los primeros estudios geológicos, dando lugar a un plan de exploración, con el desarrollo de casi treinta trincheras y cuatro perforaciones, cuyos resultados se presentaron a principios de 1958.

A principios del año 59 la CNEA resuelve la exploración sistemática del Distrito, especialmente del yacimiento Rodolfo, desarrollando exploración geológica y radimétrica, abierta y de detalle, con valores medios de 2.000 a 5.000 c/s; emanometría, con valores medios de 3 a >6 c/s; 60 calicatas, abarcando un volumen de aproximadamente de 2.800 m^3; 109 sondeos de exploración con un desarrollo de 9.420 m lineales; 7 galerías con 176 m lineales (Timonieri y Linares, 1960).

Las tareas de exploración se prolongan hasta fines de la primera mitad de la década del '70. Este yacimiento nunca fue puesto en actividad por razones técnicas, económicas y políticas.

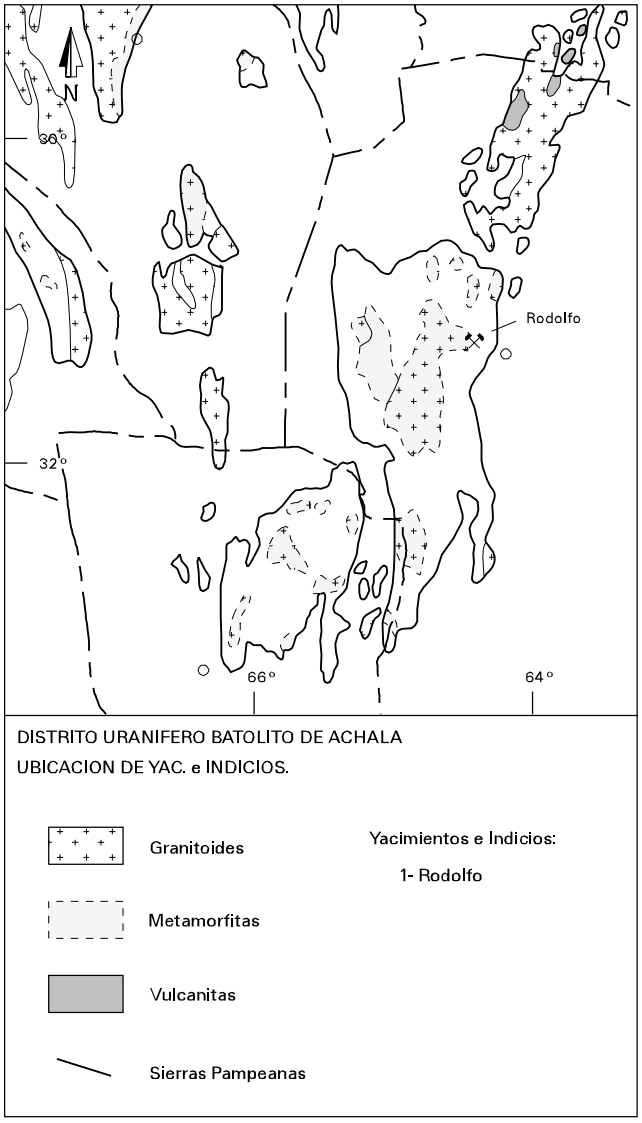


Figura 1.

PROPIETARIOS

Sucesores del Sr. Rodolfo Magnin.

GEOLOGÍA REGIONAL

Sobre el basamento ígneo-metamórfico de Sierras Pampeanas, Precámbrico-Paleozoico inferior se depositan sedimentitas continentales del Grupo Punilla.

Las metamorfitas están constituidas en su mayor parte por el Grupo San Carlos, (Baldo *et al.,* 1995), formado por una monótona y espesa secuencia de composición predominante metagrauváquica, en facies de anfibolitas (facies de depositación profunda metamorfizada), con intercalaciones de metapelitas y gneises calcosilicáticos; ortoanfibolitas y rocas máficas y ultramáficas (serpentinitas, harzburgitas) de afinidades MORB, aparecen intercaladas; a menudo con una progradación metamórfica a facies de alto grado entre: gneises de dos micas a gneises biotíticos con sillimanita y feldespato potásico, y finalmente gneises y migmatitas con granate y cordierita en facies de granulitas hipersténicas: Subgrupo El Diquecito (Grupo Sierra Chica Este, Baldo *et al.,* 1995).

Intercalados se encuentran también ortogneises de composición diorítica y granodiorítica, e intruyendo al complejo, granitoides de composición tonalítica biotítico-anfibólica, sin, tardío y postectónicos, datados en el deslinde Precámbrico-Cámbrico pertenecientes al Ciclo Pampeano, G1 y el batolito de Achala, (S3: Devónico superior; D1: Devónico inferior; C1: Carbonífero inferior), de características peraluminosas, perteneciente al Ciclo Famatiniano tardío y postectónico, G2t-p; aplitas y pegmatitas pertenecientes, probablemente, a ambos ciclos magmáticos.

En discordancia se desarrolla una cubierta clástica continental de edad terciaria, el Grupo Punilla, depositado en una cuenca tafrogénica de orientación meridional, entre las Sierras Grandes al oeste y las Sierras Chicas al este. Esta constituida por afloramientos saltuarios de la Formación Cosquín, Eoceno; de la base al techo formada por tres miembros: Miembro Inferior, Medio y Superior. La fracción clástica arenoconglomerádica, ubica su procedencia al oeste, en el batolito de Achala, Sierras Grandes. En discordancia erosiva, la Formación Casa Grande, del Plioceno, está constituida por fanglomerados, cuyo material detrítico indica su procedencia del sector septentrional de las Sierras Chicas.

Ambas entidades son afectadas por fallas compresivas submeridionales de alto ángulo, que sobreponen el basamento sobre las clastitas continentales cenozoicas, y éstas sobre el pie de monte cuaternario (Lencinas, 1961).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El área de influencia del yacimiento se desarrolla en sedimentos clásticos continentales del Grupo Punilla, apoyados en discordancia sobre el basamento ígneo-metamórfico de Sierras Pampeanas, localizados sobre la escarpa de falla del pie occidental de las Sierras Chicas.

LITOLOGÍA

Formación Cosquín. Está apoyada directamente sobre el basamento, constituido en el área por brechas tectónicas gnéisicas y gneises cloríticos cataclásticos; dominantemente rojiza, representa un ciclo tectosedimentario completo de poco más de 100 m de potencia; está formada por espesos bancos polimodales, constituidos por material detrítico textural y mineralógicamente inmaduro, que reflejan poco transporte, procedentes del área batolítica de Achala. Se distinguen tres miembros:

-Miembro Inferior: (70-80 mm de potencia). Integrado por conglomerados y areniscas arcósicas con abundante matriz arcillosa primaria. La fracción arenoconglomerádica muestra bajísima selección granulométrica, redondez y

esfericidad. Las fracciones gruesas de gravas y arenas, muestran detritos de procedencia granítica: fragmentos líticos de pegmatitas: agregados de cuarzo, microclino, muscovita, y cuarzo, oligoalbita y muscovita; cuarzo hialino; feldespatos alcalinos y escasa proporción de mica (principalmente muscovita y escasa biotita alterada). Las fracciones finas están integradas por cuarzo y feldespato y proporciones variables de minerales arcillosos. Los carbonatos varían del 6 al 15 %.

-Miembro Medio: (9-12 m de potencia). Constituido por limos arcillo-calcáreos, portadores de minerales de uranio-vanadio y restos fósiles de mamíferos del Eoceno inferior. El carbonato se presenta como calcita fina dispersa, constituyendo nódulos o venillas (8-36 %). Se distinguen la "arcilla inferior": limos arcillo-calcarenosos de 4-6 m de potencia, portadores de lentes mineralizadas, y la "arcilla superior", limos arcillo-calcáreos, de 3-5 m de potencia, portadores del nivel mineralizado más importante.

Miembro Superior: (25-40 m de potencia). Compuesto por arcosas sábulo-conglomerádicas y limos calcáreos, que hacia arriba pasan a limos calcarenosos, progresivamente enriquecidos en carbonatos, culminando en un banco calcáreo: calizas tufáceas limo-arenosas.

Formación Casa Grande (figura 2). Tectónicamente concordantes, por arriba de la Formación Cosquín, se disponen espesos bancos de fanglomerados que superan los 150 m de potencia. El material detrítico, proviene del área norte de la Sierras Chicas, integrado por fragmentos líticos de rocas intrusivas y metamórficas: tonalitas, granodioritas, pegmatitas y cuarzo blanquecino; gneises biotíticos y cloríticos, anfibolitas y mármoles.

Depósitos cuaternarios. Constituyen niveles aterrazados de pie de monte, constituidos por cantos rodados con abundantes bloques, que intercalan gravas arenosas y limos loéssicos. El material detrítico procede de la escarpa de falla del pie occidental de las Sierras Chicas, constituido principalmente por gneises biotíticos y pegmatitas.

Estructura

En el área del yacimiento los sedimentos terciarios adoptan una disposición homoclinal buzante al este, ligada a la imbricación producida por fallas inversas escalonadas de alto ángulo, las que con rumbo submeridiano buzantes 35º-65ºE y desarrollo de una zona de potencia variable de basamento triturado (hasta 80 m), definen el pie occidental de las Sierras Chicas.

El basamento metamórfico del cordón serrano sobreescurre, a través de la falla principal, sobre las secuencias terciarias, las que a su vez montan sobre términos más jóvenes de las mismas formaciones o sobre el Cuaternario, por medio de estructuras subparalelas, que hacia el oeste producen la repetición de las secuencia del Grupo Punilla.

La falla principal al este y la primera estructura subparalela hacia el oeste, falla oeste, definen el "escalón marginal" de las Sierras Chicas, bloque sobre el cual se desarrolla el yacimiento Rodolfo. Los bloques dispuestos hacia el oeste reciben el nombre de Primera repetición, Segunda, etc., de los cuales solamente el primero ha sido puesto de manifiesto por perforaciones, estando los demás cubiertos por relleno moderno.

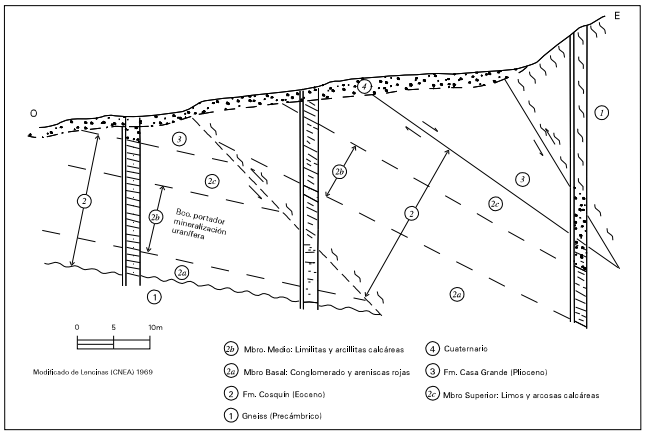


Figura 2. Litología del yacimiento Rodolfo.

Fallas transversales dividen los bloques, las que asociadas a las características de la distribución de la mineralización, permitió dividir el yacimiento en sectores.

Probablemente la fase Ranquel II (~61 Ma, Paleoceno inferior), o la fase Incaica (~ 42 Ma, Eoceno medio), originaron los tafros donde comenzaron a depositarse las secuencias clásticas durante el Eoceno superior (restos de mamíferos casamayorenses, Linares *et al.,* 1961); las fases diastróficas más jóvenes, Pehuenche (Mioceno inferior), y sobre todo la Quechua (Mioceno medio a superior), eliminaron parte de la Formación Cosquín desarrollando una discordancia erosiva sobre la que se deposita la Formación Casa Grande. La fase diastrófica Diaguita, finalmente, reactiva antiguas estructuras o genera otras nuevas que afectan al Grupo Punilla permitiendo sobreponerse a las secuencias clásticas cuaternarias.

Morfología

El yacimiento se desarrolla en el escalón marginal definido por la falla principal al este y la falla oeste, dividido en sectores por estructuras transversales.

La mineralización es de tipo biextendida, típicamente tabular, formando cuerpos mineralizados lenticulares, alojados en las pelitas del Miembro Medio de la Formación Cosquín, constituyendo depósitos estratoligados, tipo uranio en areniscas, también asimilados a *calcretes*.

Se dispone en intervalos estratigráficos definidos, formando hasta 6 niveles mineralizados; constituyen cuerpos concordantes de una a dos decenas de metros, y potencias que alcanzan hasta 4,5 m, comúnmente comprendidas entre 0,80 y 1,8 m; no guardan posiciones definidas dentro del intervalo estratigráfico dando lugar a frecuentes cambios en la posición de la mineralización.

El nivel mineralizado Superior del Miembro Medio, reúne, no obstante, el 70 % de las reservas geológicas estimadas.

Alteración hidrotermal

No existe alteración hidrotermal. Solamente existen decoloraciones blanquecinas atribuidas a la circulación de aguas subterráneas, probablemente involucrada en los procesos genéticos.

Mineralogía

La mineralización secundaria vanadio-uranífera es de carácter monomineral, constituida casi exclusivamente por carnotita en un 90 %; en menor proporción tyuyamunita y metatyuyamunita.

La mineralización se dispone principalmente en las pelitas rojas del Miembro Medio de la Formación Cosquín; más raramente en las areniscas superior o inferiores y cuando las alcanza se relaciona con la matriz arcillosa.

Forma pequeñas agrupaciones de cristales micáceos, de formas irregulares y dimensiones comprendidas entre 3 y 20 mm, que se localizan en áreas decoloradas blanquecinas, vinculadas, probablemente a procesos genéticos. Se disponen también en geodas de contracción en las arcillas acompañando a calcita secundaria.

Los cuerpos mineralizados lenticulares tiene límites difusos y no se reconocieron características macroscópicas, particularmente estructuras sedimentarias, que permitan interpretar su distribución.

Tomando como tenor de corte la curva isotenor de 0,085 ‰ de U, se alcanzaron tenores máximos en el sector sur de 1,151 ‰ U para espesores de hasta 1,60 m y mínimos de 0,180 ‰ U, para potencias de 2,80 metros.

Los minerales de ganga son ocasionales y escasos granos de pirita que acompañan calcita, yeso, natrolita y óxidos de manganeso. Los carbonatos alcanzan proporciones variables entre 8 y 36%.

MODELO GENÉTICO

La génesis de estos yacimientos es controvertida, sugiriendo algunos autores un modelo singenético, tipo arenisca, es decir penecontemporáneo con la depositación de la roca portadora (estructuras primarias en la disposición de la mineralización estarían controladas por la dirección de las estructuras sedimentarias primarias, cuya depositación operó de sur a norte, Lencinas, 1964-68). Otros autores suponen un modelo tipo arenisca, epigenético, (Timonieri y Linares, 1960); y aun hay quienes la suponen vinculada a un paleocaliche (comunicación verbal Stipanicic, Kurat y Belluco, en Antonietti *et al.* 1984).

BIBLIOGRAFÍA

Antonietti, C., Gorustovich, S. Valdiviezo, A., Benitez, A. y Saucedo Aponte, P. 1984 Geología y metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina, Parte 1: Acumulaciones con control sedimentario. En *Geología y Metalogénesis de los depósitos y manifestaciones uraníferas de Sudamérica.* OIEA - Viena.

Baldo E., M. Demange y R. Martino, 1995. Structural evolution of the Sierras de Córdoba (Argentina). *Tectonophysics.*

Lencinas, A., 1964-68. Informe sobre los trabajos de exploraciòn realizados en el Distrito Uranífero Punilla y especial en el Yacimiento Rodolfo. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

Timonieri, A .J. y Linares, E., 1960. Informe preliminar geológico-minero del Yacimiento Rodolfo. *Comisión Nacional de Energía Atómica,* informe interno.

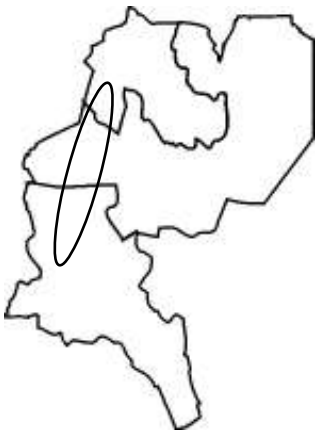


MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO:

Sedimentos sinorogénicos de la cuenca de retroarco

Depósitos asociados a sedimentos
Boratos terciarios de la Puna, Jujuy y Salta

Alonso, R. N., 1999. Boratos terciarios de La Puna, Jujuy, Salta y Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1779-1826, Buenos Aires.



BORATOS TERCIARIOS DE LA PUNA, JUJUY, SALTA Y CATAMARCA

Ricardo N. Alonso[1]

INTRODUCCIÓN

Los boratos de edad terciaria (Mioceno) de la Puna argentina constituyen el principal renglón de la actividad extractiva de minerales no metalíferos en el noroeste argentino y una de las principales fuentes de ingresos de divisas por exportación. Los yacimientos en explotación son Tincalayu (Salta) cuya mena principal es tincal; Sijes (Salta) de hidroboracita y colemanita; y Loma Blanca (Jujuy) de tincal y ulexita. Tincalayu y Loma Blanca representan dos de los cuatro únicos yacimientos de tincal en el mundo (los otros dos son Boron en California y Kirka en Turquía). Sijes, por su parte, contiene las mayores reservas conocidas de hidroboracita. Otras localidades menores con boratos terciarios (ulexita, colemanita) son cerro Negro en el extremo nororiental del salar de Cauchari; mina Narciso en la región de Morro Blanco al oeste de Loma Blanca; y, el borde suroccidental del salar de Antofalla (península de Uncal). En este trabajo se realiza una síntesis integral y actualizada del conjunto de los yacimientos terciarios de boratos de la Puna, que por otra parte son únicos en la provincia boratífera centroandina de América del Sur.

ANTECEDENTES

Las investigaciones sobre los boratos de la Puna, incluidos los depósitos terciarios, tiene tres etapas bien marcadas de acuerdo con las publicaciones realizadas por los autores que más se ocuparon en el tema: 1) Los estudios publicados por Luciano R. Catalano entre 1926 y 1964, principalmente sobre salares boratíferos; 2) Los estudios publicados por Aristarain y colaboradores entre 1967 y 1993, sobre la mineralogía de los boratos puneños; y, 3) Los estudios publicados por Alonso y colaboradores entre 1984 y el presente, principalmente sobre la geología de los yacimientos terciarios.

Catalano, en el período comprendido entre 1923 y 1927, recorrió la Puna enfocando su atención en la temática del boro. Realizó las campañas como geólogo químico de la entonces Dirección General de Minas, Geología e Hidrología a donde remitió los resultados de sus estudios que comprenden unos treinta informes de los cuales muchos permanecen inéditos. Dichos informes contienen datos específicos sobre la génesis, concentraciones, mineralogía, etc., de la mayoría de los yacimientos de boratos, en especial los salares (Catalano, 1926, 1927, 1929, 1930 a, b, c, 1964 a, b, c, d). A este autor se deben también las primeras menciones de las voluminosas masas boratíferas intercaladas en las sedimentitas terciarias que afloran en los salares de Hombre Muerto y Pastos Grandes.

Ahlfeld y Angelelli (1948) en su libro sobre las especies minerales de la República Argentina, tratan las características mineralógicas de los boratos conocidos en ese entonces en nuestro país mencionando algunas nuevas especies para la región.

Alrededor de 1955, Siegfried Muessig realizó importantes investigaciones entre las cuales se destacan un primer estudio geológico del yacimiento Tincalayu con el hallazgo de nuevas especies minerales; un breve resumen sobre la boratera de Turi Lari y una prolija contribución acerca de los depósitos boratíferos cuaternarios de América del Sur (Muessig y Allen, 1957; Muessig, 1958; Muessig, 1966).

El período comprendido entre 1967 y 1977 es el más prolífico en publicaciones sobre boratos de la Puna Argentina. Ello se debió al inicio de investigaciones mineralógi-

[1] *CONICET. Universidad Nacional de Salta.*

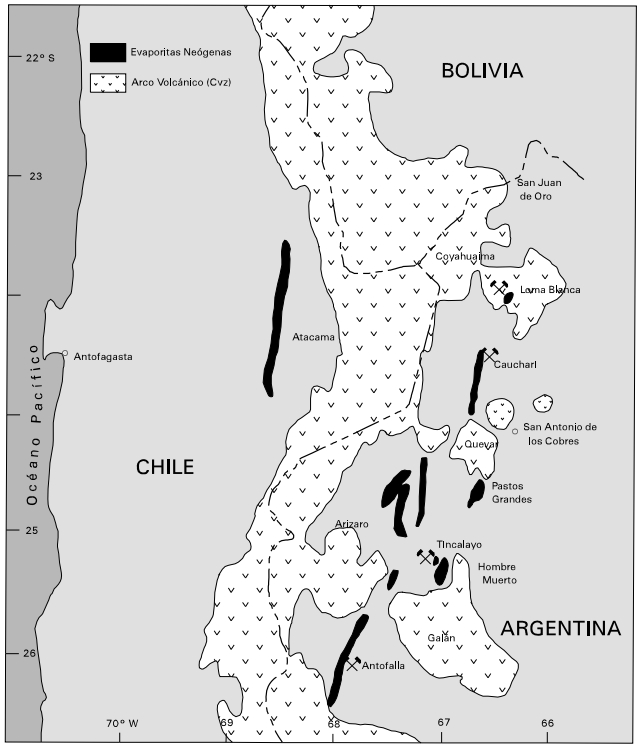


Figura 1. Distribución de evaporitas neógenas en la Puna.

cas sistemáticas y detalladas en los yacimientos puneños. Numerosas especies minerales nuevas para el país y cuatro especies nuevas para la ciencia (rivadavita, ameghinita, teruggita y aristarainita) fueron el principal resultado de esas investigaciones (Hurlbut y Aristarain, 1967a, b; Aristarain y Hurlbut, 1967 a, b; 1968; Aristarain y Erd, 1971; Aristarain y Hurlbut, 1972; Hurlbut *et al.,* 1973; Hurlbut y Erd, 1974; Aristarain *et al.,* 1977). Más recientemente, L. Aristarain dio a conocer el resultado de nuevas investigaciones en minerales de boratos provenientes de depósitos terciarios de la Puna (Aristarain, 1989; 1991a, b; 1992 a, b, c, d; y Aristarain y Rossetto, 1993).

A partir de 1984, el autor de este trabajo y colaboradores, realizaron un estudio detallado de los depósitos de boratos puneños describiendo particularmente los yacimientos terciarios (Alonso *et al.,* 1984a; Alonso y Viramonte, 1985; Alonso, 1986, 1987; González-Barry y Alonso, 1987; Alonso, *et al.,* 1988 a, b; Alonso y Helvaci, 1988; Alonso y Gonzalez-Barry, 1989; Alonso, 1990; Alonso y Chávez, 1990; Alonso y Argañaraz, 1990; Alonso y González-Barry, 1990; Alonso y Viramonte, 1990, 1993; Alonso y Robertson, 1991, 1992; Alonso, 1992 a, b, c; Alonso, 1994; Alonso y Ruiz, 1997).

GEOLOGÍA REGIONAL Y GEOTECTÓNICA

Las ocurrencias de boratos en la Argentina están circunscriptas en exclusividad a la Puna (figura 1). Esta región abarca unos 100.000 km^2 del noroeste del territorio nacional argentino, ocupando parte del occidente de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. Es una región desértica cuyo paisaje dominante son extensas planicies aluviales y salinas e imponentes estratovolcanes que a veces sobrepasan los 6.000 m de altura. En su totalidad la comarca se encuentra elevada a una altura promedio de 4 km sobre el nivel del mar. Es un sector deprimido limitado al oeste por la Cordillera Volcánica Occidental que la separa de territorio chileno y al este por la Cordillera Oriental. Al norte de los 22°S penetra en el Altiplano Boliviano y hacia el sur termina en los 27°S en la cordillera de San Buenaventura. Turner (1972) definió la región como Provincia Geológica Puna la cual fue posteriormente dividida en dos subprovincias geológicas: Subprovincia Geológica Puna Austral y Subprovincia Geológica Puna Septentrional (Alonso, *et al.,* 1984 b).

La Puna forma parte del alto *plateau* de los Andes Centrales que tiene unos 2.000 km de largo por unos 300 km de ancho y 3,7 km de elevación promedio. Constituye un rasgo dominante de la fisiografía de los Andes Centrales. El *plateau* se formó en un orógeno compresional nocolisional durante el Cenozoico tardío (Vandervoort *et al.* 1992). El levantamiento está relacionado a la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana (Jordan *et al.,* 1983 a, b). La Puna es definida como una única entidad morfotectónica dentro del orógeno andino, en regiones de una elevación promedio superior a los 3 km con drenaje interno (Allmendinger, 1986; Jordan y Alonso, 1987 a, b; Isacks, 1988). La Puna suprayace al segmento que inclina unos 30°E de la placa de Nazca. Al norte de los 12°S y al sur de 28°S el *plateau* desaparece en razón de que la placa subduce subhorizontalmente (Jordan *et al.,* 1983a). Ello corresponde a los segmentos de *flat slab regions*.

Dentro de la Puna austral, la combinación de las cadenas volcánicas y los bloques estructurales elevados crean numerosas subcuencas hidrológicas. Pratt (1961) y Schwab (1985) reconocieron que el levantamiento terciario de las cadenas montañosas a lo largo de fallas inversas produjo la morfología tipo *basin-range* de esta región, aunque debe aclararse que el verdadero *basin and range* de Estados Unidos es una región de régimen tectónico extensional. Entre las cadenas montañosas intraplateau de la Puna austral se encuentran cuencas sedimentarias que son sitios propicios para la acumulación activa de sedimentos.

Extensos salares conforman las porciones hidrológicamente más inferiores de esas cuencas. Secciones superiores a los 5 km de estratos neógenos están presentes en las proximidades de las superficies depositacionales modernas (Jordan y Alonso, 1987a; Alonso *et al.,* 1991). Ellos ocurren como relictos a lo largo de las márgenes del salar o como levantamientos intracuencales dentro de los salares. Existe una marcada similitud entre los sedimentos modernos y los estratos neógenos. El relleno neógeno de las cuencas consiste en evaporitas y material clástico aluvial con depósitos tobáceos subordinados (Alonso, 1986; Jordan y Alonso, 1987; Alonso *et al.,* 1991).

La composición de los salares refleja ampliamente que los solutos han derivado de fuentes volcanogénicas. La meteorización de las rocas volcánicas y los fluidos provenientes de sistemas hidrotermales han sido hipotetizadas como dos fuentes importantes para los solutos de la Puna (Alonso, 1986; Alonso *et al.,* 1991). La ausencia de estratos evaporíticos pre-neógenos de la Puna austral (Amengual *et al.,* 1979) excluye al reciclamiento de evaporitas viejas como una fuente significativa de material para las evaporitas neógenas.

EL TERCIARIO DE LA PUNA

Las rocas pertenecientes al Terciario, representan areal y volumétricamente una parte relevante del edificio puneño albergando algunas de ellas grandes masas evaporíticas a las cuales están estrechamente relacionados los boratos.

Se presentan dos tipos principales de litologías que son: rocas sedimentarias y rocas ígneas. Entre estas últimas se destacan las rocas volcánicas, de las cuales las plutónicas están restringidas puntualmente a pequeños intrusivos que llegan a producir una alteración térmica incipiente en la caja. Todo el conjunto rocoso comprende gran parte de la cubierta que se desarrolla sobre los terrenos ordovícicos marinos infrapuestos, que afloran en serranías interiores de rumbo submeridiano que limitan algunos de los flancos de los salares mayores (Ej. borde occidental del salar Pocitos y borde oriental de los salares Cauchari, Olaroz, Antofalla, Arizaro, etc.). Los estratos terciarios llegan a hundirse en los salares donde constituyen total o parcialmente su basamento (Ej. salares de Pastos Grandes, Pozuelos y Hombre Muerto).

Las rocas sedimentarias representan el registro de una evolución iniciada en el Eoceno medio y que con algunas interrupciones se mantiene hasta el Plioceno tardío. Las litofacies sedimentarias representan el relleno paulatino de una cuenca continental amplia que fue compartimentándose a partir del Eoceno, dando lugar a pequeñas cubetas con diferentes índices de subsidencia. Una de esas cubetas, la actual depresión de Pastos Grandes fue estudiada originalmente por Turner (1960, 1964), quién definió y dividió al Grupo Pastos Grandes en tres formaciones que de base a techo son: Formación Geste, Formación Pozuelos y Formación Sijes. Consideró en él la clásica definición de "Calchaquense" y "Araucanense", incorporando las Formaciones Geste y Pozuelos a la primera denominación y al Araucanense a la Formación Sijes. De acuerdo con ello supuso una edad mio-pliocena para esa sucesión en sentido contrario a Pratt (1957) quién las había considerado como pleistocenas en base al hallazgo de diatomeas. A partir de los trabajos de Turner (1960) la denominación de Grupo Pastos Grandes se usó en forma generalizada para incluir cualquier afloramiento de rocas terciarias de la Puna. Sin embargo como lo señalaron Salfity *et al.* (1984) habría existido una evolución independiente de las distintas cubetas y la homologación estratigráfica podría en muchos casos inducir a error.

Posteriormente a los trabajos de Turner (1960) se han creado algunos nuevos nombres formacionales tanto en el área tipo del Grupo Pastos Grandes (Alonso y Gutiérrez, 1986) como en otras regiones puneñas (Ej. Schwab, 1974; Coira, 1979).

En forma generalizada puede resumirse que la sucesión sedimentaria comprende una sección basal de fuerte color rojizo integrada por conglomerados, areniscas y muy escasas pelitas (Formación Geste). Continúan depósitos salinos que en el caso de la Puna Austral dan lugar a importantes cuerpos de halita (Alonso *et al.,* 1984a), con intercalaciones abundantes de pelitas rojizas a rosadas (Formación Pozuelos). Se superponen psamo-pelitas, piroclastitas y evaporitas (yeso-anhidrita, boratos) de colores grisáceos, amarillentos, blanquecinos y verdosos (Formación Sijes/ Formación Trinchera). Por último psefitas y tufitas grises a verdosas (Formación Singuel/Formación Catal/Formación Pastos Chicos). Esta pila sedimentaria se apoya en fuerte discordancia angular sobre el basamento preincaico y fundamentalmente sobre las sedimentitas y leptometamorfitas marinas del Ordovícico. Hacia el techo se cubren con depósitos aluvionales y salinos o bien por las efusiones volcánicas. Una columna integrada supera los 5.000 m de espesor en cubetas de la Puna Austral.

Los terrenos volcánicos alcanzan gran distribución en el Terciario a partir de la fase Pehuenche en que, como lo señalaran Viramonte *et al.* (1984), se produce una intensa efusividad calcoalcalina principalmente en el margen occidental de la Puna (Faja Volcánica Occidental) y en menor grado en el borde oriental de la Puna con la formación de una cadena saltuaria de tendencia potásica (Faja Volcánica Oriental). A su vez se produce la penetración hacia el este del vulcanismo a través de megafracturas oestenoroeste-estesureste de las llamadas cadenas volcánicas transversales, cuya composición es transicional entre las dos anteriores. Los edificios volcánicos corresponden casi exclusivamente al tipo "estratovolcanes" con un predominio de andesitas, dacitas e ignimbritas mesosilícicas a ácidas. En algunos casos se desarrollan calderas con amplios *plateau* ignimbríticos. Los productos del vulcanismo, tanto sólidos como líquidos y gaseosos se combinaron y vaciaron en las cubetas sedimentarias ya sea como camadas de cenizas o soluciones fuertemente mineralizadas dando abundantes tobas y evaporitas e influyendo fuertemente en el desarrollo evolutivo de esas cubetas. Existe también una relación estrecha entre las efusiones lávicas y los mantos sedimentarios los cuales se interdigitan en proximidades de los aparatos volcánicos.

El mapeo de la distribución de los terrenos sedimentarios y volcánicos terciarios fue llevado a cabo por Salfity, *et al.* (1984); Jordan (1984) y Jordan y Alonso (1987). El primer autor y colaboradores resaltan el hecho que los depocentros de sedimentación terciaria se encuentran en los alrededores de los grandes salares y están limitados por ejes volcánicos oestenoroeste-estesureste los cuales son coincidentes con zonas de fallamiento que se habrían comportado como pilares durante el Cenozoico. Mencionan que los es-

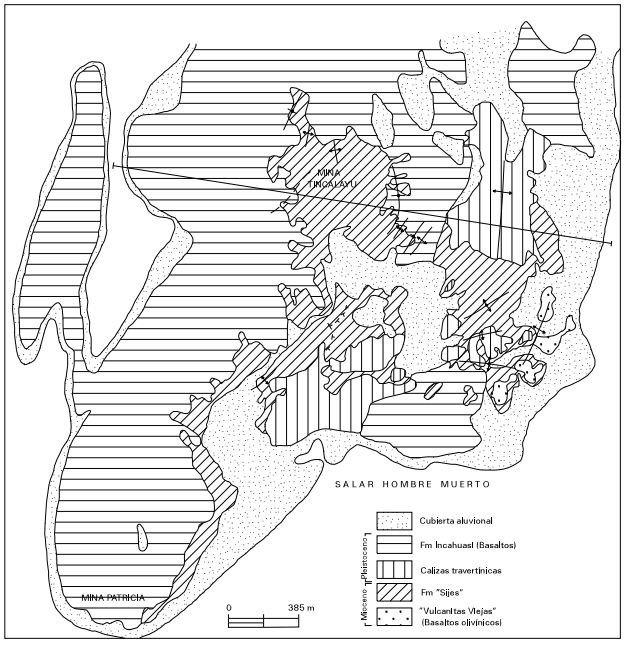


Figura 2. Geología de la Península de Tincalayu.

pesores de sedimentitas se adelgazan fuertemente hacia esos pilares, a través de los cuales posteriormente se canalizó el magmatismo post-pehuenche.

Los ambientes de sedimentación indican un medio continental donde predominan fundamentalmente las aguas corrientes como agente erosivo y de transporte; el viento estuvo subordinado y el hielo al parecer totalmente ausente. El clima también sufrió variaciones importantes. Así, en la base de la Formación Pozuelos el hallazgo de mamíferos fósiles entre los que se destacan marsupiales con dentición bunodonte y notoungulados (Alonso *et al.,* 1982; Pascual, 1983) indican que en la región se desarrollaban habitats con vegetación y faunas variadas. Sin embargo a partir de la parte media de la Formación Pozuelos comienza un desmejoramiento de las condiciones imperantes, que se va a remarcar durante la Formación Sijes, implantándose en toda la Puna Austral y sur de la Puna Septentrional condiciones progresivas de aridización y endorreismo que dieron lugar a la formación de importantes volúmenes evaporíticos, afines a los generados en los actuales salares. Un indicador de estas condiciones lo representa la icnoavifauna fósil de la Formación Sijes del salar Pastos Grandes con una asociación de tipos de aves afín a los que viven en la actualidad en la región (Alonso, 1985, 1987).

Cronológicamente se tienen escasos registros dentro de la columna sedimentaria que permitan ajustar la escala temporal. Se cuenta con algunos restos fragmentarios de vertebrados. dataciones radimétricas en cenizas volcánicas y discordancias que tentativamente pueden correlacionarse con facies diastróficas de otras regiones. Entre los restos de vertebrados, los hallazgos más interesantes han sido realizados al oeste del salar Pastos Grandes en capas pertenecientes al techo de la Formación Geste y/o base de la Formación Pozuelos. Corresponden a marsupiales, notoungulados y dasipódidos, entre los cuales se han descripto algunos nuevos géneros y especies. Estos restos son sincrónicos con las edades mamífero Mustersense-Divisaderense pertenecientes al Eoceno medio a superior del patrón cronológico patagónico (Alonso *et al.,* 1982; Pascual, 1983). Salfity *et al.* (1984) distinguieron para el Terciario de la Puna cinco fases diastróficas a saber: Incaica (Eoceno medio a tardío), Pehuenche (Oligoceno tardío?-Mioceno temprano), Quechua inicial (intermioceno), Quechua principal (Mioceno tardío) y Diaguita (Plioceno tardío a Pleistoceno temprano).

Estructuralmente las capas terciarias no presentan grandes complicaciones. En líneas generales predomina el fallamiento sobre el plegamiento. Las fracturas son submeridianas, inversas, con inclinación mayormente hacia el este. El plegamiento corresponde a anticlinales y sinclinales simples, de algunas decenas o centenas de metros de amplitud, cuyos ejes de rumbo submeridiano buzan al norte o al sur con bajo ángulo. En algunos sectores se tiene un plegamiento disarmónico como ocurre con la península de Tincalayu, lo cual es debido en parte a la distinta competencia del sustrato salino.

LOS DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES DE BORATOS EN EL TERCIARIO

Al presente se conocen tres depósitos con boratos en rocas terciarias: dos (Tincalayu y Sijes) en la Puna Austral (depresiones de Hombre Muerto y Pastos Grandes) y uno en la Puna Septentrional cerca de Coranzulí (Loma Blanca). La depresión de Hombre Muerto muestra un relieve elongado conocido como península de Tincalayu que alberga un gran cuerpo de bórax explotado a cielo abierto mediante un sistema de *open pit.* La depresión de Pastos Grandes contiene importantes reservas de boratos de calcio (colemanita-inyoita) y de calcio-magnesio (hidroboracita) intercaladas rítmicamente en la Formación Sijes. Loma Blanca es un yacimiento nuevo de bórax, ulexita e inyoita. Otras manifestaciones menores sin importancia económica pero útiles como guía de prospección corresponden al borde oriental de los salares Cauchari y Antofalla.

DEPÓSITO BORATÍFERO TINCALAYU

GENERALIDADES

En el extremo noroccidental del salar Hombre Muerto se encuentra la península de Tincalayu, la cual alberga el depósito de bórax homónimo (figura 2). Las dimensiones de la península alcanzan los 10 km de longitud por dos kilómetros de ancho y tiene un formato areal rectangular. Su marco geográfico está integrado por el cordón del Gallego a occidente, del cual está separada por una lengua salina elongada y angosta; al norte por las estribaciones australes de la serranía de Bequeville; al oriente por el islote de Fara-

llón Catal, del cual esta separada por un corto tramo de salar; y al sur se desarrolla la costra blanca poligonada del salar Hombre Muerto.

Geológicamente está constituida por un basamento de sal de roca cubierto por sedimentitas, principalmente limoarcilitas y en menor proporción areniscas finas, arcilitas y tobas, con algunos bancos de yeso, siendo el color general pardo rojizo, con niveles verdosos aislados. Entre ambas entidades litológicas se encuentra el cuerpo de bórax. Todo el conjunto se halla fuertemente plegado y sería homologable de forma generalizada al tercio medio de la Formación Sijes en el área tipo (Turner, 1960). Se encuentra cubierta por coladas basálticas que se emitieron fisuralmente durante el Cuaternario. Morfológicamente se presentan lomadas bajas que no superan los 150 m sobre el nivel del salar, con algunas pequeñas depresiones interiores ocupadas por barreales. No existen recursos hídricos en toda la península y la vegetación es rala, compuesta mayormente de añaguas. El cuerpo de bórax yace sepultado en la parte sur de la península. Sus coordenadas geográficas aproximadas son: 67°03'O y 25°16'S, siendo su altura de unos 4.100 m sobre el nivel del mar. Se encuentra en el límite de los departamentos provinciales Los Andes (Salta) y Antofagasta de la Sierra (Catamarca). El acceso se realiza mediante un desvío de 23 km que se separa de la Ruta Nacional 53 en el kilómetro 92. El clima es árido, con 60 a 80 mm de precipitaciones anuales, nevadas invernales intensas y temperaturas mínimas de hasta 32°C en invierno.

El depósito de bórax parece haber sido descubierto por Luciano Catalano durante los viajes exploratorios que realizara a la Puna Argentina entre los años 1923 y 1927. El primer dato publicado corresponde a Catalano (1929). Trabajos posteriores sobre distintos aspectos de la geología del lugar y de la comarca corresponden a Catalano, 1964d; Villacorta, 1973; Vides, 1978; Gutiérrez, 1981; Igarzabal y Poppi, 1980; Alonso *et al.,* 1984a; Alonso, 1986 y Alonso y Gonzalez Barry, 1989. Se tienen en cambio, importantes contribuciones sobre los aspectos mineralógicos del yacimiento tales como aquellas de: Muessig y Allen, 1957; Aristarain y Hurlbut, 1967a, b; Hurlbut y Aristarain, 1967 a, b; Hurlbut *et al.,* 1973; Hurlbut y Erd, 1974; Aristarain, 1989, 1991, 1993 y Aristarain y Rossetto, 1993. Un trabajo sobre explotación minera del yacimiento corresponde a Cornejo y Raskovsky, 1981.

GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

ESTRATIGRAFÍA

TERCIARIO (MIOCENO)

FORMACIÓN SIJES

Se asigna generalmente a la Formación Sijes a un conjunto litológico integrado por potentes cuerpos evaporíticos (compuestos mayormente por halita, boratos y yeso/anhidrita) y sedimentitas pelítico-psamíticas; ambos conjuntos con intercalaciones piroclásticas. Un perfil tipo del yacimiento permite reconocer tres miembros perfectamente diferenciables y concordantes entre sí. En este trabajo se le otorgan los siguientes nombres informales de base a techo: Miembro Halítico, Miembro Boratífero y Miembro Pelítico. Si bien se considera que las características de la sucesión litológica permitirían la creación de uno o más nombres formacionales diferentes, es intención del autor conservar y adoptar la nomenclatura usada actualmente para el Terciario de la Puna a los fines de evitar confusiones.

Como perfil tipo se ha integrado información de diferentes secciones de la mina. Así, el Miembro Halítico se define a base de una perforación profunda realizada en el fondo de la mina que alcanzó los 150 m de profundidad; el Miembro Boratífero por un corte en el manto de tincal aflorante en el sector norte de la mina; mientras que el Miembro Pelítico, que constituye el encape del cuerpo de bórax, se realizó en un corte del sector sur de la mina. Los nombres hacen referencia al predominio litológico y/o mineralógico de la unidad.

Forma, dimensión y espesor de los afloramientos: El Miembro Halítico constituye una verdadera formación de subsuelo y ha sido detectado por perforaciones no solamente en el área del yacimiento sino también en toda la península en unos 10 km de longitud por 2 km de amplitud aproximadamente. Su espesor mínimo de 147 m está dado por una perforación que no alcanzó a atravesarlo. El Miembro Boratifero está circunscripto a un sector próximo al extremo austral de la península y su forma es irregular por deformación tectónica, pero conserva un eje mayor submerdiano de unos 1.000 m por unos 100 a 150 m de amplitud aproximadamente. Su espesor es muy variable: se adelgaza lateralmente y se engrosa tectónicamente hacia el centro, donde alcanza potencias ocasionales de hasta 60 m con un promedio cercano a los 30 metros. El Miembro Pelitico está presente en el área del yacimiento y se extiende a lo largo de la península. En sectores lo cubren coladas basálticas y/o cubierta aluvial. Su espesor oscila en unos 30 metros como encape del cuerpo de bórax pero alcanza valores mayores, principalmente al oriente de la mina. La Formación Sijes tal como aquí se la reconoce alcanza unos 250 m de espesor, aunque puede ser mayor ya que al presente la base es desconocida.

Relaciones estratigráficas: La Formación Sijes en la península de Tincalayu no tiene base conocida. La perforación más profunda atravesó 147 m de sal de roca sin llegar al basamento. Se considera, desde un punto de vista teórico, que debajo de la sal existirían capas clásticas rojas las cuales se apoyarían en discordancia angular sobre las formaciones ordovícicas que afloran en la región tanto al oeste como al norte y al sur. Los miembros Halítico, Boratífero y Pelítico son concordantes entre sí. El techo es

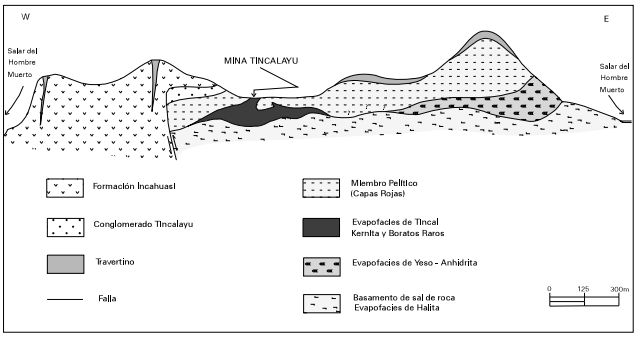


Figura 3. Perfil de mina Tincalayu.

una discordancia angular con conglomerados pleistocenos (figura 3).

Contenido Paleontológico: Al momento es inexistente. Se realizó una intensa búsqueda de vertebrados fusiles aprovechando el profundo corte del *open pit* con resultado negativo. Muestras frescas de los niveles verdes se enviaron para análisis micropaleontológicos con igual resultado (M. Quatrochio, comunicación personal).

Edad: Se dató una toba biotítica riodacítica proveniente del Miembro Boratífero la cual dio una edad de 5,86±0,14 millones de años. La toba fue analizada por el método K/Ar en la Universidad de Arizona. Un análisis químico parcial dio: 59,22% SiO_2; 2,66% Na_2O y 2,68% K_2O (Watson, en Alonso, 1986).

PLEISTOCENO

"CONGLOMERADOS TINCALAYU"
(ex-Formación Tincalayu, Alonso, 1986).

Diagnosis: Se designa con este nombre una sucesión integrada principalmente por fanglomerados y en menor proporción piroclastitas basálticas.

Nombre y perfil tipo: Su nombre se toma de mina Tincalayu. El perfil tipo ha sido elaborado en la pared oeste de la mina.

Antecedentes: La primera referencia a estos depósitos se encuentra en Alonso *et al.* (1984). Algunos rasgos estructurales fueron mencionados por Strecker *et al.* (1985). Alonso (1986) la definió como Formación Tincalayu, pero este nombre crea confusión con las capas boratíferas en sentido estricto y su importancia regional no merecen un verdadero nombre estratigráfico. Por ello aquí se prefiere mencionar a la unidad informalmente como "Conglomerados Tincalayu" y ubicarlos dentro del Pleistoceno (anteriormente Plio-Pleistoceno) siguiendo la idea de una relación genética con los basaltos de la suprayacente Formación Incahuasi.

DESCRIPCIÓN LITOESTRATIGRÁFICA

Techo: Formación Incahuasi

----------discordancia angular----------

2) 25,00 m Sección conglomerádica compleja, color general rosado a rojizo claro, integrada por conglomerados finos en la base, con abundante matriz areno arcillosa, clastos de basalto y algunos bloques de basalto de hasta un metro de diámetro, aislados, angulosos; brechas gruesas aglomerádicas de basalto, medianamente soldadas y de diseño lenticular, de unos 100 m de largo por unos 2 m de espesor; bancos aislados de travertinos gris rosados; nivel areno limoso con nódulos y venas de carbonato impregnante capilar. También lapillis similares a la unidad 1. El conjunto es un depósito caótico, torrencial, generado por mecanismos de flujos densos. Muy afectado tectónicamente, con pliegues, fallas inversas y un bajocorrimiento dentro de la unidad de unos 80 m de desarrollo. En el techo areniscas pardo rojizas finas, con niveles de pelitas pardo amarillentas, afectadas térmicamente por la unidad suprayacente

----------discordancia erosiva----------

1) 5,00 m Sucesión integrada por un conglomerado de base, con un esqueleto de clastos de basalto, planares y angulosos, de hasta 15 cm de diámetro máximo, en una matriz arenosa, pardo amarillenta, friable. Continúan areniscas conglomerádicas, con clastos mayores aislados intercalaciones de pelitas amarillentas. Conjunto friable de aspecto brechoso, caótico y torrencial, pardo claro. Culmina con un nivel lapillítico formado una arena basáltica gruesa, friable, bien estratificada, con trozos de bombas volcánicas. Entre las capas lapillíticas se presentan delgadas capitas de fango volcánico fino, pardo crema Corresponde a una oleada piroclástica *(surge*). Conjunto plegado y fallado. Genéticamente responden a depósitos de flujos densos y de explosiones hidromagmáticas.

Total: 30,00 metros.

----------discordancia angular----------

Base: Formación Sijes

Forma, dimensiones y espesor de los afloramientos: No se conocen la forma ni extensión de esta unidad por encontrarse cubierta por coladas basálticas y/o cubierta aluvional. Los trabajos de explotación minera expusieron sus afloramientos en la pared oeste de la mina. Se estima que deben continuar ya que asomos aislados se han encontrado en otros puntos de la península. El máximo espesor medido es de 30 metros.

Relaciones Estratigráficas: Se encuentra separada por discordancias angulares de las formaciones Sijes e Incahuasi en base y techo respectivamente.

Edad y Correlaciones: No puede conocerse su edad con certeza. Discordancias angulares la separan de la Formación Sijes (5,86 Ma) y de la Formación Incahuasi (0,754 Ma), esto es Mioceno superior y Pleistoceno respectivamente, quedando acotado entre ambas edades. Sin embargo, se considera que su edad debe ser pleistocena en razón de la presencia de basaltos en los conglomerados que formarían parte del inicio del ciclo eruptivo básico de la Formación Incahuasi.

Estructura: Se encuentra muy deformada mostrando pliegues, fallamiento inverso y un bajocorrimiento de unos 100 m de longitud. Algunas características estructurales han sido mencionadas por Strecker *et al.* (1985).

Ambiente: Las características torrenciales del depósito, matriz arcillosa e intercalaciones piroclásticas indican claramente un ambiente de flujos volcánicos densos de tipo lahárico.

"CALIZAS TRAVERTÍNICAS"

Fueron originalmente descriptas como "Travertino" por Villacorta (1973) y asignadas al Cuaternario. Se presentan cubriendo en forma saltuaria a la Formación Sijes. Los afloramientos más conspicuos se presentan al Este del yacimiento en los sectores de Lomada Blanca (donde forman un suave pliegue) y en el camino al campamento Patricia. Ambos afloramientos cubren un área aproximada a tres kilómetros cuadrados. Se trata de bancos de calizas travertínicas impuras, amarillentas a grises, intercaladas con capas de arenas y arcillas. Algunos niveles delgados presentan mayor pureza. Hacia la parte superior aparecen intercalaciones piroclásticas basálticas similares a las de la Formación Tincalayu. Los bancos de calizas no superan los 0,50 m; el espesor máximo del conjunto es cercano a los 20 metros. Su base está en contacto por discordancia angular con la Formación Sijes, mientras que hacia el techo está cubierta sólo en algunos sectores por los basaltos de la Formación Incahuasi.

Su edad al igual que la Formación Tincalayu es difícil de determinar exactamente. En principio es más antigua que los basaltos pleistocénicos de la Formación Incahuasi y más moderna que la Formación Sijes. Por su posición estratigráfica sería en parte sincrónica con los "Conglomerados Tincalayu". Genéticamente responde al derrame de aguas termales bicarbonatadas. Es curioso resaltar que a pesar que las aguas han atravesado una secuencia sedimentaria rica en boratos no han depositado estos minerales en superficie.

FORMACIÓN INCAHUASI

Provisionalmente se asignan aquí a la Formación Incahuasi los basaltos que afloran en la península de Tincalayu. La Formación Incahuasi fue definida originalmente por Aceñolaza *et al.* (1975), para designar coladas basálticas que afloran en proximidades del yacimiento aurífero abandonado de Incahuasi, ubicado en el borde austral del salar Hombre Muerto. Además de las mencionadas coladas basálticas aflorantes en Incahuasi y Tincalayu existen otros puntos en la depresión de Hombre Muerto con similares manifestaciones volcánicas. Entre ellas se destacan las de Farallón Catal, donde pueden apreciarse basaltos que cubren discordantemente ya sea los términos del Grupo Pastos Grandes allí presentes (Formaciones Pozuelos, Sijes y Catal), terrenos pleistocénicos (Los Negros) o bien se derraman directamente en el salar (volcán de laguna Catal). También deben mencionarse basaltos en Punta Gorda y sus alrededores en el extremo austral del cordón del Gallego. Todos estos derrames básicos se han generado después de la fase Diaguita formando parte de dos o más pulsos eruptivos durante el Cuaternario. En este trabajo se describen los afloramientos de mina Tincalayu.

Techo: Parcialmente con cubierta aluvial

----------discordancia angular----------

3)	20,00 m	Basalto olivínico, macizo, fresco, mayormente afanítico.
2)	2,00 m	Autobrecha basáltica gruesa, soldada, porosa.
1)	1,50 m	Oleada piroclástica basal *(base surge)*, friable, bien estratificada.

----------discordancia angular----------

Base: "Conglomerado Tincalayu"

Forma y espesor de los afloramientos: Comprende coladas basálticas emitidas tanto central como fisuralmente a lo largo de la falla que limita la península de Tincalayu por occidente. El espesor es muy variable ya que los flujos rellenan relieves preexistentes. En algunas perforaciones se han cortado hasta 70 m de basalto macizo (Raskovsky, com. personal, 1986).

Relaciones estratigráficas: Cubre en discordancia angular a las formaciones infrayacentes. Yace tanto sobre el "Conglomerado Tincalayu", como sobre las "Calizas Travertinicas" o sobre la Formación Sijes

Edad, quimismo y correlaciones: Una muestra de basalto fue datada en la Universidad de Arizona por el método K/Ar, arrojando una edad de 0,754±0,02 Ma (Watson, en Alonso, 1986). Un análisis químico parcial dio 50,55% SiO_2, 3,14% Na_2O y 2,51% K_2O, lo cual permite su clasificación como "basalto olivínico potásico alcalino" en la clasificación de Irvine y Baragar o como una lacita de acuerdo a Streckeisen. Tentativamente podría correlacionarse con algunas de las coladas basálticas mencionadas anteriormente para la depresión de Hombre Muerto, así como con otras manifestaciones básicas del ámbito de la Puna Austral, principalmente las del borde oriental del salar Antofalla (Hor-

mann *et al.,* l973). En su conjunto, dichas coladas basálticas serían consecuencia de un fenómeno de delaminación en la placa (Kay y Kay, 1993; Allmendinger *et al.,* 1997).

ESTRUCTURA

La península de Tincalayu constituye un bloque fracturado y elevado. La fractura occidental tiene mejor expresión morfológica y es por ella donde se ha canalizado el magma básico que dio origen a las coladas fisurales y centros efusivos. Los terrenos que la integran han sido fuertemente deformados mostrando un estilo de plegamiento disarmónico el cual es notable en el área del yacimiento y se normaliza hacia el norte de la península. El fracturamiento dominante es inverso aunque no muy representativo dada la plasticidad de los materiales presentes. En los alrededores del yacimiento la posición de los ejes de pliegues adquieren formas curvas y un diseño dómico lo que denuncia la presencia de un abombamiento que en parte estaría ligado al diferente comportamiento mecánico de las evaporitas que yacen en profundidad.

HISTORIA GEOLÓGICA

El desconocimiento que se tiene de los terrenos profundos de la península de Tincalayu, impiden reconstruir la historia geológica en su totalidad. La historia registrada corresponde al lapso Mioceno superior-Holoceno. Puede inferirse que el basamento de la península son las rocas ordovícicas que afloran al norte, sur y oeste y que sobre ellas se apoyarían, en fuerte discordancia angular, capas rojas que iniciarían la sedimentación cenozoica. Es probable que el actual bloque elevado que constituye la península de Tincalayu es el relieve invertido de una fosa que se generó en el lugar durante el Mioceno. Esta interpretación surge por el comportamiento en bloques presentes en la depresión de Hombre Muerto a causa del control regmático que ejercen las fracturas del zócalo, como también al estilo sedimentario propio que ocurre en cada uno de los elementos positivos observados (Vizcacheras, península de Tincalayu, Farallón Catal, península de Hombre Muerto). De esta manera una vez generada la "fosa" de Tincalayu comenzó su progresivo relleno hasta llegar al depósito de sal que es el primer registro que podemos analizar directamente. La presencia de un Miembro Halítico (formación de subsuelo documentada arealmente por un centenar de sondeos), integrado fundamentalmente por sal de roca, tobas y tufitas, indica una falta de alimentación de sedimentos del marco rocoso, un acentuado vulcanismo explosivo ácido de carácter regional y un vulcanismo local como lo demuestran las coladas basálticas expuestas en el flanco oriental del yacimiento al cual estaría asociado un intenso termalismo. Las aguas termales mineralizadas confluían a un sector deprimido donde por sobresaturación y/o alta evaporación se depositaba el cloruro de sodio que era esporádicamente cubierto por lluvias de cenizas volcánicas. Este ritmo sedimentario evaporítico continuó normalmente durante la deposición del Miembro Boratífero. La toba en el techo de los boratos, datada en 5,86 Ma, nos está indicando que ello aconteció en el Mioceno superior. El Miembro Pelítico representa un cambio, expresado en la disminución de evaporitas y aumento dominante de terrígenos finos. Se mantiene sin embargo un aporte residual de soluciones termales boratadas como se refleja en los niveles ulexíticos singenéticos. El Miembro Pelítico es la culminación del depósito y ya sea porque con él se colmata la cubierta o bien porque con la acción de movimientos diastróficos, se produce la primera deformación de la sucesión sedimentaria, con acortamiento expresado por plegamiento y fallamiento inverso. La edad de este movimiento no está determinada con precisión y puede responder ya sea a la fase Quechua Principal o Diaguita. Sobreviene una etapa de erosión y nueva sedimentación con el depósito caótico y torrencial de fanglomerados con intermitentes oleadas piroclásticas basálticas ("Conglomerado Tincalayu"). Estos depósitos gruesos indican alta energía y una reactivación importante de la sedimentación, así como también la aparición de un vulcanismo básico en el área. Más o menos sincrónicamente aguas bicarbonatadas cálcicas se derramaron dando los mantos de calizas travertínicas. Se produjo una nueva etapa de deformación de carácter compresivo, que acentúa el acortamiento de la Formación Sijes infrayacente y de la propia Formación Tincalayu. Se implantó luego un vulcanismo basáltico a los 0,754 Ma que comenzó con explosiones lapillíticas y finalizó con coladas basálticas. Durante el Pleistoceno comenzó la elevación de la península de Tincalayu. Se produjeron algunos derrames basálticos sobre el borde occidental y luego se definen la morfología y altura actuales.

EL CUERPO DE BÓRAX

Generalidades

La masa mineralizada que da origen al yacimiento Tincalayu, es un cuerpo prácticamente monomineral, con algunas especies menores y raras. Estratigráficamente es parte integrante de la Formación Sijes aflorante en el extremo austral de la península de Tincalayu. Su base está dada por un basamento de sal de roca con el cual es concordante y hacia el techo pasa también concordantemente a pelitas y areniscas rojizas con cantidades menores de ulexita. Hacia el este se interpreta un cambio facial a un cuerpo de anhidrita/yeso, claramente expuesto en el canal de evacuación de líquidos de la mina, mientras que hacia el oeste las relaciones no son claras por la implantación del vulcanismo a lo largo de la fractura occidental de la península. Muestra una forma de lente deformada tectónicamente y está elongado submeridionalmente, solidario al eje central de la península, encontrándose enterrado a una profundidad entre 40 y 60 metros. Sus dimensiones aproximadas son de 1.000 m de largo por 150 m de ancho, con un espesor variable entre 10 y 50 m (Cornejo y Raskovsky, 1981). Litológicamente, ya sea como ganga de las capas de bórax o bien como delgadas intercalaciones, ocurren pelitas y areniscas de co-

lores pardos y tobas y/o tufitas de colores verdes y grises. En la mitad inferior del cuerpo predominan gangas arenolimosas pardas cuya tonalidad es pardo rosada blanquecina, mientras que en la mitad superior predominan las gangas tufítico tobáceas verdosas que dan a la sección una tonalidad blanquecino verdosa. Estructuralmente se presenta plegado disarmónicamente. El comportamiento físico diferencial con respecto a la sal de roca y las pelitas suprayacentes producen un fuerte amasamiento con planos de despegue, fallamiento, brechamiento y engrosamiento tectónico. La compresividad a la que fue sometido el cuerpo es producto de un considerable acortamiento en sentido horizontal. La edad del manto de boratos de acuerdo con una datación realizada sobre una toba riodacítica biotítica de su tramo superior es de 5,86±0,14 Ma (Watson, en Alonso, 1986). Esto indica Mioceno superior para el acontecimiento boratífero.

Mineralogía

Si bien el mineral predominante es el bórax o tincal, ocurren cantidades apreciables de kernita, como también numerosas especies menores y raras, algunas de las cuales son, al presente, exclusivas para el yacimiento como ezcurrita, ameghinita, rivadavita y aristarainita. Actualmente se conocen 17 especies de boratos de las cuales una es un silicoborato (searlesita), otra un borato de estroncio y calcio (estroncioginorita), y el resto son boratos de sodio (bórax, kernita, tincalconita, ezcurrita, ameghinita); boratos de sodio y calcio (ulexita, probertita); boratos de calcio (ginorita, inyoita); boratos de magnesio (inderita, kurnakovita, macallisterita); boratos de sodio y magnesio (rivadavita, aristarainita) y una especie innominada de borato-carbonato hidratada. La asociación mineralógica de Tincalayu es única en su tipo en el mundo (Aristarain *et al.,* 1977).

Bórax: Fue mencionado primeramente por Catalano (1929) y descripto más en detalle por Muessig y Allen (1957). Es el mineral más abundante y su presentación es muy variada. Ocurre más conspicuamente como capas macizas de bórax puro, ya sea incoloro o bien con ligeras tonalidades verdosas o rosadas (por impurezas arcillosas) o naranjas amarillentas por sulfuros de arsénico (oropimente, rejalgar). También se presenta formando capas de cristales euhedrales, de milímetros a centímetros de largo, crecidos en un fango verdoso arcilloso tufáceo, que suele formar ritmitas con niveles clásticos. Otra presentación es como venas transgresivas que muestran un enrejado drúsico de cristales alargados. Aparece también como cristales subhedrales de caras perfectas o bien desarrollados en cavidades lenticulares a la manera de geodas, una de las cuales alcanzó dimensiones de 1 m x 1 m x 0,50 m con cristales transparentes de hasta 20 cm de largo, algunos con inclusiones fluidas. Es común encontrarlo también de aspecto netamente sacaroide. También aparece con brechas de bórax arcilla y como finas venillas transgresivas en todas direcciones. Puede encontrarse asimismo impregnando como relleno las capas clásticas. En partes puede observarse su carácter primario así como también la estratificación original, pero esta ha sido modificada mayormente por la removilización del mineral durante la diagénesis de los sedimentos. Cristales diseminados anhedrales de bórax han sido también observados en el basamento de sal de roca infrayacente.

Tincalconita: Mencionada primeramente por Muessig y Allen (1957). Se presenta como producto de alteración sobre el bórax. El bórax fresco si es expuesto a la atmósfera, comienza en pocos días a enturbiarse hasta cubrirse de una delgada película blanca de microscópicos cristales de tincalconita. Todos los viejos frentes de explotación de la mina se encuentran totalmente alterados a este mineral.

Kernita: Fue mencionada primeramente por Ahlfeld y Angelelli (1948) y estudiada posteriormente por Hurlbut *et al.* (1973). Se la encuentra principalmente en la parte inferior del cuerpo boratífero formando masas irregulares rodeadas enteramente por bórax o bien como venas anchas transgresivas. Se presenta como agregados de cristales aciculares. Su permanencia a la intemperie permite el desarrollo de tincalconita que se localiza preferentemente a lo largo de los planos de clivaje. La alteración a tincalconita de la kernita es mucho mas lenta que la del bórax. Cristales aislados de kernita fueron observados también en testigos de un sondeo realizado en el basamento de sal de roca infrayacente.

Ulexita: Ocurre abundantemente en los sedimentos limo arcillosos que cubren el cuerpo de bórax. Se presenta en distintas variedades; la más común de las cuales es en nodulitos milimétricos diseminados; también en capitas macizas rítmicas y en capas de nódulos irregulares deformados ("papas") de hasta 6 cm de diámetro. Se presenta como un mineral blanco, fibroso, sedoso y compacto. En el interior del cuerpo de bórax la ulexita se encuentra muy subordinada.

Ezcurrita: Especie mineral nueva poco frecuente, descubierta por Muessig y Allen (1957) y reestudiada por Hurlbut y Aristarain (1967). Su ocurrencia y forma de presentarse es similar a la kernita y al igual que ella es considerada un producto de transformación del bórax.

Ameghinita: Especie mineral nueva descubierta por Aristarain y Hurlbut (1967a). Es un borato raro y se presenta incluida en el bórax como masas nodulares, esferoidales y alargadas de unos pocos centímetros.

Rivadavita: Especie mineral nueva descubierta por Hurlbut y Aristarain (1967a). Es un borato raro y se presenta como agregados esferoidales de 1 a 9 cm de diámetro de aspecto sedoso, incluidos en el bórax.

Aristarainita: Especie mineral nueva descubierta por Hurlbut y Erd (1974). Es un borato raro y se presenta en

pequeños cristales inferiores al milímetro en una matriz de bórax y kernita.

Macallisterita: Fue mencionada y descripta por Aristarain y Hurlbut (1967b). Es un borato raro y se presenta como cristales centimétricos que ocupan el núcleo de masas nodulares o vetitas de rivadavita.

Inderita: Fue señalada por Muessig y Allen (1957) y reinterpretada como kurnakovita por Aristarain y Erd (1971). Ha sido reiteradamente indicada en informes internos de la compañía propietaria del yacimiento, pero no existen estudios mineralógicos precisos que descarten o corroboren su presencia.

Kurnakovita: Aristarain y Erd (1971) describieron como kurnakovita un horizonte de cristales crecidos en los materiales clásticos que cubren el cuerpo de bórax; los individuos alcanzan hasta 10 cm de diámetro y la capa hasta 1 m de potencia. La especie fue nuevamente estudiada por Aristarain y Rossetto (1993), quienes la mencionan tanto dentro del cuerpo de bórax en cristales idiomorfos como en los sedimentos rojos que lo recubren en cristales subidiomorfos.

Inyoita: Aristarain y Erd (1971) mencionan la presencia de una delgada capa con cristales de inyoita, intercalada en sedimentitas que recubren el cuerpo de bórax. Según estos autores los cristales son impuros, de color pardo rojizo y opacos debidos a las partículas finas que incluyen y se encuentran ya sea como grupos de cristales o bien como cristales idiomorfos aislados de hasta 2 cm de diámetro.

Ginorita: Esta especie rara ha sido mencionada pero no descripta por Hurlbut y Erd (1974).

Estroncioginorita: Esta especie rara ha sido mencionada pero no descripta por Aristarain *et al.* (1977).

Probertita: Esta especie ha sido mencionada por Aristarain *et al.* (1977). Se presenta en cristales idiomorfos o bien en agregados radiales de color blanco incluidos tanto en bórax como kernita (Aristarain en Angelelli *et al.,* 1983). Aristarain (1991) realiza una nueva descripción del mineral al que señala formando nódulos de hasta 2 cm de diámetro crecidos en ulexita densa.

Searlesita: Este silicoborato fue mencionado y descripto por Aristarain *et al.* (1977). Se presenta formando nódulos pequeños, esféricos, de hasta 1 mm de diámetro, constituidos por cristales dispuestos radialmente, incluidos en el bórax. Se trata de una especie rara.

Otros minerales: Otras especies minerales que se encuentran en el yacimiento son los sulfuros de arsénico rejalgar y oropimente, los cuales aparecen como intercrecimientos amarillentos o naranjas en el bórax que adquieren a veces fuertes concentraciones. Como un cambio facial del bórax se presenta un cuerpo de yeso/anhidrita con abundante ulexita diseminada en finas capitas y venas transgresivas de cristales sedosos. Halita es muy abundante; forma el basamento del cuerpo de bórax y también se presenta diseminada y en venillas en su interior. Aristarain (1992) menciona un nuevo carbonato-borato hidratado y también la presencia de dolomita y magnesita. Aristarain (1993) cita el hallazgo del bicarbonato de sodio natural (nahcolita) y del silicato de bario (sanbornita).

MODELO GENÉTICO

Son escasos los trabajos que se refieren al origen y la evolución del yacimiento Tincalayu, debiéndose rescatar las contribuciones de Muessig y Allen (1957) y Hurlbut *et al.* (1973). La extensa cubierta salina moderna que rodea el relieve de rocas terciarias en que se emplaza el yacimiento, como también la desconexión facial con los otros relieves terciarios, hacen difícil la interpretación de su evolución geológica ligada al marco tectono-estratigráfico regional. La historia registrada del yacimiento comienza con la formación de una potente sucesión halítica que de acuerdo a un sondeo profundo supera los 145 m y de la cual no se conoce su base. Se interpreta que al tiempo de su formación una depresión cerrada, ocupada por un salar, abarcaba al menos lo que es actualmente la península de Tincalayu, ya que la masa de sal de roca ha sido comprobada por perforaciones en toda la península. No se conoce sin embargo cual era la extensión total de aquella depresión. Es posible que su línea de costa occidental estuviera dada por el cordón del Gallego. Un intenso termalismo, asociado al vulcanismo regional, haría que sus aguas calientes, fuertemente cloruradas sódicas se derramaran en el interior de la cubeta endorreica donde por elevada sobresaturación y/o alta evaporación se formarían las capas de halita. Esto sería un símil de lo que ocurre en los actuales salares donde se presentan potentes sucesiones de capas halíticas, en parte relacionadas al intenso termalismo salinífero reciente. Un ejemplo actual lo constituye el salar de Antofalla que en su margen centro occidental (Botijuelas) está alimentándose por fuentes termales que derraman aguas cloruradas sódicas que por fuerte evaporación dan lugar a gruesas costras de halita. La sucesión estratigráfica de capas de halita con escasos terrígenos es indicativa de una falta de alimentación de sedimentos durante el depósito, mientras que la presencia de abundantes niveles tobáceos y/o tufíticos evidencian la caída periódica de cenizas provenientes de las erupciones del vulcanismo regional. La aparición puntual y diseminada de escaso bórax en el interior de la sal, indicaría que el termalismo aportaba también algunas soluciones boratíferas al circuito hidrológico. El paso del cuerpo salino al cuerpo boratífero es transicional y queda reflejado por persistencia del ritmo sedimentario, representado fundamentalmente por las capas químico evaporíticas las cuales cambian de cloruradas a boratíferas. Las intercalaciones son principalmen-

te de cenizas y en menor proporción de terrígenos. Casi sincrónicamente se implanta un "eje" volcánico en el flanco oriental de la depresión, el cual genera algunas coladas de tipo basáltico olivínicas a andesíticas cuyos remanentes plegados y erosionados se encuentran intercalados en sedimentitas de la Formación Sijes. Estas coladas son fundamentales para la comprensión genética del depósito, pues si bien se tiene clara la existencia del vulcanismo regional no se habían encontrado hasta ahora evidencias de vulcanismo local. Si se compara el yacimiento Tincalayu con su análogo de Kramer (USA), una diferencia importante entre ambos es el sustrato del manto boratífero. Así mientras en Tincalayu el sustrato es el cuerpo de sal de roca, en Kramer es una colada basáltica. Con el hallazgo de referencia se tienen entonces coladas basálticas sincrónicas al depósito de bórax Tincalayu. No se sabe como evolucionó el diseño del paleosalar de Tincalayu al tiempo del depósito del manto boratífero. Se supone aquí que hubo una disminución del tamaño y a su vez se formó un pequeño lago, entendiendo como tal un cuerpo de agua salada, de dimensiones reducidas, en el interior de la cubeta. Ello estaría indicado por algunos rasgos del depósito como son las capas de bórax macizo, el formato areal del cuerpo, los colores verdes que indicarían una mayor reducción en el medio. El lago recibiría en forma directa las aguas calientes boratíferas que se volcarían en su interior donde por enfriamiento precipitaría químicamente el bórax el cual se cubriría paulatinamente por nuevas capas de bórax y cenizas. Aquí puede haber jugado un papel muy importante la subsidencia del piso del lago para generar los espesores de mineral registrado. También afluirían aguas meteóricas y subterráneas cargadas con otros elementos. En el borde oriental del lago y probablemente por un problema de solubilidad se depositaba yeso con algo de ulexita. La falta de perforaciones en la zona de transición bórax a yeso, impiden definir si se trata de un cambio facial de un mismo cuerpo o bien si existía un par de pequeños lagos paralelos en uno de los cuales se depositaba el bórax y en el otro el yeso. La presencia de excelentes ejemplos de fuentes termales extinguidas en numerosos salares con boratos de los Andes Centrales que alimentaron directamente el interior de las depresiones, entre ellas el caso actual del salar Surire (Chile) nos permite extrapolar esa situación en el tiempo para explicar el caso de Tincalayu. Sin embargo algunas cuestiones deben tener un tratamiento especial en el marco de una filosofía actualista. Los depósitos recientes de bórax que se conocen en la Puna son todos de cristales euhedrales de diferentes tamaños crecidos en el fango. Así por ejemplo Turi Lari muestra un depósito de cristales de bórax perfectamente euhedrales englobados en una matriz arcillosa plástica de color verde que no superan los 2 cm de largo. Un ejemplo casi idéntico pero antiguo es el depósito de bórax miocénico de Loma Blanca. En cambio la mina Inundada en el salar Cauchari enseña cristales de bórax que alcanzan tamaños máximos de 20-25 cm en un fango arcilloso rojo. No existe una situación en donde ocurran capas macizas de bórax como las que se presentan en Tincalayu. Un esquema similar pero menos deformado que Tincalayu es Boron (USA) donde se conservan capas de ritmitas formadas por niveles de cristales euhedrales de bórax y arcilitas verdes. Sobre esta base Muessig y Allen (1957) interpretaron que Tincalayu había sido un depósito de salar formado originalmente por cristales crecidos en el fango y que a causa de las fuertes presiones sufridas durante los movimientos deformantes que lo afectaron, habrían recristalizado transformándose de cristales sueltos en capas macizas. Según los autores de referencia esto ocurre donde el cuerpo alcanza mayor deformación y en donde a su vez se encuentran minerales de metamorfismo del bórax como kernita y ezcurrita. En las zonas no deformadas o periféricas aparecerían los cristales sueltos en el fango. Esta idea no es aquí compartida por varias razones. En primer lugar la presencia de cristales sueltos en el fango en zonas alejadas del cuerpo principal puede explicarse normalmente por el crecimiento de cristales en una playa lacustre. A su vez en el cuerpo principal se observan capas primarias donde se conservan pequeños cristales de bórax crecidos en el fango con capas infrapuestas o superpuestas de bórax macizo. En este trabajo se interpreta que si bien existen transformaciones no todas las capas de bórax macizo son secundarias. Las capas macizas primarias podrían ser el depósito químico formado directamente sobre el piso de un pequeño lago de profundidad desconocida, como consecuencia de una fina lluvia de cristales producida por una sobresaturación en boro de las aguas a causa del aporte constante de fuentes boratíferas ubicadas en sus márgenes o directamente en su interior. Si bien el principio del actualismo es válido en lo que se refiere a transportar al pasado el aporte de las fuentes termales en la generación de acumulaciones de boratos, la situación de Tincalayu no ocurre actualmente en la Puna porque tampoco existe ningún lago donde se haya depositado bórax. Se piensa aquí que muchas de las estructuras primarias del depósito Tincalayu, como por ejemplo las ritmitas, son precisamente el producto del complejo carácter físico-químico a que están sometidos los lagos como son los cambios de clima, las temperaturas diurnas y nocturnas, la circulación interna de las aguas, las zonaciones por densidad y temperatura, el aporte de aguas de distinta salinidad y la evaporación e influencia del viento. El pasaje desde el cuerpo de bórax a los sedimentos suprayacentes es neto. Se produce un cambio de color de verde a pardo oscuro y aparecen capas de arcillas compactas que encierran abundante ulexita primaria ya sea en capitas macizas, ritmitas, o en "papas". La litología indica un cambio de ambiente de lacustre a playas muy similares a las actuales. Las aguas boratadas habrían encontrado mayor calcio en el medio y precipitaron como ulexita y no como bórax o bien las aguas termales se volvieron boratadas cálcicas. Antes de finalizar la sedimentación del Miembro Pelítico se formaron dos capas de cristales, una conteniendo kurnakovita y otra inyoita. Mientras tanto el cuerpo de bórax enterrado en profundidad comenzó un proceso de compactación y eli-

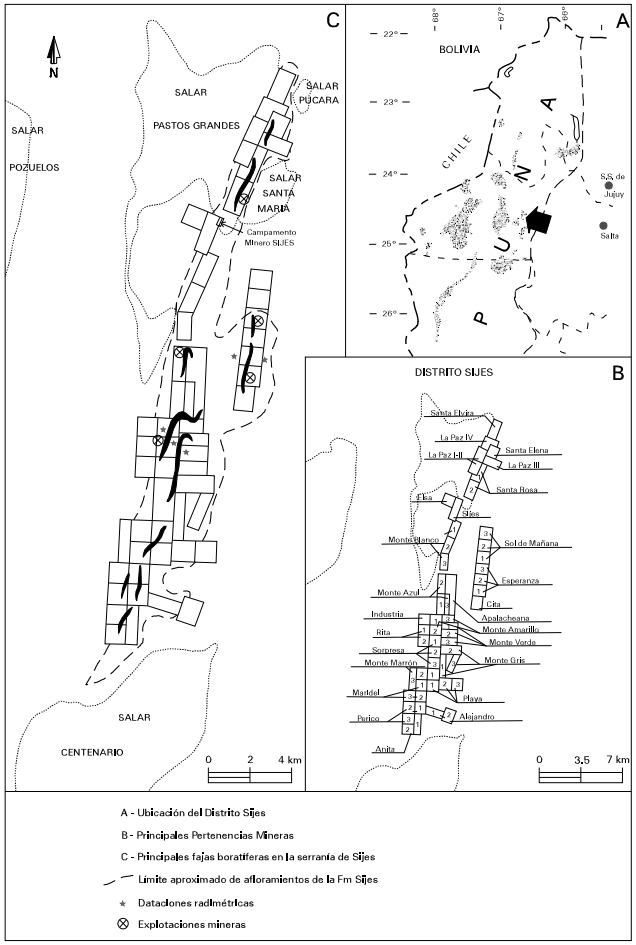


Figura 4. Fajas boratíferas y minas en la Serranía de Sijes.

minación del agua intersticial. Así, algunas estructuras originales comienzan a obliterarse y aparecen algunas texturas y estructuras diagenéticas. La importancia del Miembro Pelítico radica en su condición de roca sellante, que cubre y fosiliza al depósito de bórax. Durante la depositación del Miembro Pelítico se produjeron los movimientos deformantes que comprimieron y elevaron la sucesión acumulada en la cuenca de Tincalayu. Esta deformación es la causa de que un gran número de estructuras primarias sean borradas definitivamente. Aparecen algunos minerales diagenéticos que han sido considerados por algunos autores como una transformación del bórax (ej. kernita y ezcurrita). En el caso de la kernita, se ha propuesto un origen singenético asociado a la parte más caliente de los sistemas geotermales (Alonso y Robertson, 1991, 1992). El acortamiento compresivo da lugar a planos de deslizamiento y separación de capas donde las aguas circulantes depositan un nuevo bórax recristalizado. Parte del mineral fue brechado en o entre los planos de fractura. Las aguas subterráneas pueden haber sido causantes de algunas de las especies minerales presentes por incorporación de nuevos elementos. La sumatoria de diagénesis, deformación, aguas subterráneas circulantes y elevado flujo térmico local entre otros, son la causa de la compleja presentación y particular asociación mineral presente en el yacimiento Tincalayu.

DEPRESIÓN DE PASTOS GRANDES

La depresión de Pastos Grandes, alberga las mayores concentraciones de boratos de la Puna argentina (figura 4). Pueden mencionarse entre otras las que dan lugar a los importantes yacimientos de hidroboracita en Monte Amarillo y Monte Azul y de colemanita de Esperanza, Sol de mañana y Santa Rosa. Todos ellos corresponden a mantos sedimentarios incluidos en la Formación Sijes. Por otra parte en terrenos infrayacentes (Formación Pozuelos) y suprayacentes (Formación Blanca Lila, esta última terrazas pleistocenas que rodean el actual salar de Pastos Grandes), se han encontrado pequeños depósitos de ulexita e inyoita (mina Elsa). Por último en el salar actual ocurren capas de ulexita intercaladas con materiales limo-arcillosos salinos (Alonso, 1986)

La cuenca terciaria de Pastos Grandes (Salta) presenta la secuencia más completa de rocas cenozoicas de la Puna Argentina. En líneas generales la depresión se encuentra enmarcada por una cadena de estratovolcanes en el norte, una sierra tectónica de leptometamorfitas ordovícicas en el oeste, una cadena montañosa compuesta por granitoides en el este y serranías de sedimentitas terciarias en el sur. Los boratos se presentan en mantos sinsedimentarios y corresponden a depósitos lacustres ligados a fuentes termales, clima árido y volcanismo activo, en una cuenca de tipo intra-arco/intra-plateau.

Los trabajos que se han publicado hasta el presente sobre los aspectos geológicos de esta región, han proporcionado una base de referencia sobre la composición litológica y la edad de los terrenos aflorantes. Entre ellos se tienen los de Turner (l960, 1964); Pratt (1961); Igarzábal (1979); Gutiérrez (1981); Pascual (1983); Alonso *et al.* (l984b); Alonso y Gutiérrez (1986); Alonso (1986); González-Barry y Alonso (1987); Allmendinger, *et al.* (1987 a y b); Jordan y Alonso (1987); Alonso *et al.* (1989, 1991); Alonso y Viramonte (1990); Vandervoort (1993).

La comarca de Pastos Grandes se encuentra ubicada en el borde nororiental de la Puna de Salta, comprendida en la Hoja Geológica 7c (Nevado de Cachi) de la Carta Geológica-Económica de la República Argentina. Se encuentra demarcada aproximadamente por las coordenadas 66°35'-66°45'O y 24°30'-24°45'S. La altura de su piso es de unos 3.800 m sobre el nivel del mar. Dista 330 km por camino carretero desde la ciudad de Salta. El acceso más directo es por un camino que se aparta de la Ruta Nacional 51 a la altura de mina La Poma y luego de sortear el abra del Gallo desciende hasta Santa Rosa de los Pastos Grandes, continuando luego por el interior de la depresión. También se accede desde la estación ferroviaria salar de Pocitos, a través de la Ruta Provincial 129, en un recorrido aproximado de 60 kilómetros. Desde el sur puede llegarse por un camino que la vincula con mina Tincalayu.

Entre los rasgos fisiográficos se tiene por una parte depresiones cerradas entre las que se destacan el salar y la laguna de Pastos Grandes y otras menores como los salares Pucará, Santa maría y de La Laguna. También serranías bajas como Pucará, Sijes, Agua Salada y Sin Nombre y serranías altas como los filos de Pozuelos, Copalayo y Oire Grande. Como rasgo sobresaliente se destaca la cadena volcánica transversal del Quevar con elevaciones superiores a los 6.000 m que cierra la depresión por el norte. En cuanto a su hidrología, se destacan dos cursos de agua que vuelcan sus aguas por el sector norte (río Pastos Grandes) y por el oriente (río Ochaqui-Sijes), para dar lugar a la laguna de Pastos Grandes, un cuerpo de agua somero de carácter permanente.

Los terrenos que afloran en la comarca corresponden únicamente a rocas de los tiempos Ordovícico y Cenozoico (figura 5). El Ordovícico se encuentra representado por pelitas y grauvacas leptometamórficas, verdes a grises, fuertemente plegadas y fracturadas que conforman los filos de Pozuelos y Copalayo del flanco occidental de la depresión y parte de su basamento. Estos terrenos fueron definidos originalmente como Formación Copalayo y asignados al Precámbrico por Turner (1960, 1964). El hallazgo de graptolites en comarcas aledañas cambiaron su asignación cronológica al Ordovícico (Aceñolaza, 1973). El único fósil que se pudo encontrar en el área fue un fragmento de nautiloideo conservado en una concreción proveniente de los faldeos del filo Pozuelos (Alonso, 1986). También al Ordovícico pertenecen las plutonitas y metamorfitas de la Formación Oire (Turner, 1960) que fueron integradas posteriormente como «Faja Eruptiva de la Puna Oriental» por Méndez *et al.* (1972). En el área aflora el perfil tipo de Turner (1960) para la citada formación. Se presenta conspicuamente en la prolongación septentrional del filo de Oire Grande (cerros de Ochaqui y El Morro) y en el borde oriental de la depresión.

En fuerte discordancia angular sobre las rocas paleozoicas y con una inclinación hacia el este, se desarrolla una potente sucesión de sedimentitas continentales terciarias que afloran a lo ancho de la cuenca (17 km) aunque en muchos casos sin solución de continuidad. Su granulometría es decreciente de la base hacia el techo. En la base es conglomerádica, en el tercio medio es psamo-pelítico-evaporítica (halita), y en el tercio superior es psamo- pelítico-piroclástico-evaporítica (yeso, boratos). Existe asimismo una gradación de color que varía desde rojo intenso en la base, pardo-rojizo en los términos medios y verdoso-blanquecino-amarillento-grisáceo hacia el techo. Basado en las diferencias cromáticas y litológicas, Turner (1960) dividió al conjunto en tres formaciones que en orden ascendente denominó: Formación Geste, Formación Pozuelos y Formación Sijes. Posteriormente Alonso y Gutiérrez (1986) han descripto una nueva unidad litológica, fundamentalmente conglomerádica, de carácter concordante y transicional que corona al Grupo Pastos Grandes y denominan Formación Singuel. La denominación de Grupo Pastos Grandes puede mantenerse sólo a los efectos prácticos que marcan el uso y la costumbre. Sin embargo en este trabajo se destaca que

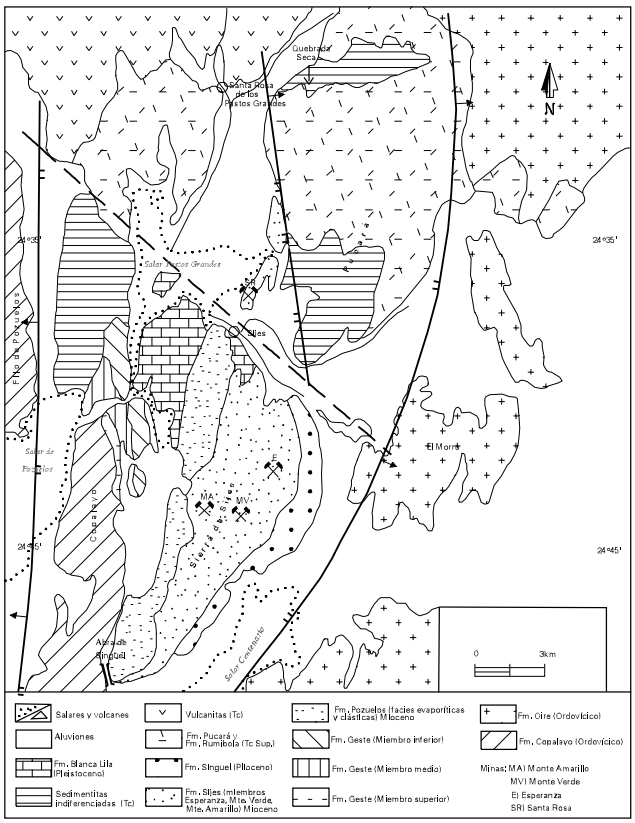


Figura 5. Geología de la comarca de Pastos Grandes.

bajo esa denominación fueron incluidas rocas correspondientes a ciclos sedimentarios distintos lo que torna inaceptable la designación de grupo de acuerdo con los aspectos formales del Código de Nomenclatura Estratigráfica. En la parte norte de la depresión se observan derrames ignimbríticos que fueron denominados por Turner (1960, 1964) Formación Pucará y Formación Rumibola. El complejo volcánico Quevar, que conforma un relieve estructural y volcánico al norte de la cuenca Pastos Grandes, tiene dos voluminosas erupciones ignimbríticas documentadas, a los 17 Ma y 10,7 Ma (Marret *et al.,* 1994). Por último se encuentran niveles terrazados pleistocénicos que rodean el salar Pastos Grandes y los depósitos detríticos y evaporíticos recientes y actuales. La Formación Geste, la Formación Pozuelos y la Formación Singuel se describirán sintéticamente, mientras que la Formación Sijes será tratada en detalle por ser la portadora de los mantos boratíferos.

PALEÓGENO

FORMACIÓN GESTE

MIEMBRO INFERIOR

Se dispone en fuerte discordancia angular sobre la Formación Copalayo y está esencialmente constituido por conglomerados, areniscas arcillosas y fangolitas arenosas

de un intenso color rojizo a morado (Turner, 1960). Comienza la sucesión sedimentaria con un conglomerado de base, grueso, pardo morado a pardo rojizo, polimíctico, con rodados de tamaños variables, desde 1 cm a bloques de 70 cm de diámetro, subangulosos a subredondeados, de cuarzo, cuarcitas, filitas y grauvacas, con matriz conglomerádica de igual composición. El contacto basal es visible en todo el filo Copalayo, pero no siempre está presente con las mismas características, reduciéndose en algunos casos a una capa centimétrica y en otros, donde está bien representado, alcanza hasta 4 metros. Hacia arriba disminuye el tamaño del grano y comienzan intercalaciones de areniscas cuarzosas gris-amarillentas, a veces conglomerádicas y fangolitas arenosas pardo-moradas. Producen una topografía de entrantes y salientes donde los conglomerados sobresalen por su mayor dureza.

Las superficies de estratificación son irregulares, pero más marcadas en la areniscas, en las que se notan capas con estratificación entrecruzada. El cuarzo es el componente esencial de estas rocas y domina totalmente en un conspicuo banco ubicado cerca del techo de la formación, constituido por clastos bien redondeados de cuarzo lechoso («huevos de cuarzo»), de hasta 20 cm de diámetro y matriz areno-conglomerádica de igual composición. Su espesor no es constante y alcanza hasta 7 m en algunos puntos. No se han encontrado fósiles, pero sí abundantes estructuras de bioturbación en los bancos arenosos.

Algunas fangolitas arenosas muestran un aspecto manchado, dado por decoloraciones verdosas que le otorgan un aspecto de «piel de tigre». Se observan también algunos niveles carbonáticos con formación de nódulos y tubos. Por sus características se trataría de niveles profundos de paleosuelos. El espesor del Miembro inferior es variable. Donde alcanza el máximo desarrollo Gutiérrez (1981) midió 550 m, mientras que se midieron sólo 150 m en la quebrada El Paso, abertura natural que comunica los salares de Pastos Grandes y Pozuelos.

El hallazgo de fósiles en el Miembro medio suprayacente, con el cual median relaciones concordantes y de transición, permite inferir una edad eocena para este conjunto litológico (Pascual, 1983). Se distingue del Miembro medio por su coloración de tonos morados a rojizos intensos, mayor consolidación y la presencia de los conspicuos niveles de conglomerados blanco-amarillentos formados por esferoides de cuarzo. Todo el conjunto se encuentra volcado como homoclinal hacia el este.

Miembro medio

El mejor perfil aflorante de esta sección se reconoció en la quebrada El Paso. Sus contactos de base y techo son concordantes y transicionales con los miembros inferior y superior respectivamente. El Miembro medio se caracteriza por una alternancia de areniscas gruesas, micáceas y fangolitas, rojizas, con intercalaciones de lentes conglomerádicos que muestran base erosiva (estructuras de corte y relleno, paleocanales). Algunos niveles de areniscas en la parte media presentan notables entrecruzamientos con inclinación de las láminas hacia el este. También se observan bancos con abundantes rasgos de bioturbación. Se presentan niveles con paraclastos pelíticos que en algunos casos constituyen «bolas de arcilla» de hasta 20 cm de diámetro.

La sección es de tipo granocreciente: hacia el techo aumentan los niveles conglomerádicos reduciéndose sustancialmente los materiales finos. A 100 m del contacto con el Miembro inferior aparece una alternancia de areniscas medianas y gruesas, micáceas, rojizas, con algunas decoloraciones verdosas, en partes con cemento carbonático y presencia de paraclastos de arcillas y carbonatos, en las cuales se encontraron abundantes restos óseos fragmentados y desarticulados (Alonso *et al.,* 1982). Dichos restos fueron clasificados por Pascual (1983) encontrando que pertenecían a marsupiales, notounglulados y dasipódidos que indicarían una Edad-mamífero Mustersense-Divisaderense, esto es Eoceno medio a superior.

El Miembro medio se diferencia de los miembros superior e inferior por su color (rojo ladrillo), granulometría fina (areniscas y fangolitas) y aspecto morfológico sucio a causa de manchones y salpicaduras formadas por chorreado de las arcillas. En algunas partes del perfil se observan rasgos de disolución en forma de embudos a veces coalescentes. Toda la sección se presenta volcada en forma homoclinal hacia el este. El espesor medido en la quebrada El Paso es de 450 metros. Las litofacies presentes indican un medio fluvial de moderada energía, dominado por cauces estables, tal vez a causa de estabilidad climática, que sugerirían ríos meandreantes o anastomosados, mientras que los fósiles estarían señalando un ambiente cálido, subtropical, con profusión de vegetación arbórea (Pascual, comunicación personal). Una fauna similar fue descubierta en capas con litología y color parecido en Antofagasta de la Sierra, a unos 200 km al sur, con el interés que ellas contienen además restos de tortugas y cocodrilos (Alonso y Fielding, 1986; Alonso *et al.,* 1988).

Miembro superior

Se reconoció en la quebrada El Paso, siendo concordante y transicional con el Miembro medio, mientras que en el techo se encuentra cubierto por evaporitas modernas del salar Pastos Grandes. Se caracteriza por estar integrado fundamentalmente por conglomerados y cantidades menores de areniscas y fangolitas en estratos de 1 a 2 m de espesor. Se trata de una sucesión granocreciente, donde los conglomerados se hacen dominantes hacia el techo. El color del conjunto es gris pardo a gris verdoso. Los conglomerados son finos a medianos, angulosos, heterométricos y mal consolidados, con clastos de pizarras, cuarzo lechoso y metacuarcitas provenientes de las formaciones ordovícicas de la región. Forman lentes y paleocanales que se interdigitan con las areniscas. En los conglomerados gruesos los clastos alcanzan hasta 25 cm de diámetro, aunque en un nivel cerca de la base se encuentran bloques aislados de hasta 50 cm de diámetro. Los niveles fangolíticos son escasos y mues-

tran disyunción esferoidal. Esta unidad se distingue de las infrayacentes por su litología (predominancia de conglomerados) y colores (grises a verdosos). Toda la sección se vuelca homoclinalmente hacia el este. El miembro en consideración representaría un depósito de abanicos aluviales con cambios y reactivación paulatina de las áreas de aporte. El espesor medido es de 550 metros.

NEÓGENO

CONGLOMERADO NEGRO

El "conglomerado negro" se acumuló en una planicie tipo "tipo braided" (Vandervoort, 1993). Paleocorrientes y la composición de clastos denotan que las rocas de las que proviene consistirían de metaflysch, gneises y granitoides precámbricos de la Cordillera Oriental (filo del Oire Grande) hacia el sur y este de la cuenca. La presencia de litofacies indicativas de condiciones de flujo persistentes, sugiere que el piso de la cuenca se caracterizaba por corrientes perennes que fluían a través de la depresión de Pastos Grandes. El último destino de este paleodrenaje es incierto aunque puede haber sido un depocentro al norte de la cuenca Pastos Grandes ahora cubierto por rocas volcánicas del Complejo Volcánico Quevar (Quebrada Seca). La ignimbrita cerca del techo de esta unidad es probablemente el depósito distal de una erupción ignimbrítica más joven del Quevar (Vandervoort, 1993). Una datación Ar 40/39 en una toba, sobre un cristal de biotita, dio una edad para la unidad de 10,7±0,2 Ma (Vandervoort *et al.,* 1995). Entre esta unidad y la Formación Geste media un período no depositacional que abarca desde 40 Ma hasta los 11 Ma, lo que correspondería a unos 30 Ma aproximadamente.

FORMACIÓN POZUELOS

La Formación Pozuelos se caracteriza por estar esencialmente constituida por sal de roca (halita) (Turner, 1960). Comprende una sucesión de mantos de sal con intercalaciones de materiales clásticos finos (limoarcilitas y areniscas), yeso, y en menor medida tobas y tufitas. Los bancos de sal alcanzan hasta 5 m de potencia, presentándose en una textura maciza, con cantidades variables de matriz arcillosa que dan la tonalidad a la halita. Según esto las capas presentan coloraciones pardas, rojizas, grisáceas o verdosas. El color del conjunto es pardo oscuro principalmente a causa de los tapices arcillosos formados por chorreado. También se observan lentes de sal transparente. Hacia el techo se presenta una sección de unos 100 m de potencia donde predominan las limoarcilitas, areniscas, tobas y tufitas, con intercalaciones de yeso, carbonatos y boratos, estos últimos representados por inyoita y ulexita. Las tonalidades del conjunto son pardas y verdosas y vienen a configurar el pulso más antiguo de formación de boratos en la región. Las tobas y tufitas son de color gris oscuro a negro, con granulometría de arenas, y se presentan sin consolidación.

La sección de sal de roca fue también definida como «Megacuerpo salino de Pastos Grandes» (Alonso *et al.,* 1984a). La base de la Formación Pozuelos no es conocida al estar cubierta por los depósitos del salar actual, mientras que hacia el techo pasa concordante y transicional a la Formación Sijes a través de un banco rojo que es un horizonte guía local. Una datación de 6,8 Ma en la base de la Formación Sijes, indica que la secuencia halítica infrayacente se depositó durante el Mioceno. Asimismo, una muestra de toba datada por trazas de fisión, provenientes de estratos que corresponderían facialmente a la Formación Pozuelos, siendo difícil precisar la ubicación estratigráfica exacta, dio una edad de 7,6±1,1 Ma La Formación Pozuelos se encuentra fuertemente deformada en pliegues muy apretados cuyos flancos inclinan desde 40° hasta casi verticales. Ello no permite medir el espesor verdadero de la formación que aquí se estima en un mínimo de 400 metros. Los bancos de sal de roca la diferencian claramente de las formaciones inferiores y superiores. Su litología, con predominio de evaporitas, permite inferir un ambiente de formación similar al que impera para los actuales salares de la Puna. Ello representa un cambio radical con respecto al ambiente de depósito de la Formación Geste, con fauna de mamíferos de clima cálido y húmedo, horizontes de suelos profundos y ríos meandreantes de ribera estable. El amplio intervalo sin afloramientos entre el techo de la Formación Geste y la base de la Formación Pozuelos impiden conocer lo que aconteció entre ambos depósitos. Este intervalo representaría todo el tiempo Oligoceno y parte del Mioceno. Desde un punto de vista regional es a principios de ese intervalo (Deseadense) donde se produce un gran cambio de los ambientes como está reflejado en las secuencias terciarias de Patagonia central y sur de Mendoza. Localmente, es también en este intervalo en que se pasó de un régimen hidrológico probablemente exorreico a otro de neto carácter endorreico. En trabajos más recientes (Vandervoort, 1993) se reconocen dos miembros dentro de esta formación.

MIEMBRO CLÁSTICO

El Miembro clástico de la Formación Pozuelos fue acumulado sobre una planicie aluvial por flujo de detritos y corrientes de sedimentos concentrados. Las paleocorrientes y la composición de los clastos indican que los terrenos originarios consistían de metaflysch ordovícicos, rocas metamórficas de alto grado precámbricas, y rocas volcánicas terciarias en el filo de Copalayo hacia el sudoeste (Vandervoort, 1993).

MIEMBRO EVAPORÍTICO

El Miembro Evaporítico de la Formación Pozuelos se acumuló en un salar. Es la unidad portadora de evaporitas más vieja de la cuenca de Pastos Grandes. Está compuesto por halita y boratos, estos últimos correspondientes al Miembro El Zorro (Salim, 1991). La acumulación de esta unidad representa la inserción de un drenaje interno para la cuenca

de Pastos Grandes. La presencia de un gran sistema aluvial adyacente sugiere que el salar, al menos periódicamente, recibió grandes cantidades de agua durante las avenidas (Vandervoort, 1993).

FORMACIÓN SIJES,

Generalidades: Turner (1960). Dada la importancia que tiene desde el punto de vista de las concentraciones de boratos se analizó en el presente estudio un levantamiento detallado de las columna aflorante a los fines de ubicar la correcta posición estratigráfica de los mantos mineralizados. Ello permitió comprobar que la Formación Sijes en el perfil tipo puede dividirse en tres miembros claramente diferenciables entre sí.

Nombre y perfil tipo: Turner (1960) designó con el nombre de Formación Sijes a la sucesión sedimentaria que se desarrolla concordantemente sobre la Formación Pozuelos constituyendo el tercio superior del Grupo Pastos Grandes. El nombre hace referencia al pequeño río de Sijes a orillas del cual se encuentra el campamento minero homónimo de la compañía Bórax Argentina S. A. . La mejor expresión de afloramientos y a su vez la que alcanza los mayores espesores, se desarrolla en la ladera de Monte Amarillo-Monte Verde por el oeste y el valle de Esperanza por el este. Los perfiles reconocidos en esas secciones permitieron la definición en miembros para la Formación Sijes, que de base a techo se definen aquí como Miembro Monte Amarillo, Miembro Monte Verde y Miembro Esperanza.

Miembro Esperanza

Techo: Formación Singuel

12) 150,00 m Sección piroclástica. Integrada por tufitas y tobas grises a negras, con niveles de cineritas blancas. Niveles carbonáticos. Hacia la base niveles de arcilitas pardas con marcas de gotas de lluvia y huellas de aves. Hacia el techo intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados finos mal consolidados.

11) 204,20 m Sección clástico-piroclástica. Integrada por areniscas, limolitas y arcilitas, pardas, verdes y rojizas, con intercalaciones de tobas y tufitas grisáceas a blanquecinas. Yeso subordinado. En la base banco guía de toba blanca, con estratificación fina bien marcada, ondulitas y huellas de un ave (Anatidae).

10) 37,15 m Sección colemanítica. Secuencia rítmica de colemanita y fangolitas pardo oscuras («chocolate») a verde amarillentas. Niveles de yeso, tobas y tufitas muy subordinados. Nivel de diatomita conteniendo gasterópodos *(Littoridina naomiae*).

9) 34,20 m Sección piroclástica. Integrada por tobas y tufitas en partes pumicíticas, blanquecinas a grisáceas, friables, con intercalaciones de arcilitas pardo claras. En el techo potente banco de toba gris.

8) 205,50 m Sección conglomerádica. Sección granodecreciente, integrada principalmente por conglomerados finos, medianos y gruesos, con predominio de los finos a medianos. Se observó una camada formada por un aglomerado con bloques de granitoides de hasta 0,40 metros. Hacia el techo intercalaciones de areniscas y pelitas, friables, con dos niveles delgados de tobas blancas. Color general pardo claro a gris verdoso.

Espesor del Miembro Esperanza: 631,05 metros.

Miembro Monte Verde

Contacto: Cubierto. Ocupa el filo de la serranía de Sijes

7) 200,00 m Cubierto.

6) 113,50 m Sección inyoítico-colemanítica. Integrada por pelitas pardo claras y verdosas con intercalaciones rítmicas de evaporitas (inyoita, colemanita y yeso). Niveles de tobas y tufitas grises muy subordinadas. Abundante ulexita diseminada.

5) 64,60 m Sección fangolítica. Integrada por limo-arcilitas pardo claras con algunos niveles verdosos e intercalaciones aisladas de yeso. En la base toba gris guía entre el Miembro Monte Verde y MiembroMonte Amarillo. Se observan niveles aislados de tosca.

Espesor del Miembro Monte Verde: 378,10 metros.

Miembro Monte Amarillo

Contacto: Concordante transicional

4) 30,20 m Sección yesífero-anhidítica. Integrada por capas de yeso y anhidrita, pardo claras, intercaladas rítmicamente con pelitas y areniscas pardas a grises. Niveles subordinados de tobas grises.

3) 137,30 m Sección hidroboracítica. Integrada por pelitas pardo claras a verdosas, con intercalaciones rítmicas de hidroboracita y/o yeso, con tobas y tufitas subordinadas. Abundante ulexita diseminada. Cada par clastita fina-evaporita representa un ciclo lacustre que se superpone en alternancia binomial. En la parte media banco guía de arenisca verde-amarillenta, gruesa a finamente conglomerádica, con clastos de pizarras, granitoides y tobas muy alteradas, maciza.

2) 35,90 m Sección inyoítica. Integrada por arcilitas verde amarillentas, yesíferas, con intercalaciones rítmicas de niveles inyoíticos delgados. También intercalaciones de ulexita y yeso. Tufitas muy subordinadas, conjunto fuertemente plegado. Abundante ulexita diseminada.

1) 113,30 m Sección clástica. Integrada por pelitas y areniscas rojizas, pardo claras a verdosas, con niveles aislados de yeso y tobas. En la base nivel guía formado

por un banco potente de arcilita roja que constituye la unidad de contacto con la Formación Pozuelos infrayacente.

Base: Formación Pozuelos (Turner, 1960)

Contacto: Concordante transicional

Espesor del Miembro Monte Amarillo: 317,70 metros.

Espesor total de la Formación Sijes: 1.326,00 metros

Relaciones Estratigráficas: Se apoya concordante sobre la Formación Pozuelos. El pasaje entre ambas se resuelve en corto trecho y esta dado por: 1) El banco más inferior de sal de roca; 2) El banco guía de arcilitas rojas entre ambas formaciones y 3) El fuerte cambio de tonos rojos de la Formación Pozuelos a blanquecinos, verdosos, amarillentos y grisáceos de la Formación Sijes. Hacia el techo hay un pasaje grano y estratocreciente hacia conglomerados de la Formación Singuel.

Espesor: En el perfil tipo se midieron 1.326 m de los cuales 317 m corresponden al tramo basal (Miembro Monte Amarillo), 378 m al tramo intermedio (Miembro Monte Verde) y 781 m al tramo cuspidal (Miembro Esperanza). La potencia de las sedimentitas disminuye hacia el norte y sur del área del perfil tipo. Turner (1960) estimó un espesor de 2.000 m, mientras que Gutierrez (1981) asigna a la formación una potencia de 2.524 metros. Se observa sin embargo que ambos autores han incluido en este espesor parte de la base de la superpuesta Formación Singuel.

Caracteres distintivos: Sus tonalidades claras (blanquecinas, verdosas, amarillentas, grisáceas, pardas), su contenido piroclástico y sus conspicuos y persistentes bancos de boratos, permiten diferenciarla fácilmente de las formaciones infra y suprayacentes. Así, las formaciones infrayacentes (Formación Geste, Formación Pozuelos), se diferencian por su intenso color rojo y la presencia de sal de roca, mientras que la formación suprayacente (Formación Singuel) es sustancialmente fanglomerádica.

Contenido Paleontológico: La primera referencia sobre fósiles en la Formación Sijes se debe a Pratt (1961), quién menciona el hallazgo de gasterópodos y diatomeas. Los gasterópodos de Pratt (1961) son de conchilla muy delgada y pertenecen a una sola especie indeterminable. Posteriormente, Alonso y Wayne (1992) dieron a conocer el hallazgo de gasterópodos bien conservados en el Miembro Esperanza a los cuales describieron como *Littoridina naomiae*. Las diatomeas fueron identificadas por K. E. Lohman como pertenecientes a los géneros *Achnanthes, Amphora, Anomoeoneis, Caloneis, Cymbella, Denticula, Fragilaria,* ma*stogloia, Melosira, Navicula, Nitzchia, Scoliopleura, Stauroneis, Surirella y Synedra.* Posteriormente, Alonso (1985) y Mussi (1997) describen abundantes icnitas de aves en el Miembro Monte Amarillo. Corresponden a huellas tetradáctilas, tridáctilas y palmeadas. Las más comunes pertenecen a carádridos (tridáctilas) y están también representados pequeños pájaros (tetradáctilas) y aves del grupo de los patos, flamencos y gansos (palmeadas). Se han encontrado también restos vegetales macerados (briznas), e icnitas mal conservadas pertenecientes presumiblemente a roedores. Otras icnitas de aves han sido encontradas saltuariamente en el Miembro Esperanza. Se analizó un completo muestreo de los niveles de arcilitas verdes para su procesamiento por palinomorfos el cual tuvo resultados negativos. Solamente algunas de las muestras contengan restos delgados de paredes que no pudieron identificarse (Quatrochio, comunicación personal).

Edad: El contenido fósil logrado al presente no es un indicador cronológico preciso. Sin embargo la datación de dos tobas del Miembro Monte Amarillo (base y techo respectivamente) arrojaron edades de 6,81 y 6,25 Ma, lo que permitió ubicar la base de la Formación Sijes en el Mioceno tardío. Recientes dataciones por el método de trazas de fisión en circones de tobas, son concordantes en justificar la edad Mioceno tardío para la Formación Sijes (Alonso *et al.,* 1989, 1991). De acuerdo con dichas edades se tienen ahora dos extremos datados: una toba por debajo de la Formación Sijes arrojó 7,6±1,1 Ma mientras que una toba cerca del techo arrojó 4,0±1,2 millones de años. Con ello se tiene un rango de edad aproximado para la sedimentación de la Formación Sijes.

Ambiente: El ambiente que predominó durante la depositación de la Formación Sijes, fue el de una cuenca continental endorreica, con un clima árido y vulcanismo explosivo activo. Las evidencias sedimentológicas y paleontológicas corroboran este hecho. Las capas rítmicas de arcilitas verdes a pardas y evaporitas (boratos, yeso), con abundantes pisadas de aves, grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia son indicativas de ambientes de playa con salares y lagunas de aguas salobres o saladas, muy similares a las existentes en la actualidad en otros salares de la Puna. Esto es más evidente en el actual salar de Pastos Grandes. Lohman (en Pratt, 1961) deduce la existencia de lagos muy salinos de moderada a baja temperatura para los niveles con diatomeas. Las intercalaciones periódicas y constantes de cenizas hablan de un vulcanismo explosivo activo durante todo el depósito de la Formación Sijes. Los bancos de boratos indicaran el derrame sincrónico de aguas termales mineralizadas en los bordes y/o en el interior de la cubeta de sedimentación.

Estructura: La Formación Sijes presenta un rumbo general norte-sur e inclinación al este con ángulos variables entre 20 y 40 grados. Muestra un plegamiento que disminuye en intensidad de base a techo. Así, en el Miembro Monte Amarillo se observan pliegues anticlinales y sinclinales muy apretados en un estilo tipo «chevrón» o cabrío. En el Miembro Monte Verde se mantiene el plegamiento

apretado pero con menor intensidad y por último en el Miembro Esperanza se observan pliegues suaves que tienden a desaparecer convirtiéndose hacia el techo en una sección homoclinal. Los pliegues tienen ejes en sentido aproximado norte-sur, con ligeras variaciones al noroeste y nordeste y buzan de preferencia al sur. Un sistema de fallas transversales a esa dirección ocurre en toda la formación. Deben también mencionarse algunos deslizamientos por gravedad como los que ocurren en la porción austral de los afloramientos, donde masas de roca se han deslizado pendiente abajo desde el oeste hacia el este, en el flanco oriental de la serrana de Sijes. Estos deslizamientos serían una consecuencia de las deformaciones que han ocurrido en la región hasta tiempos recientes como se destaca en numerosos estudios de neotectónica (Allmendinger *et al.,* 1987; Marrett *et al.,* 1994).

FORMACIÓN SINGUEL

Esta formación fue definida originalmente para integrar potentes conglomerados que yacían en el techo de la Formación Sijes y en la vecina serranía de Pucará. Estudios posteriores (Vandervoort, 1993), han datado secuencias de la serranía de Pucará, demostrando que son más antiguas que la Formación Sijes y la Formación Pozuelos. En base a ello, se conserva el nombre de Formación Singuel, para hacer referencia a conglomerados grises a verdosos, en el techo de la Formación Sijes, con edades más jóvenes que 4,0±1,2 millones de años (Alonso y Gutiérrez, 1986). La presencia de estos conglomerados indica una importante reactivación en los bloques tectónicos del oriente de la depresión y de la Puna. En el perfil tipo se observa la siguiente litología: Sección conglomerádica integrada por una secuencia de granulometría creciente, que comienza con niveles conglomerádicos finos, lenticulares, gris verdosos, con participación de clastos de pelitas y granitoides, escasamente consolidados. Hacia el techo intercalaciones de conglomerados medianos y gruesos, hasta fanglomerados. La Formación Singuel se acumuló sobre un abanico aluvial en la porción austral de la cuenca, la cual gradúa hacia el noreste a un sistema tipo *braided*. Los procesos aluviales consistieron de flujos detríticos y flujos hiperconcentrados. Las paleocorrientes y composición de los clastos indican que las fuentes fueron metaflysch ordovícicos, rocas metamórficas precámbricas, y rocas volcánicas terciarias en el filo de Copalayo hacia el sudoeste. La exposición aislada de la Formación Singuel en la región occidental se acumuló en una playa clástica de grano fino (Vandervoort, 1993).

FORMACIÓN PUCARÁ

Fue definida como dacitas, andesitas y sus tobas y asignadas al Cuaternario inferior por Turner (1960). Sin embargo el hecho de ser más antiguas que los depósitos terrazados de 1,5 Ma, que rodean el salar, obliga a su asignación cronológica en el Terciario superior. En realidad se trataría de los derrames ignimbríticos y de oleadas piroclásticas producidos por el complejo volcánico del Quevar, inmediatamente al norte del salar Pastos Grandes. Su espesor máximo es de unos 50 metros.

FORMACIÓN RUMIBOLA

Según Turner (1960) corresponde a andesitas y tobas que se apoyan discordantemente sobre la Formación Pucará. Por la razón antepuesta al tratar la Formación Pucará, las vulcanitas de la Formación Rumibola deben también ser asignadas al Terciario superior. Su espesor máximo alcanza los 35 metros.

CUATERNARIO (PLEISTOCENO)

FORMACIÓN BLANCA LILA

Sucesión sedimentaria integrada fundamentalmente por materiales pelíticos y evaporíticos, con menor contenido de cineritas, tufitas, arenas, travertinos y gravas. Los afloramientos son muy irregulares. Constituyen principalmente remanentes adosados a los relieves positivos que bordean el actual salar de Pastos Grandes. Algunos islotes ocurren en el interior del salar. El máximo espesor medido para la formación es de 30 metros. El área total de afloramientos es de unos 150 kilómetros cuadrados. Se apoya en discordancia angular sobre las formaciones terciarias preexistentes y generalmente no está cubierta por otras unidades. Los afloramientos de la Formación Blanca Lila yacen prácticamente horizontales. Un leve basculamiento es posible observar como producto del acomodamiento de los bloques del sustrato. La litología, boratos, ritmitas, briznas vegetales e icnitas de aves, indican un origen substanciado en una depresión con drenaje interior, en la cual se desarrolló un ambiente pedemontano lateral, playas fangosas, y un cuerpo de agua central sometido a evaporación. La sección salina fue definido originalmente como "cuerpo salino de Aguas Amargas" y posteriormente el conjunto como Formación Blanca Lila (Alonso, 1986; Alonso y Menegatti, 1990). Una primera datación de 1,6±0,7 Ma (Strecker en Alonso, 1986) indicó Pleistoceno inferior. Posteriormente, Vandervoort *et al.* (1995), dató dos nuevas tobas (argón en biotita) de la formación en 0,33±0,04 y 0,37±0,05 millones de años.

Depósitos recientes y actuales

Comprenden extensos planos aluviales, compuestos por gravas y arenas que confluyen a la depresión principalmente por el norte (río Pastos Grandes) y el este (río Ochaqui). El interior de la depresión se encuentra relleno por materiales clásticos finos y evaporitas.

Estructura de la cuenca

Por su estructura, la depresión de Pastos Grandes constituye una fosa en compresión, limitada al oeste por los filos de Copalayo-Pozuelos y al este por el bloque de la «Faja

Eruptiva». Ambos relieves están controlados por fracturas inversas submeridianas. Una serie de fracturas paralelas a las anteriores atraviesan la depresión quebrando bloques menores de rocas terciarias. También se destacan fracturas de rumbo oeste noroeste-estesureste menores y solidarias a las megafracturas transversales que compartimentan el bloque de la Puna. El plegamiento está subordinado pero alcanza notable expresión en la parte central de la depresión afectando al megacuerpo de sal de roca y al tercio inferior y medio de la Formación Sijes. Un estudio comparativo acerca de la estructura de la comarca y el sistema tipo *basin and range* del sudoeste de Estados Unidos ha sido elaborado por Pratt (1961). El contacto entre los estratos neógenos de la cuenca de Pastos Grandes y las rocas más antiguas no está expuesto. Las fallas que limitan la cuenca están pobremente expuestas. Sin embargo, análisis cinemáticos (Marret, 1990), sugieren que las fallas inversas se inclinan entre 30° y 70° por debajo de los flancos de las sierras.

Morfología

Geomorfológicamente se distinguen una serie de rasgos típicos de los ambientes desérticos áridos. Los relieves se encuentran denudados y son continuamente atacados por el viento y removidos durante el corto período lluvioso. En los bajos se forman salares, barreales, salitrales, los cuales están rodeados por materiales detríticos que conforman playas y depósitos de pie de monte. Las serranías terciarias interiores muestran diferente morfología de acuerdo con su litología. La Formación Geste presenta quebradas con resaltos abruptos, la Formación Pozuelos presenta un paisaje irregular mayormente donde se emplaza el cuerpo de sal de roca, debido al tapiz que forma la arcilla. La Formación Sijes muestra una morfología particular donde los bancos evaporíticos competentes resaltan con respecto a las pelitas-tufitas incompetentes y por último la Formación Singuel tiene una morfología de lomadas suaves dada la escasa coherencia de sus fanglomerados. Una carta geomorfológica del salar Pastos Grandes y alrededores ha sido elaborada por Igarzábal (1978).

Geocronología de la cuenca de Pastos Grandes

Los 2.000 m de la secuencia neógena de Pastos Grandes contienen el registro más completo (>11 Ma) del desarrollo de la región Puna. Los estratos volcánicos más viejos de edad neógena en Pastos Grandes están representados por una ignimbrita de 8 m en una unidad fluvial de 180 m de espesor ("Conglomerado Negro") (Vandervoort, 1993). Esta unidad tiene una edad de 10,7±0,2 Ma y probablemente es el depósito distal de la ignimbrita Quevar expuesta en Quebrada Seca. El "conglomerado negro es el depósito de un sistema de drenaje anastomosado que puede haber fluido hacia la región de Quebrada Seca, tal como fuera descrito anteriormente. Por encima del "Conglomerado Negro" y en discordancia angular se apoyan 1.800 m de evaporitas y clásticos de grano fino y conglomerados aluviales (Formación Pozuelos, Formación Sijes y Formación Singuel). Por encima de estos estratos y en discordancia angular se apoyan 30 m de estratos terrazados y ricos en evaporitas (Formación Blanca Lila). La Formación Blanca Lila es plana y horizontal, mientras que todos los estratos infrayacentes están plegados (Alonso, 1986; Vandervoort, 1993).

La cronología absoluta de la cuenca Pastos Grandes pudo lograrse gracias a las numerosas edades radimétricas obtenidas a partir de las tobas (Alonso, 1986; Alonso *et al.,* 1991 ; Vandervoort, 1993; Vandervoort *et al.,* 1985).

La unidad del Neógeno más antigua expuesta en la cuenca de Pastos Grandes es un "Conglomerado Negro" que aflora a lo largo de la cresta de la Sierra de Sijes, el cual no se mapea en el presente trabajo. Una ignimbrita cerca al techo del "Conglomerado Negro" da una edad de 10,7±0,2 millones de años. La edad depositacional de las capas más viejas del "Conglomerado Negro" es desconocida debido a que su base no está expuesta. El tiempo en que cesó la depositación es desconocido debido a que el techo de la unidad está erosionado. El "Conglomerado Negro" debe ser más antiguo que 7,0 Ma, basado en las edades radimétricas de las unidades que están por encima del mismo (Vandervoort, 1993).

Una discordancia separa el "Conglomerado Negro" de las unidades más jóvenes. La máxima duración posible para esta discordancia es 10,9 a 7,0 Ma basado en edades radimétricas provenientes de unidades por encima y por debajo de la discordancia. La edad de la discordancia es probablemente menor que la indicada por la geocronología disponible (Vandervoort, 1993).

La unidad siguiente es la Formación Pozuelos, la cual tiene dos miembros que representan variaciones laterales equivalentes: el Miembro Clástico y el Miembro Evaporítico. Alonso *et al.* (1991) reportaron edades de 7,6 ± 1,1 para una toba en la Formación Pozuelos. Salim (1990) identifica en el techo de la Formación Pozuelos un miembro boratífero al que denomina Miembro El Zorro y que constituye el nivel de boratos más antiguo de la comarca.

Por encima de la Formación Pozuelos está la Formación Sijes, la cual tiene cinco miembros en orden ascendente: el Miembro Ona, el Miembro Monte Amarillo, el Miembro Monte Verde, el Miembro Conglomerado, y el Miembro Esperanza (Alonso, 1986; Vandervoort, 1993; Rojas, 1997). El Miembro Conglomerado de la Formación Sijes expuesto en la Sierra de Sijes es por composición y textura similar al "Conglomerado Negro", aunque puede ser distinguido del este último debido a que incluye clastos de ignimbrita derivados del "Conglomerado Negro". Alonso (1986) incluye esos estratos en la parte inferior del Miembro Esperanza, pero ellos son lo suficientemente distintivos como para ser un miembro único de la Formación Sijes. Así, Vandervoort (1993) se refiere a esta unidad como Miembro Conglomerado de la Formación Sijes. Una discordancia que se formó contemporáneamente con el Miembro Conglomerado separa el Miembro Esperanza de las unidades infrayacentes del Miembro Conglomerado.

Watson (en Alonso, 1986) reportó edades de 6,8 ± 0,2 y 6,3 ± 0,2 Ma para dos tobas en el Miembro Monte Amarillo. Alonso *et al.* (1991), proveyeron datos de tres tobas en la Formación Sijes. Una toba del Miembro Monte Verde dio una edad de 5,4 ± 0,8 Ma, una toba proveniente de la parte inferior del Miembro Esperanza dio edades de 5,9 ± 0,8 (circón) y 5,4 ± 1,6 Ma (apatita), y una toba en la parte superior del Miembro Esperanza alcanzó una edad 4,0 ± 1,2 millones de años.

La Formación Singuel es la unidad estratigráfica siguiente. En las exposiciones australes esta unidad suprayace en discordancia angular a la Formación Pozuelos y a los Miembros Monte Amarillo y Monte Verde de la Formación Sijes. Una aparición aislada de la Formación Singuel en un afloramiento centro-occidental del cinturón yace concordantemente sobre el contacto del Miembro Evaporítico (Formación Pozuelos)/Formación Sijes. Dos edades provenientes de una toba de estos afloramientos arrojaron edades de 2,92±0,04 y 2,89±0,04 Ma Basado en dataciones radimétricas de la Formación Sijes y la Formación Blanca Lila, el rango de edad máximo para la Formación Singuel es, de 5,2 a 0,29 Ma (Vandervoort, 1993).

La unidad estratigráfica más joven en la cuenca de Pastos Grandes es la Formación Blanca Lila expuesta en la región noroccidental. Una discordancia angular separa la Formación Blanca Lila de las unidades infrayacentes. Strecker (1987) reportó una edad de 1,6 ± 0,7 Ma para una toba de esta unidad. Basado en datos más jóvenes y datos provenientes de la Formación Singuel, la máxima duración posible para la discordancia angular entre las Formaciones Singuel y Blanca Lila es 2,96 a 0,29 millones de añis, La edad de los depósitos más jóvenes de la Formación Blanca Lila es incierta debido a la carencia de depósitos suprayacentes (Vandervoort, 1993).

DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES DE BORATOS EN LA DEPRESIÓN DE PASTOS GRANDES

De las formaciones terciarias de la depresión de Pastos Grandes (Formación Geste, Formación Pozuelos, Formación Sijes, Formación Singuel) sólo contienen boratos la Formación Pozuelos y la Formación Sijes. Los boratos de la Formación Pozuelos pueden considerarse a nivel de manifestaciones de valor económico subordinado, mientras que aquellos de la Formación Sijes constituyen verdaderos yacimientos con grandes reservas a la vista. En la actualidad los depósitos boratíferos de la depresión de Pastos Grandes representan las mayores reservas de boratos cálcicos y cálcico-magnesianos de América Latina y el Hemisferio Sur.

No se sabe con certeza en que circunstancias y en que tiempo fueron descubiertos los depósitos boratíferos de la región de Pastos Grandes. Su aspecto de calizas seguramente hizo que pasaran desapercibidos por mucho tiempo. De acuerdo con las referencias tenemos que desde el siglo pasado se habían comenzado pequeñas explotaciones de ulexita en las propias inmediaciones de los depósitos de boratos terciarios, sin que existan menciones a estos últimos (Becerra, 1887; Reichert, 1907; Caplain, 1912). La primera cita sobre boratos intercalados en sedimentos terciarios corresponde a Catalano (1926: 35-36) quién menciona la presencia de colemanita e hidroboracita desde «Callejón Blanco hasta Agua Amarga», esto es lo que constituye actualmente parte de la serranía de Sijes. Sin embargo en el intervalo citado se reconocieron y se solicitaron numerosas pertenencias mineras en lo que hoy son los yacimientos del Grupo Minero Sijes. O sea que los descubrimientos deben haber ocurrido alrededor de 1915.

BORATOS DE LA FORMACIÓN POZUELOS

Boratos de la facies evaporítica

La Formación Pozuelos consta de una sección clástica en el sur de la cuenca y una sección evaporítica en el centro. La sección evaporítica se caracteriza fundamentalmente por sal de roca y en menor proporción yeso selenítico, ambos con ganga y capas intercaladas de materiales pelíticos y tufíticos. Fue definida como "Megacuerpo salino de Pastos Grandes" (Alonso *et al.,* 1984). Hacia el techo del cuerpo evaporítico se presentan cantidades menores de boratos. Estos consisten principalmente en ulexita, la cual ocurre como pequeños nódulos irregulares en el interior de la sal de roca o bien como capas discontinuas de escaso espesor. En algunos casos se han observado mantos mayores al medio metro de potencia. El material es de baja calidad comercial por presentarse fuertemente cementado por cloruro de sodio o bien mezclado con yeso. En el techo de la Formación Pozuelos, en cercanías del contacto con la Formación Sijes, se presenta un afloramiento reducido que muestra ulexita y arcilitas verde amarillentas rítmicamente alternadas en sal de roca. Los niveles rítmicos varan entre 1 y 10 cm de espesor, y el conjunto alcanza a 3 m de potencia. La ulexita es de baja calidad, contaminada, y muestra algunos niveles paraclásticos pelíticos. También hacia el techo del cuerpo de halita se han reconocido delgadas intercalaciones de inyoita. Comprende un mineral cristalino amarillento, pobre en anhídrido bórico. Forma parte del grupo de pertenencias de mina El Zorro. Salim (1991) estudió este pulso boratífero y lo designó como "Miembro El Zorro" (figura 6). Por otra parte en testigos de perforaciones en la sal de roca se reconocieron pequeñas inclusiones de probertita (Galliski, comunicación personal). En un pozo en las pertenencias de Sorpresa se encontró una capa formada por una mezcla íntima de anhidrita-colemanita. No se ha estimado el tonelaje de boratos presentes. Sin embargo si se toma en consideración el volumen del megacuerpo salino de Pastos Grandes las cifras pueden ser interesantes y encuadrarse como reservas potenciales futuras.

Boratos de la facies clástica

Se incluye en este párrafo a un depósito de ulexita presente en las inmediaciones de Curva del Zorro, tramo de camino comprendido a medio recorrido entre el campamento

de Sijes y la vega de Singuel, a unos 2 km al noroeste de Monte Amarillo. Comprende una antigua explotación minera conocida como «Juanita». La única referencia publicada sobre este depósito corresponde a Aristarain *et al.* (1977) quienes describen los niveles de ulexita como intercalados en sedimentitas de la Formación Pozuelos, y brindan un detallado estudio mineralógico y químico de la especie. Interpretan el depósito como intercalado en la Formación Pozuelos mientras que en cambio los mapas geológicos de Turner (l964) y Gutierrez (1981) ubican el sitio en un área limítrofe entre la Formación Pozuelos y la Formación Sijes, separadas ya sea por aluviones en el caso del primer autor o por una fractura en el caso del segundo autor citado. Las observaciones de campo y los estudios de Vandervoort (1993) permiten concluir que se trata de una zona de transición entre las facies evaporítica y clástica de la propia Formación Pozuelos.

El mineral se presenta intercalado en una sucesión plegada y fallada de areniscas, limolitas, arcilitas y yeso, de color pardo a pardo rojizo, expuesta en un reducido anticlinal cortado por un angosto cauce seco. En superficie los afloramientos muestran un llamativo cribado pseudokárstico por disolución en reducidos sumideros ligados entre sí. La ulexita se presenta en varias formas. Aristarain *et al.* (1977) mencionan la presencia de nódulos recristalizados en forma de discos densos y limpios de hasta 12 cm de diámetro. A su vez se han reconocido capas y planchas macizas; venas transgresivas con orientación perpendicular de las fibras, rellenando las grietas de tensión del pliegue y abundante ulexita secundaria diseminada. Se observa además un banco de yeso con abundantes nódulos de ulexita intercrecidos. La principal característica de la ulexita de este depósito es su aspecto fibroso acicular y fuerte brillo sedoso a nacarado. El mineral es de excelente calidad comercial con leyes en anhídrido bórico entre 35% y 40% y bajo contenido de cloruros. Ha sido explotado en algunas oportunidades.

BORATOS DE LA FORMACIÓN SIJES

La Formación Sijes registra en su desarrollo litológico tres importantes pulsos de generación de boratos que pueden ser fácilmente identificables en su sector depocentral y que hacia los bordes de la cubeta se confunden y pierden por eliminación facial. En sus aproximadamente 20 km de afloramientos presenta un rosario de manifestaciones y depósitos que la caracterizan e individualizan de las formaciones infra y suprayacentes y le otorgan una enorme potencialidad en reservas. Se describirá en detalle los depósitos que han dado lugar a yacimientos en explotación o inactivos y se hará una síntesis de los depósitos que permanecen como reservas.

MONTE AMARILLO

GENERALIDADES

Corresponde a un depósito boratífero integrado fundamentalmente por hidroboracita con cantidades menores

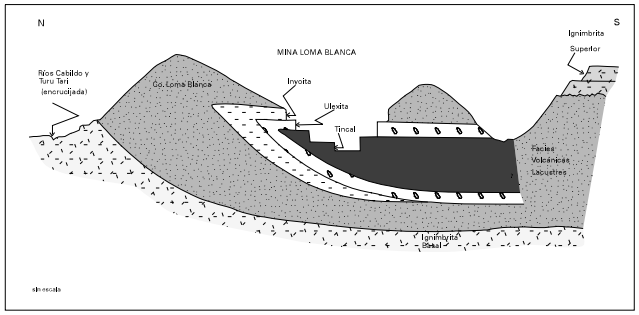


Figura 6. Perfil idealizado de las Formaciones Pozuelos y Sijes y distribución de los niveles boratíferos.

de inyoita y ulexita, esta última como un producto normalmente secundario. Se trata del depósito más importante de la depresión de Pastos Grandes y constituye junto a otras manifestaciones menores del área, las mayores reservas de hidroboracita conocidas en el mundo. Se encuentra ubicado a unos 15 km al sur del campamento minero Sijes, en el camino a Tincalayu, sobre la ladera occidental de la serranía de Sijes, a una altura promedio de 3.900 m sobre el nivel del mar. Algunas referencias corresponden a Aristarain y Hurlbut (1972), Villacorta (1973), Gutierrez (1981), Schalamuck *et al.* (1983), Alonso y Viramonte (1985), Alonso (1986) y Alonso y Gonzalez-Barry (1990).

GEOLOGÍA

La parte estratigráfica ha sido tratada en el capítulo anterior. Las capas de hidroboracita yacen intercaladas rítmicamente en las sedimentitas de la Formación Sijes y corresponden a niveles concordantes y sincrónicos. La sección estratigráfica, que comprende las capas de hidroboracita, se han denominado en este trabajo Miembro Monte Amarillo y corresponden al tercio inferior de la Formación Sijes; está limitado en la base por la Formación Pozuelos y en el techo por el Miembro Monte Verde. El espesor del Miembro Monte Amarillo es de 317 m, y la sección hidroboracítica abarca 137 m de la parte media alta. La resistencia a la meteorización de los niveles boratíferos permite que resalten en relieve y posibilitan delinear y trazar las estructuras. Así, pueden reconocerse pliegues anticlinales y sinclinales, de aspecto cabrío, afectados por pequeñas fracturas de rumbo. El diaclasamiento de los bancos de hidroboracita es notable y sigue normalmente un diseño ortogonal, lo que facilita grandemente los trabajos de explotación. La sección hidroboracítica de Monte Amarillo tiene un recorrido de 2,5 km y mantiene un rumbo nornoreste-sursuroeste que se flexiona paulatinamente hacia el este en su extremo norte. La sección se encuentra inclinada al este, con un buzamiento promedio de 30 grados. Los bancos de hidroboracita se caracterizan por su color blanquecino-amarillento y su mayor resistencia a la erosión. Sus contactos de base y techo son planos y definidos. La ganga que acompaña al mineral es normalmente tufítica, e inclusive se advierten numerosas capas de tufitas intercaladas con una importante

cementación de hidroboracita. La hidroboracita aparece también en numerosas presentaciones con yeso/anhidrita y pelitas. El espesor de los niveles mineralizados es variable y fluctúa desde delgadas capitas milimétricas y centimétricas hasta bancos de 2 m de espesor, aunque en este último caso por engrasamiento tectónico. Espesores de medio metro a un metro son comunes en toda el área del yacimiento. Los bancos tienen buena continuidad y pueden seguirse por muchos centenares de metros. Sin embargo los cambios faciales son muy importantes y hacen que determinados niveles se pierdan parcialmente por pasaje gradual a tufita, yeso y en algunos casos inyoita, para manifestarse nuevamente o bien desaparecer definitivamente. Con respecto a las capas que limitan en base y techo a los niveles boratíferos y que constituyen el par hidroboracita/sedimentitas, ellas consisten de: arcilitas, limolitas, fangolitas, areniscas muy finas, tobas, tufitas, yeso, anhidrita. Las pelitas son las más importantes, seguidas por el yeso/anhidrita y en menor proporción por tobas o tufitas. De acuerdo con Alonso (1986), si se analiza la distribución vertical de los niveles boratíferos y su roca de caja se tiene un primer tramo comprendido por las unidades litológicas 22 a 48, por debajo del banco verde guía (U. L. 49), donde hay una marcada alternancia cada metro promedio de capas de hidroboracita y capas de pelitas o tobas/tufitas. Un segundo tramo, comprendido entre las unidades 50 a 55, con tres niveles muy espaciados de hidroboracita/tufita, intercalados con pelitas. Un tercer tramo, comprendido entre las unidades 56 a 71, con capas de yeso/hidroboracita o hidroboracita/yeso, en partes con inyoita, intercalados con yeso, pelitas y en menor proporción tobas/tufitas. Un tramo superior comprendido entre las unidades 72 a 80 con capas de yeso/hidroboracita intercaladas con pelitas. Esto permite observar como el «pulso» boratífero disminuye con el tiempo. La sección más rica económicamente es la que corresponde al tramo inferior. Los cambios faciales laterales son también importantes y el seguimiento de los bancos en el terreno permite comprobar el pasaje paulatino y gradual de un nivel de hidroboracita a hidroboracita con yeso, yeso con hidroboracita, yeso y por último sedimentos clásticos. Lo mismo ocurre con los términos tufíticos en que se pasa de hidroboracita dominante a tufita dominante, en un pasaje gradual transicional. Un recuento vertical de los niveles portadores de hidroboracita en la columna analizada, permite contar hasta 28 unidades, de las cuales alrededor de 20 tienen mineral en calidad y cantidad explotable económicamente, mientras que las unidades restantes se presentan como mineral de baja calidad muy mezclado con yeso, tobas o tufitas (figura 7). En los esquemas de ciclicidad y ritmicidad, si se considera el par evaporita/no-evaporita (este último término representado por clastitas y tobas/tufitas) y les asignamos una letra «A» al primero y una letra «B» al segundo, podemos apreciar que en el desarrollo de la secuencia estudiada hay una clara repetición de tipo «ABABA. . . ». Esto corresponderá a una «serie rítmica alternante», o simplemente una «alternancia» (Lombard, 1956). Esta sucesión de facies clásticas y evaporíticas indica la superposición y soterramiento a través del tiempo de ambientes tipo salares que sufrieron lluvias periódicas de cenizas como consecuencia del vulcanismo regional. La presencia de estructuras sedimentarias tales como grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia y huellas de aves apoyan también ese origen. Los escasos fósiles encontrados en la sección de Monte Amarillo, principalmente huellas de aves y briznas vegetales, no ayudan a la resolución de problemas cronológicos. Sin embargo la datación de dos tobas tomadas en proximidades de la base y el techo de la sección hidroboracítica arrojaron edades de 6,25±0,15 Ma y 6,81±0,18 Ma (Watson, en Alonso, 1986). Esto nos indica una duración de aproximadamente 600.000 años para el pulso boratífero durante el Mioceno superior. Es interesante destacar que si tomamos los 28 pares detríticos/químicos contados en la sección hidroboracítica de Monte Amarillo y los multiplicamos por la duración estimada para estos pares de 21.000 años (Spalletti, 1980) nos da una cifra de 500.000 años, que se aproxima bastante a la obtenida por métodos radimétricos.

Mineralogía

Puede considerarse a la sección boratífera de Monte Amarillo como un yacimiento monominerálico de hidroboracita. Sin embargo también están presentes inyoita y ulexita en cantidades menores. Se describen sintéticamente las especies mineralógicas del yacimiento.

Hidroboracita: $MgCa(B_3O_4OH)_3)_2 . 3H_2O$. Se presenta como un mineral de coloraciones claras, blanco crema cuando se encuentra puro y con tonalidades rosadas o verdosas a causa de la ganga tufítica y yesosa respectivamente. También son frecuentes las coloraciones amarillentas a causa de sulfuros de arsénico. En algunos casos se presenta de color negro u ocre por impregnaciones de óxidos de hierro y manganeso. Se trata de un mineral tenaz. Los bancos expuestos a la atmósfera se meteorizan, lo que produce en el mineral rasgos de disolución a la manera de crestas filosas y cortantes. La anatomía de los bancos mineralizados es muy variable. Un tipo de presentación común son las capas de hidroboracita maciza, ya sea formando una sola unidad o con intercalaciones de capas de tufitas/tobas, yeso/anhidrita, y en menor proporción inyoita. En algunos casos estas capas se presentan en una alternancia rítmica. También la hidroboracita puede ocurrir en cualquiera de los materiales mencionados a la manera de lentes, masas nodulares, planchas, niveles paraclásticos, finamente diseminada, nódulos de diferentes tamaños, venas de segregación, etcétera.

Inyoita: $Ca(B_3O_3(OH)_5) . 4H_2O$. Es un borato común en el yacimiento. Su principal distribución corresponde a la parte inferior del Miembro Monte Amarillo donde conforma numerosas capas macizas independientes de hasta 0,20 m de espesor. También se presenta como un cambio facial con hidroboracita y ulexita. Dentro de los bancos de hidroboracita se encuentra en forma de geodas, drusas o venillas

transgresivas. Se trata generalmente de un material cristalino y transparente, a veces con tonalidades amarillentas a causa de arsénico u óxido de hierro. En algunas oquedades pueden encontrarse cristales con buen desarrollo de caras. Se presenta también como un mineral cavernoso y corroído.

Ulexita: NaCa (B_5O_6 $(OH)_6$). $5H_20$. Se presenta normalmente como un mineral secundario, tanto en los bancos de hidroboracita e inyoita o en los niveles de caja; en forma diseminada o en venillas transgresivas. Constituye un producto de alteración de los otros boratos. El mineral es blanco, sedoso, fibroso y muy deleznable.

Otros minerales: Los minerales acompañantes más comunes, sobre todo en la parte superior de la sección hidroboracítica son el yeso y la anhidrita. Se presentan normalmente como capas macizas de color pardo claro a blanquecino y verdoso. También se encuentran pátinas de minerales de arsénico, y son comunes el oropimente y el rejalgar. Halita es rara y se presenta en pequeñas eflorescencias. Ocurren además óxidos de manganeso y de hierro.

MODELO GENÉTICO

Los estudios genéticos sobre boratos son muy escasos y en su mayoría tratan acerca del bórax que es el mineral de los grandes yacimientos económicos. La hidroboracita no cuenta con información apropiada y esto se debe en gran parte a que no se conocen mundialmente concentraciones importantes; en el caso de los depósitos de la Formación Sijes, ellos han sido muy poco estudiados. Evidencias significativas permiten proponer un origen continental de cuencas cerradas, en un clima árido, con vulcanismo activo y la permanente superposición de lagunas someras y salares durante el tiempo de «Monte Amarillo», tal cual lo indican el par evaporitas/no evaporitas, las tobas, las huellas de aves, las marcas de gotas de lluvia y las grietas de desecación, entre otros elementos. Un análisis de las relaciones faciales laterales muestra cual fue la extensión aproximada de los diferentes niveles lacustres superpuestos, los cuales formaban cuerpos de evaporación que se extendían unos 2 o 3 km en sentido norte-sur. La extensión horizontal no puede reconstruirse por encontrarse los bancos erosionados hacia el oeste y sepultados hacia el este. De esta manera, tenemos en principio parcialmente reconstruido el paleosalar de Monte Amarillo. Si analizamos las litofacies presentes, tenemos que entre capas de tobas/tufitas, yeso/anhidrita y pelitas/psamitas, se encuentran intercalados los bancos de hidroboracita que revelan un origen de capas sinsedimentarias. Esto induce a pensar en un depósito sincrónico de hidroboracita del tipo estratoligado/estratiforme. Sin embargo esta disposición representa una situación anómala según una interpretación actualista porque no se conoce hidroboracita primaria en los salares actuales. Al menos ello ocurre en la Puna Argentina pues en Chile se ha mencionado hidroboracita proveniente de las salitreras aunque a nivel de curiosidad mineralógica (véase Chong, 1984). En otros lugares del mundo, la hidroboracita se ha encontrado en terrenos marinos al parecer en estado primario (Stassfurt, Alemania) y también como producto de meteorización de otros

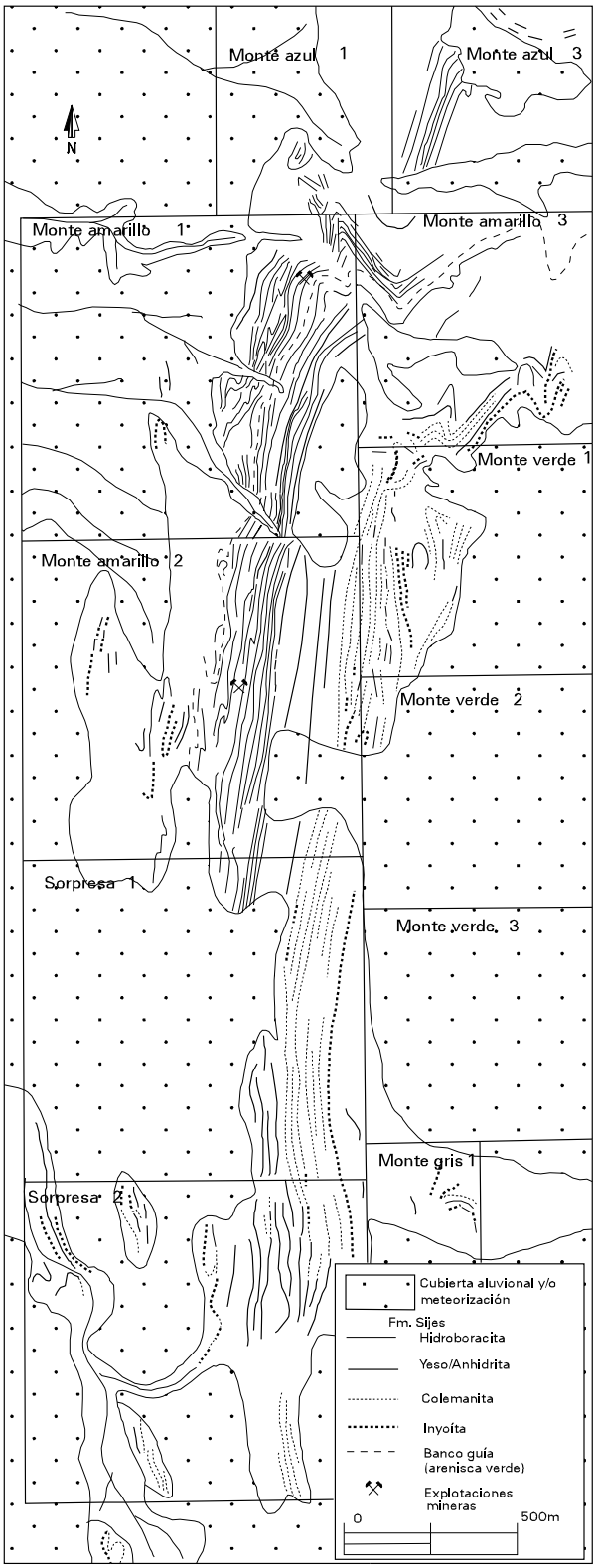


Figura 7. Distribución de niveles boratíferos en la Formación Sijes.

boratos en el «cap-rock» de un domo salino en Inder (URSS) (Godlevsky, 1937; Barker y Lefond, (Eds., 1985). Si adoptamos una posición actualista tenemos que aceptar que la no formación de hidroboracita en los salares y manantiales boratíferos recientes y actuales es un fuerte argumento en contra de un origen primario de este mineral. Por lo tanto desde este punto de vista los niveles hidroboracíticos se habrán formado por transformaciones postgenéticas de un borato preexistente. Si se acepta esta posibilidad se pueden indicar distintas alternativas. Una sería que en su origen la hidroboracita fue un borato de calcio de alta hidratación que perdió agua por enterramiento y ganó iones de magnesio del medio; o bien directamente un borato cálcico-magnesiano de alta hidratación que sólo perdió agua con su enterramiento posterior. Un fenómeno similar, aunque sin ganancia iónica, pudo haber sido responsable de la formación de colemanita como ha sido sostenido por numerosos investigadores (Ej. Foshag, 1921; Kistler y Smith, 1983; Helvaci, 1984). Sin embargo si se analiza la hidroboracita vemos que por ejemplo no están presentes los clásicos espacios vacíos de la colemanita. Tomando en consideración las distintas maneras de presentarse la hidroboracita, tenemos que aceptar que en ciertas ocasiones se trata de un mineral secundario como es el caso de las grietas en los bancos macizos de hidroboracita que han sido rellenadas por el mismo mineral. Debe admitirse aquí que el mineral se ha disuelto y penetrado en las fisuras, donde ha cristalizado en forma de un relleno que responde a un modelo de venas de segregado. Es interesante destacar que en las pocas oportunidades en que se advierten venas de hidroboracita, estas se encuentran siempre limitadas a los bancos hidroboracíticos y en ningún caso penetran hacia arriba o hacia abajo en la roca de caja. En otros casos puede verse como la hidroboracita impregna niveles piroclásticos, yesosos o clásticos, digiere el material original y produce un reemplazo que se interpreta por los escasos relictos de la roca madre. Estos cambios pudieron haberse producido, o bien durante la diagénesis temprana o bien a posteriori en virtud de la actividad de aguas subterráneas fuertemente mineralizadas en anhídrido bórico y iones magnesio. Sin embargo las continuas intercalaciones de capas arcillosas pudieron haberse comportado como barreras impermeables impidiendo este último proceso. No ha podido reconocerse ningún mineral en un estadio intermedio de transformación a hidroboracita (Ej. pseudomorfos). Al parecer por exposición atmosférica prolongada podría disolverse lentamente y esas aguas enriquecidas en anhídrido bórico infiltrarse y/o evaporarse para producir finalmente ulexita. La ulexita es el mineral más estable en las condiciones de presión y temperatura ambientes y de allí su amplia difusión como mineral secundario tanto en el interior de los bancos boratíferos como en la roca de caja, donde se presenta finamente diseminada o en delgadas venillas transgresivas. Si bien se ha interpretado anteriormente que la hidroboracita sería principalmente un mineral secundario (Cf. Muessig, 1959) en este trabajo se sostiene que en su gran mayoría la hidroboracita de Monte Amarillo es primaria lo cual se sustenta en las siguientes observaciones: 1) La regularidad y continuidad geométrica de los bancos tabulares y concordantes con los estratos infra y suprayacentes y solidarios a la estructura regional; 2) Los cambios faciales laterales, a veces simétricos a ambos lados del nivel hidroboracítico con pasaje transicional desde ambientes de playa a ambientes lacustres indicados por los cambios sedimentológicos y la variación morfológica de las icnitas de aves; 3) La presencia de bancos rítmicos alternantes conformados por hidroboracita, tobas, tufitas, anhidrita, etcétera; 4) La presencia constante de intraclastos o paraclastos de hidroboracita que indica que el «fango hidroboracítico» se secaba y agrietaba y era erosionado y transportado hacia el interior de la propia cubeta de sedimentación. Si se analiza este punto se concluye que el nivel que se había formado era hidroboracita ya que de otra manera sería difícil o imposible explicar el reemplazo total de cada uno de los paraclastos que forman los distintos niveles de la sucesión. En apoyo de esto puede también mencionarse la presencia de una brecha singenética formada por autoclastos de hidroboracita en una pequeña quebrada de Monte Amarillo 1; 5) La conservación de estructuras singenéticas (ondulitas, huellas de aves, grietas de desecación) y 6) Los cambios faciales laterales en forma normal de hidroboracita a yeso, teniendo en cuenta que este último es un mineral químico-evaporítico común. Se establece un modelo genético para la Formación Sijes, que contempla la existencia de un rosario de lagunas someras rodeadas por ambientes de playas y planos aluviales, enmarcadas regionalmente por un vulcanismo explosivo en un clima continental semiárido de marcada estacionalidad. A lo largo de los planos de fractura en los bordes o en el interior de la cubeta existente al tiempo de la Formación Sijes, se habrían canalizado las soluciones que se derramaban en las charcas para formar por sobresaturación y precipitación química hidroboracita y yeso-anhidrita. Los pisos lagunales eran paulatinamente enterrados, migraban lateralmente en el tiempo por expansión o retracción y eran cubiertos periódicamente por lluvias de cenizas volcánicas. Una dificultad adicional al esquema genético propuesto está referida a la presencia del magnesio. La hidroboracita contiene alrededor del 10% de óxido de magnesio. Ello significa una fuerte anomalía del mencionado elemento que requiere precisarse. El magnesio es un elemento muy común en los ambientes marinos donde llega inclusive a formar concentraciones minerales de valor económico (entre ellas boratos magnesianos, Ej. Stassfurtt, Alemania), pero por el contrario se presenta deprimido en los ambientes continentales. Si se analizan las aguas de los ríos, las salmueras de los salares o las aguas de fuentes termales actuales, se ve que los valores obtenidos no justifican la formación de minerales magnesíferos. Lo mismo ocurre si se intenta explicar que el magnesio fue tomado de las arcillas por el la solución boratífera, ya que si bien las arcillas pueden ceder cationes entrampados, no se explicara la formación de otros boratos en otros niveles con idénticas propiedades. Por ello en este trabajo postulamos que el magnesio estuvo asociado al boro y forma parte de aguas termales boro-magnesianas que responderían a una etapa

definida en la evolución volcánica, tectónica y geotérmica de la región. De esta manera las fracturas relajadas actuaron como vehículo al transporte de aguas calientes mineralizadas, mezcla de aguas meteóricas con aportes juveniles provenientes de las cámaras magnéticas activas, que se derramaron en superficie a lo largo de lineamientos definidos y alimentaron el circuito hidrológico endorreico del lugar. Esta idea se apoya ahora en el hallazgo por parte del autor, de interesantes géiseres y manantiales termales extinguidos, boromagnesianos, en la quebrada de Socacastro (cadena volcánica transversal del Quevar) inmediatamente al norte de la actual depresión de Pastos Grandes. Un análisis químico del material evaporítico presente dio 18,72% de magnesio. Los análisis mineralógicos comprobaron la presencia del borato magnesiano pinnoita ($Mg(BO_2)_2 . 3H_2O$) y también de inderita (Alonso, 1986; Ruiz *et al.,* 1994). Por lo tanto, es atinado pensar entonces que manantiales termales de este tipo pudieron haber estado activos cuando se depositaba el Miembro Monte Amarillo. En otro orden de cosas es interesante resaltar la curiosa correspondencia existente entre los boratos cálcicos (inyoita-colemanita) y cálcico-magnesianos (hidroboracita), con los carbonatos cálcicos (calizas) y cálcico-magnesianos (dolomita). Ello indica que el ambiente geoquímico al permanecer saturado en aniones de boro permitió que el calcio y el magnesio se unieran al anhídrido bórico para dar boratos, impidiendo de esta manera la formación de calizas y calizas magnesianas. Ello es una constante para el Miembro Monte Amarillo en particular y la Formación Sijes en general, donde es manifiesta la ausencia de calizas en sentido estricto, aunque es posible encontrar algunos niveles de travertinos termales, normalmente en sectores libres de boratos aunque facialmente relacionados. Otra constante de la Formación Sijes es la ausencia de bancos de halita. Todo ello marca condiciones especiales de sedimentación, con un clima y un medio geoquímico determinado que, si bien similares a los ambientes actuales, en muchos aspectos habrán sido lo suficientemente diferentes para generar boratos primarios que no se forman en la actualidad.

MONTE VERDE

Este depósito suprayace estratigráficamente al de Monte Amarillo. La faja mineralizada está protegida legalmente por las pertenencias Monte Verde 1 y 2, Sorpresa 1 y partes de Monte Amarillo 1 y 3, todas ellas de la empresa Bórax Argentina S. A. Está formado fundamentalmente por colemanita e inyoita con cantidades menores de hidroboracita y ulexita secundaria diseminada. Al presente se encuentra inactivo, aunque en realidad los trabajos de explotación minera realizados han sido escasos o nulos. Se accede por una huella precaria desde el yacimiento Monte Amarillo. El yacimiento tiene interés por contener el perfil tipo del Miembro Monte Verde, tercio medio de la Formación Sijes. La mineralización se concentra en unos 12 mantos principales, con espesores entre 0,20 m y 2,00 m, en una corrida de 3.000 m de longitud. El depósito se formó en un ambiente del tipo *wet-salar*. Dataciones radimétricas indican una edad Mioceno superior para el depósito. Entre las referencias publicadas específicas al depósito de boratos pueden mencionarse a Alonso (1986), Alonso y Viramonte (1990), Alonso y Gonzalez-Barry (1990), Alonso (1992). Sin embargo, cabe aclarar que el trabajo más importante realizado sobre Monte Verde corresponde a un informe inédito de Raskovsky (1971).

GEOLOGÍA

Las principales capas de colemanita e inyoita yacen intercaladas concordantemente en la parte media del Miembro Monte Verde (Alonso, 1986). Este miembro corresponde al tercio medio de la Formación Sijes y está limitado en base y techo por el monte Amarillo y el monte Esperanza respectivamente. El espesor del miembro, incluida su parte superior que se encuentra cubierta por materiales sueltos es de 378 m de los cuales 113 m corresponden a la sección colemanítico-inyoítica. La corrida mineralizada tiene una longitud de 3 km, que se comporta en gran parte de su recorrido como un flanco homoclinal de arrumbamiento norte-sur, con buzamiento promedio de 35º al este. En el extremo norte conforma un cierre sinclinal suave, con estratos buzantes hacia el sur unos seis grados de promedio. Pliegues menores son comunes en toda la sección. También se aprecian fallas de rumbo con rechazo de algunas decenas de metros, separadas cada 500 ó 1.000 m y otras fallas menores, paralelas entre ellas. Las capas mineralizadas tienen contactos planos y definidos principalmente con ganga de arcilitas verdes. Los materiales que sirven de roca de caja a los niveles boratíferos son arcilitas pardas y verdes, limoarcilitas, tobas y tufitas grises, con algunas intercalaciones de areniscas y tobas blancas. También son importantes las capas de yeso, generalmente como gipsarenitas, de tonalidades verdes y pardas; anhidrita está prácticamente ausente. El espesor predominante de la secuencia alternante de capas boratíferas y no boratíferas es de un metro. Los niveles con boratos oscilan desde delgadas capitas milimétricas a centimétricas hasta bancos de dos metros de potencia. Los bancos tienen buena continuidad, y mantienen su espesor, lo que permite seguirlos en el área del yacimiento a pesar de que su resolución morfológica no es tan notable como en el caso de Monte Amarillo. De todas maneras el hecho de tratarse de estratos cristalinos, con ligeras tonalidades de acuerdo al material de ganga que contengan, permite diferenciarlos fácilmente de las capas no boratíferas. El seguimiento lateral de los bancos mineralizados permite comprobar importantes cambios en sus respectivas composiciones internas. En unos casos el banco está formado enteramente por colemanita, en otros por inyoita; o bien por una mezcla de proporciones volumétricas mayores o menores de un mineral u otro. También aparece hidroboracita en cambio facial con colemanita o inyoita. Siguiendo un nivel a lo largo de 400 m pudo verse el pasaje repetido cada 50 m aproximadamente de colemanita con hidroboracita y en partes también con yeso. Hacia los bordes de la sección mineralizada los niveles se acuñan y se advierten facies de playa

con areniscas finas, pelitas e intercalaciones de piroclastitas. En el extremo sur del yacimiento (pertenencias Sorpresa 1 y 2) la mayoría de los bancos boratíferos gradúan a yeso y este a su vez a clastitas. Si se analiza la distribución vertical de base a techo del «pulso boratífero» pueden reconocerse también algunas variaciones. Así, Alonso (1986) reconoce un primer tramo comprendido entre las unidades litológicas 111 a 126 donde predomina la colemanita, ya sea de tipo nodular en pelitas o con abundante yeso, en general impura salvo algunos niveles reducidos; alterna con pelitas y yeso y dos intercalaciones de tobas blancas. Un segundo tramo, entre las unidades 127 a 141, que muestra cada metro en promedio capas boratíferas alternantes con pelitas, yeso y dos niveles importantes de tobas grises (U. L. 185 y 141) que sirven como guías. Este tramo es el más rico en volumen de boratos. Se encuentran allí, además de la colemanita, abundante inyoita y en menor proporción hidroboracita. El yeso acompaña en porcentajes variables y ulexita secundaria está ampliamente diseminada. El tercer tramo corresponde a la estéril unidad litológica 142. Un cuarto tramo esta delimitado por las unidades 143 a 157. Contiene dos niveles boratíferos importantes en los extremos basal y cuspidal (unidades litológicas 144 y 157) entre las cuales alternan capas de tobas/tufitas, pelitas y yeso, con un delgado nivel de inyoita. Se destaca la unidad 144, la cual es un potente banco macizo de inyoita con lentes y venas de hidroboracita y colemanita. El tramo superior corresponde a la unidad 158 de composición arenoso-pelítica, con intercalaciones aisladas de tobas-tufitas y delgados niveles de colemanita e inyoita. En resumen podemos decir que el «pulso» boratífero se inicia débilmente en el primer tramo y se enriquece progresivamente hasta alcanzar un buen desarrollo en el segundo tramo. Transcurre luego una etapa estéril a partir de la cual se tienen solo dos niveles mineralizados importantes mientras el resto corresponde a delgadas capitas milimétricas aisladas. Esto indica un comportamiento algo diferente al descripto para el infrapuesto Miembro Monte Amarillo, ya que si bien en ambos la mineralización es débil en su base así como en su techo, en el caso que estamos tratando se tienen dos reactivaciones importantes como son las unidades 144 y 157. Se tiene información cronológica parcial de esta sección. La datación realizada en el techo del miembro infrayacente Monte Amarillo, indica que las capas de Monte Verde son más jóvenes que 6,25±0,15 millones de años. Una datación en la parte media del miembro dio una edad de 5,4±0,8 Ma (Alonso *et al.,* 1991). La ausencia de discordancias, el desarrollo normal de la sedimentación y la continuidad del par evaporitas/no evaporitas, permite inferir que el episodio boratífero de Monte Verde ocurrió aún dentro del Mioceno superior y habría durado unos 400 a 500 mil años de acuerdo con el conteo de pares detrítico-químicos.

Mineralogía

Puede considerarse a la sección de Monte Verde como un yacimiento biminerálico, integrado por cantidades volumétricas más o menos equivalentes de colemanita e inyoita. Están presentes también hidroboracita y ulexita. Se describe sintéticamente como se presentan estas especies minerales.

Colemanita: Pueden reconocerse varias presentaciones de este mineral. Así tenemos: 1) Capas cristalinas macizas, compactas, intercaladas con pelitas, yeso o inyoita; 2) colemanita diseminada y/o intercrecida con pelitas, yeso o inyoita; 3) colemanita en agregados de pequeños nódulos de unos 5 mm de promedio en ganga pelítica o arenosa; 4) colemanita en esférulas, aisladas o agregadas, las cuales consisten en cristales radiados a partir de un núcleo central, a veces hueco, con dimensiones que varían desde un par de milímetros a dos centímetros. Pueden ser perfectamente circulares o estar aplanadas paralelamente a la estratificación lo que produce estructuras ovoidales. Las esférulas pueden empaquetarse densamente de manera que no queden espacios vacíos o bien dejan huecos en los cuales crecen nuevos cristales. Son comúnes las venillas transgresivas y las fisuras con crecimiento drúsico de cristales. Estas fisuras drúsicas pueden formar un enrejado poligonal mas o menos complejo y a veces por meteorización del material englobado aparecen como enrejados esqueletales. Geodas con desarrollo de cristales limpios y transparentes son también comunes. Se han observado aisladamente algunos lentes o niveles de colemanita en pequeños cristales de aspecto pseudocúbico. Las capas de colemanita adquieren el color de la ganga que contienen, y presentan tonalidades verdes o pardas y en algunos casos amarillentas a negras por la presencia de óxidos. La colemanita negra tal vez se origine por impregnaciones de todorokita (Muehle, 1974). Son muy comunes las pátinas amarillentas o naranjas debido a sulfuros de arsénico (oropimente, rejalgar), los cuales son también comúnes encontrarlos en los núcleos de las esférulas o bien en las interfases cristalinas. En general la colemanita se presenta como un material cristalino, frágil, transparente claro o bien en una variada gama de tonalidades.

Inyoita: Se presenta como niveles independientes continuos o bien asociada con colemanita y/o yeso, ya sea diseminada o como lentes de distintos tamaños. Puede mostrarse maciza, esto es como un mosaico cristalino granular; en lentes o capas interestratificadas de cristales de aspecto pseudorómbico; como aglomeraciones de cristales en pequeños nidos o bolsones; como venillas transgresivas; en delgados niveles fibrosos con cristales perpendiculares a la estratificación, en un hábito similar a una presentación muy común del yeso. El tamaño de los cristales varía desde algunos milímetros a un par de centímetros. También se presenta conteniendo lentes, capas o venillas de colemanita, yeso, hidroboracita o pelitas. En general es un material cristalino, frágil y transparente claro, con leves tonalidades amarillentas o verdosas y su ocurrencia más común es intercrecida con colemanita.

Hidroboracita: Este mineral que como se mencionó predomina en el infrapuesto Miembro Monte Amarillo, aquí

se encuentra muy subordinado. En algunas unidades se observa hidroboracita como capas macizas en cambio facial a inyoita, colemanita o yeso, o bien como lentes en cualquiera de esos materiales. Se trata de un mineral amarillento-blanquecino, fibroso, macizo y tenaz. Constituye menos del 10% del total de boratos presentes en este yacimiento.

Ulexita: Se presenta ampliamente distribuida en el manto de meteorización que cubre la sección mineralizada. Corresponde a un producto de alteración superficial de los bancos boratíferos. Al descubrir por excavaciones la roca y el mineral fresco la ulexita desaparece. Se forma por soluciones boratíferas que se evaporan en el tapiz arcilloso-salino, el cual puede tener espesores de algunos centímetros hasta medio metro. La ulexita aparece blanca y pura en nodulitos finamente diseminados, venillas transgresivas o pequeños manchones. Es friable y suave al tacto.

Otros minerales: Un acompañante común es el yeso. Se observa una notable disminución de anhidrita. También se presentan algunas pátinas de minerales de arsénico, principalmente los sulfuros rejalgar y oropimente. Son comunes las manchas y pátinas de óxidos de hierro y manganeso.

MODELO GENÉTICO

El cuadro genético general planteado para el infrapuesto miembro boratífero Monte Amarillo en líneas generales es válido para el Miembro Monte Verde pero ocurren cambios importantes en las mineralizaciones dominantes. Así, hacia arriba del intervalo representado por las unidades 99 a 110, se inicia nuevamente la depositación boratífera, pero el depocentro de acumulación se ha desplazado algunas centenas de metros hacia el sur. La hidroboracita que era el mineral mayoritario en el miembro anterior esta aquí subordinada, mientras que la inyoita que se presentaba en capas reducidas alcanza ahora proporciones importantes. El principal cambio es la presencia mayoritaria de colemanita la cual está ausente en Monte Amarillo. Otros cambios importantes son la ausencia de las capas de anhidrita y la reducción sustancial de tobas y tufitas en favor de pelitas y areniscas. El meridiano del problema genético pasa ahora por la colemanita. Este mineral se sabe que forma numerosos yacimientos en el Valle de la Muerte (USA) y en Turquía (Anatolia) siempre estratoligado a rocas terciarias. Al parecer no forma parte de los depósitos recientes de boratos, aunque en algunos casos como en las pampas nitrateras chilenas ha sido mencionada al nivel de curiosidad mineralógica (Chong, 1984) así como en los salares argentinos (Buttgenbach, 1901; Catalano, 1926) y bolivianos (Avila in Cadima y Lafuente, 1969), aunque en estos últimos casos estudios posteriores no han confirmado su existencia. Esta es una de las razones por las cuales numerosos autores se han inclinado hacia un origen secundario de la colemanita (Ej. Foshag, 1921; Muessig, 1959; Inan *et al.,* 1973; Kistler y Smith, 1975). En este sentido la gran mayoría de los depósitos de U. S. A. y Turquía, muestran rasgos que condujeron a pensar con preferencia en un origen secundario del mineral a causa de transformaciones posdeposicionales. Sin embargo Helvaci y Firman (1976) postulan la idea que al menos parte de la colemanita de Emet (Turquía) es de origen primario. En nuestro trabajo nos hemos basado estrictamente en las evidencias de campo para aproximarnos a la cuestión genética. La colemanita de Monte Verde presenta rasgos mixtos que indicarían su carácter primario en unos casos y secundario en otros. Así por ejemplo, rasgos que indican un carácter primario son: 1) Estratificación normal, esto es que los bancos de colemanita se interestratifican regularmente con bancos de clastitas y otras evaporitas, manteniendo contactos planos, netos y lateralmente continuos y regulares. En ningún lugar se ha observado que las capas de colemanita penetren a los estratos infra o suprayacentes (fenómenos de transgresividad son muy comunes dentro de un banco colemanítico pero no entre bancos colemaníticos); 2) La presencia de capas macizas de colemanita intercaladas con pelitas, areniscas u otras evaporitas en el interior de un banco mayor de colemanita y 3) la presencia de nódulos y esférulas crecidas dentro del sedimento y que en algunos casos se encontrarían deformadas ovoidalmente por carga litostática. De acuerdo con lo expuesto tendríamos que aceptar que al menos parte de la colemanita es de origen primario, esto es que se habría formado penecontemporaneamente dentro del sedimento inconsolidado, debajo de la interfase agua-sedimento en el caso de los nódulos o en la propia interfase en el caso de las capas cristalinas macizas. Debe notarse aquí que por las características sedimentológicas tales como mayor participación de capas arcilíticas de coloraciones verdosas y la escasez de estructuras sedimentarias del tipo grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia, huellas de aves, paraclastos, etcétera, el tramo portador de la colemanita respondería a cuerpos de agua un poco más profundos que los imperantes al tiempo de Monte Amarillo. En ayuda de esto se tiene el nivel de colemanita descubierto en mina Loma Blanca a unos metros por debajo del bórax y que se considera en este trabajo de origen primario (véase). Esto apoya la idea que los ambientes miocenos de la Puna no habrían sido ajenos a la formación de ciertos boratos que como en el caso de la hidroboracita y la colemanita no se registran en capas recientes ni se están formando en la actualidad. Asimismo, otras presentaciones de la colemanita indican clara y terminantemente su origen secundario. En este caso se encuentran las venas y venillas transgresivas, los cristales en el interior de geodas y de drusas, las esférulas con núcleo hueco, etcétera. Sin embargo la cuestión a dilucidar es si el borato preexistente del cual se alimentaron, era o no era colemanita. En caso de haber sido colemanita tendríamos simplemente una recristalización diagenética por disolución y nueva cristalización del mineral. Las esférulas con núcleo hueco son una prueba de pérdida de volumen por deshidratación. Las demás presentaciones reconocidas pueden ser ambiguas en su origen. Los importantes depósitos de colemanita del sudoeste de los Estados Unidos muestran numerosas evidencias de ori-

gen secundario por transformación de boratos preexistentes tales como ulexita, inyoita o meyerhofferita. Entre ellos se cuentan hermosos pseudomorfos de colemanita según inyoita, algunos de los cuales conservan el pasaje completo desde inyoita a través de meyerhofferita hasta llegar a colemanita (Muehle, 1974). También masas de ulexita con núcleos o parches de colemanita en formación (Ej. Noble, 1923, 1926). Otro tanto ocurre en Turquía. Sin embargo existen en ambas regiones otras evidencias que indicarían un origen primario. El autor de este trabajo realizó observaciones en los depósitos de California y Nevada, y llegó a la conclusión que en su mayoría mantienen rasgos que indican una génesis primaria para la colemanita. En algunos casos el mineral ha sufrido muy pocos cambios desde su depositación original como en «Aniversary», «Lila-C», «Gerstley», «Cerro Blanco» mientras que en otros se notan transformaciones favorecidas en parte por una tectónica más intensa (Ej. Distrito de Ryan). En cuanto al otro borato mayoritario, la inyoita, si bien no plantea un problema genético fácil de resolver debido a los volúmenes en que se presenta, al menos cuenta con la ventaja que ha sido descubierta como mineral primario (Muessig, 1958; Aristarain y Erd, 1971; Alonso, 1986). De acuerdo con lo expuesto pueden considerarse varias alternativas como vías de origen de la colemanita en caso de su origen secundario, esto es por transformación de un borato pre- existente y son: a) Que colemanita derive de ulexita. Este caso es muy frecuente en los depósitos de U. S. A. pero aquí no parece tener asidero ya que es notable la ausencia de ulexita interestratificada la cual se encuentra solamente como un producto de alteración en el tapiz de meteorización superficial. Así, no se encuentran reemplazos pseudomórficos ni relictos de este mineral, que ocurre sin embargo en importantes capas primarias en otros puntos de la Formación Sijes (pertenencias Santa Rosa, Sorpresa, etc.). Por otra parte considerar su derivación de ulexita significa no solo que la ha reemplazado totalmente, molécula a molécula, sino que ello también implica deshidratación y eliminación de sodio. La deshidratación conlleva una pérdida de volumen y por tanto la presencia de abundantes oquedades. Ellas están presentes en numerosos bancos, aunque no sabemos si a causa de la deshidratación o un lixiviado de solubles, mientras que otros bancos son macizos y compactos. En cuanto a la eliminación del sodio, no solamente significa una pérdida de masa para el mineral en transformación sino también que en su migración debió dirigirse a los estratos encajonantes, lo cual no tiene signos de haber ocurrido; b) Que colemanita derive de inyoita. Esto también es común en algunos depósitos norteamericanos y turcos. En nuestro caso no hemos observado tales reemplazos, aunque podrían ocurrir restringidamente. La inyoita es el término mas hidratado en la serie de la colemanita y su transformación a esta última solo requiere una pérdida de agua. Sin embargo existe un estadio intermedio que suele ocurrir frecuentemente en estos casos de transformación. Se trata de meyerhofferita que no había sido encontrada en los depósitos de la Formación Sijes, existiendo ahora una cita inédita al nivel de curiosidad mineralógica (Aristarain, en Rusansky, 1985). Por otra parte es difícil explicarse la coexistencia de ambas en numerosas presentaciones, entre las cuales se encuentran cambios faciales laterales de tipo alternante. La génesis del otro borato presente, hidroboracita, ha sido tratada ampliamente en el epígrafe Monte Amarillo, donde se concluyó sobre su origen fundamentalmente primario. En este caso creemos que existen dos alternativas que son por un lado su carácter primario en los casos de formar capas independientes o donde se observan cambios faciales a inyoita, yeso o colemanita, y por otro lado su carácter secundario a causa de su transformación a partir de colemanita para lo cual sólo se requiere substitución de magnesio por calcio y ganancia de agua (Helvaci y Firman, 1976). Algunos pequeños parches difusos dentro de la colemanita podrían tener este origen. Un elemento extra que coadyuva al análisis son las capas de yeso. Estas muestran estratificación y estructuras de un depósito químico-evaporítico normal, esto es formado a temperaturas y presiones ambientes en un cuerpo de agua enriquecido en sulfato de calcio. Los bancos de yeso pueden encontrarse intercalados entre capas alternantes de o bien como cambios faciales laterales con los niveles boratíferos. La unidad litológica 118 (Alonso, 1986), es una capa de yeso intercalada con capas de colemanita, formada por rosetas en ganga arcillo yesosa, exactamente igual a la que se encuentra en los salares actuales. La conservación de rasgos originales en esta capa es una clara indicación de la ausencia de transformaciones epigenéticas de importancia. De acuerdo a lo expuesto se concluye en este epígrafe que los mantos de boratos presentes en el Miembro Monte Verde son sustancialmente de origen primario con transformaciones menores póstumas. Así, se sostiene que durante el tiempo del Miembro Monte Verde se reactivaron los sistemas geotermales que habían funcionado durante el Miembro Monte Amarillo, o bien se formaron sistemas nuevos que actuaron en un marco extensivo y aportaron ingentes soluciones boratíferas a las áreas subsidentes y endorreicas próximas. Las nuevas soluciones boratíferas se diferencian de las precedentes por su composición fundamentalmente cálcica, lo cual indica un cambio geoquímico sustancial. Estas soluciones se derramaron y cristalizaron en un lago perenne, aunque de escasa profundidad, donde a causa de la sobresaturación en anhídrido bórico y las condiciones físico-químicas reinantes, se generaron directamente colemanita, inyoita e hidroboracita y tal vez pequeñas cantidades de algún otro borato. Con el soterramiento y posterior deformación pueden haber ocurrido cambios diagenéticos y postdiagenéticos consistentes en deshidrataciones y disoluciones, lo que habría traído aparejada la formación de oquedades, que originaron las clásicas geodas y drusas.

Geoeconomía

El yacimiento Monte Verde ha sido explotado muy incipientemente, manteniéndose como reserva. Su mineralogía mayoritaria está compuesta por colemanita, inyoita y cantidades menores de hidroboracita. El mineral ecónomi-

co por excelencia es colemanita, la que alcanza las mejores leyes en anhídrido bórico y mayores espesores. Inyoita tiene menor valor por su mayor contenido en agua y menor ley en anhídrido bórico. Colemanita es el mineral más apreciado en Europa para la fabricación de ácido bórico, y últimamente se ha comenzado a usar en la preparación de fibras de vidrio. No se conocen cálculos de reservas publicadas para este depósito. En este trabajo y unicamente en base a los datos de longitud de la corrida mineralizada y sumatoria de espesores se estiman reservas del orden de las 3.000.000 t con una ley del 20% de anhidrido bórico. Se recalca que estos datos son estimativos y deben ser tomados con caracter orientativo. El depósito puede ser fácilmente explotado a cielo abierto, por un sistema de banqueo descendente. La diferencia notable entre los boratos cristalinos y duros, interestratificados con materiales limoarcillosos y arenosos finos, los cuales son blandos y friables, permite su separación por un simple proceso de grillado.

ESPERANZA

Es un depósito boratífero integrado fundamentalmente por colemanita con cantidades menores de hidroboracita, inyoita y ulexita, esta última finamente diseminada en el tapiz arcilloso-salino de meteorización. Está protegido legalmente por las pertenencias mineras Esperanza (1, 2, 3) y Cita de Bórax Argentina S. A. y Sol de mañana de Ulex S. A. Se encuentra ubicado en el flanco oriental de la serranía de Sijes a unos 8 kms al sudeste del campamento minero Sijes, en el pequeño valle del río seco de Esperanza; su altura promedio es de 3.850 m. s. n. m. Se accede por un desvío precario que se aparta del camino Sijes-Tincalayu. Al presente se encuentra inactivo pero fue durante muchos años un importante abastecedor de mineral. Entre los trabajos que mencionan este yacimiento se tiene Schalamuck *et al.* (1983), Alonso (1986) y Gonzalez Barry y Alonso (1987).

GEOLOGÍA

La columna litoestratigráfica fue tratada en la descripción del Miembro Esperanza. Las capas boratíferas yacen intercaladas en la parte media baja del Miembro Esperanza, el cual se desarrolla litológicamente desde conglomerados en la parte inferior, evaporitas en el tercio medio y tobas/tufitas en la parte superior. A su vez el Miembro Esperanza constituye el tercio superior de la Formación Sijes y está limitado en la base y el techo por el Miembro Monte Verde y la Formación Singuel respectivamente. Es el más potente de los miembros de la Formación Sijes; alcanza los 780 m de espesor de los cuales 37,15 corresponden a la sección colemanítica. La faja mineralizada principal tiene una longitud de tres kilómetros y corresponde a un flanco homoclinal de rumbo norte-sur y buzamiento promedio de 20º al este. El plegamiento está muy atenuado respecto de los miembros infrayacentes Monte Amarillo y Monte Verde, expresado por suaves pandeos y flexuras. Es importante en cambio el fallamiento de rumbo que produce desplazamientos sinestrales y dextrales de algunas decenas a un centenar de metros. Las fallas de rumbo principales están separadas cada 300 m aproximadamente y muestran fallas menores solidarias. Las capas de colemanita yacen interestratificadas mediante contactos planos y definidos con capas de fangolitas; predominan las de un marcado color pardo oscuro («chocolate»), y en menor medida niveles verdosos aislados y un nivel amarillento ocre. Estos últimos son conspicuos cerca de la base y tienen buena resolución y continuidad lateral. La sección colemanítica se desarrolla entre dos tobas, una toba gris inferior y una toba blanca superior (unidades 178 y 224 respectivamente), la primera de las cuales es un buen nivel guía. A diferencia de los miembros precedentes (Monte Amarillo, Monte Verde) la sección colemanítica de Esperanza muestra capas boratíferas de poco espesor que no llegan a sobrepasar 0,60 m con un promedio de unos 0,30 m aproximadamente. Asimismo están prácticamente ausentes los niveles tufíticos-tobaceos, y subordinados los niveles de yeso, aunque estos últimos constituyen cambios faciales de los boratos en los extremos del depósito. Además de las capas de colemanita, ocurren algunos niveles poliboratíferos, el más conspícuo de los cuales es la unidad litológica 184. Ella está integrada por hidroboracita, colemanita, inyoita y ulexita, cuyas proporciones varían lateralmente. Un análisis del desarrollo vertical del sector boratífero permite comprobar su simplicidad al tratarse de una sucesión alternante rítmica, clástico-evaporítica, integrada fundamentalmente por el par fangolitas-boratos. Las concentraciones en la mineralización se mantienen aproximadamente constantes. Con respecto a la edad del Miembro Esperanza no se cuenta con información precisa. A base de su posición estratigráfica y de las dataciones de Monte Amarillo (Mioceno superior) y de la Formación Blanca Lila (Pleistoceno inferior) su depositación ocurrió en el Plioceno. En virtud de la cubierta sedimentaria superpuesta se estima que la depositación fue durante el Plioceno inferior. El conteo de pares detríticos-químicos indica una duración de 300.000 años para el evento boratífero. Morfológicamente la sección mineralizada queda expuesta por su mayor competencia relativa respecto de las capas conglomerádicas y piroclásticas infra y suprayacentes respectivamente, formando peladares sobre la ladera occidental del valle de Esperanza. Puede reconocerse desde la distancia por su fuerte coloración ocre y verdosa.

MINERALOGÍA

Puede considerarse a la sección boratífera de Esperanza como un yacimiento monominerálico de colemanita, aunque están presentes hidroboracita, inyoita y ulexita en cantidades menores o subordinadas. Se describen sintéticamente las presentaciones de esos minerales.

Colemanita: Es la especie mayoritaria del depósito. Ocurre en unas pocas presentaciones con color pardo o verdoso según la ganga acompañante que puede ser clástica (limosa, arcillosa y ocasionalmente arenosa fina) o yesosa.

Las presentaciones más frecuentes son en forma de capitas o lentes, ya sea macizas o en esférulas, normalmente teñidas por óxidos de hierro o manganeso que le otorgan una íntima coloración oscura. Es muy común la colemanita negra, probablemente a causa de impregnaciones de óxidos de manganeso (todorokita ?) encontrándose aquí los mejores ejemplos del distrito minero Sijes. Las esférulas oscilan desde algunos milímetros a 2 o 3 cm, y suelen encontrarse libremente crecidas en el sedimento o bien en forma de niveles densamente empaquetados, a veces con las esférulas aplastadas en forma ovoidal. También son comunes los agregados nodulares constituidos por esferulitas de un diámetro promedio de 0,5 centímetros. Se observan en algunos niveles, sobre todo en aquellos poliboratíferos, numerosas venillas transgresivas las cuales por meteorización suelen formar un enrejado superficial, en cuyo caso las paredes de las venillas se encuentran tapizadas de cristales milimétricos. Son notables las venillas verticales de hasta 4 cm de ancho de la unidad 184 (Alonso, 1986). El mineral en su conjunto, tal como se lo extrae del yacimiento, tiene una ley media del 26% de anhídrido bórico.

Hidroboracita: Este mineral que forma más del 90% del Miembro Monte Amarillo y que se presenta en cantidades menores en el Miembro Monte Verde, se encuentra aquí muy reducido. Se presenta en algunos niveles como capas o lentes macizos muy puros, pero con colemanita en venillas transgresivas y finas intercalaciones de inyoita. Se presenta como un mineral amarillento blanquecino, fibroso y tenaz.

Inyoita: Este mineral que forma alrededor del 45% del infrayacente Miembro Monte Verde esta aquí subordinado. Se lo observó en la unidad litológica 184 (Alonso, 1986) como un delgado nivel de cristales fibrosos, crecidos perpendicularmente a la estratificación, limitado por hidroboracita y atravesado por colemanita transgresiva. Aparece también formando parte de los niveles poliboratíferos junto con hidroboracita y colemanita.

Ulexita: Esta especie está muy subordinada. Al igual que en los miembros anteriores ocurre fundamentalmente diseminada en el tapiz arcilloso-salino de meteorización superficial que cubre los mantos boratíferos. Aparece en nodulitos milimétricos, blancos y muy puros.

Otros minerales: El yeso, aunque subordinado es un acompañante común, mientras que anhidrita está completamente ausente. Oxidos de hierro y manganeso se manifiestan como impregnaciones y pátinas. Se han observado asimismo llamativas cantidades de rejalgar en algunos niveles.

MODELO GENÉTICO

La ubicación espacial de la sección boratífera de Esperanza indica la migración de los depocentros evaporíticos hacia el norte. Como se vio en el capítulo precedente, la migración del depocentro de Monte Amarillo a Monte Verde se verificó hacia el sur. Estas migraciones posiblemente marcan el grado de alabeo del sustrato en la mecánica de la cuenca durante el tiempo de depositación de la Formación Sijes. Del análisis litológico surge que al iniciarse la sedimentación del Miembro Esperanza, habían ocurrido movimientos que reactivaron las áreas positivas lo cual trajo aparejado un mayor aporte detrítico a la cubeta de sedimentación. Ello está representado en los conglomerados que integran las unidades litológicas 160 a 171 (Alonso, 1986) que muestran paleocorrientes desde el este. Sobreviene luego una etapa de reactivación del vulcanismo explosivo (U. L. 172 a 178) cuya violencia queda expresada en los niveles pumicíticos con fragmentos de hasta 3 centímetros. En este contexto (reducción de áreas positivas y vulcanismo activo) se dan las condiciones para el inicio de una sedimentación lenta, en ambiente cerrado, con permanencia de cuerpos de agua someros y etapas alternantes de oxidación y reducción, donde los sistemas geotermales nuevamente activos comenzarán a aportar su carga de solubles. En el epígrafe Monte Verde, se analizó el problema genético de la colemanita, por lo que aquí se limitarán a unas pocas consideraciones. Tal vez el carácter primario de la colemanita que fuera descripto precedentemente, adquiera en este depósito sus mejores evidencias, ya que los estratos mineralizados se encuentran sin mayores deformaciones. El mineral yace en capas macizas intercaladas en las fangolitas pardas o verdosas o en esférulas crecidas dentro de esa ganga. Algunas esférulas muestran aplanamiento por carga, con forma ovoidal, por lo que su eje mayor es paralelo a la estratificación. Las esférulas suelen formar núcleos aislados o agruparse con mayor o menor densidad. Esto indicaría el crecimiento de las esférulas a partir de distintos centros de cristalización y su cantidad sería una consecuencia directa del contenido de anhídrido bórico disponible en el medio fangoso. La formación de las esférulas sería equivalente al de las «papas» de ulexita en los actuales salares. En este sentido el autor tuvo oportunidad de observar «papas» de colemanita en posiciones equivalentes a las facies de borde o playa del depósito boratífero de la mina Gerstley, cerca de Shoshone, California. Un caso especial lo constituye la unidad litológica 184 (Alonso, 1986) la cual está formada por hidroboracita y muy escasa inyoita y atravesada por gruesas venas de colemanita de orientación transversal, esto es en la misma posición que el fallamiento de rumbo. La posible explicación a este fenómeno es que al ser el banco de hidroboracita competente, se debilitó en el sentido del fracturamiento y por allí se produjo una movilización de fluidos boratíferos que cristalizaron como colemanita en el interior del propio banco. Salvo este caso de colemanita secundaria, en el resto de las unidades el mineral sería de origen primario. El cuadro composicional indica la prevalencia de los boratos de calcio con lo cual se mantienen las condiciones geoquímicas que imperaron al tiempo de Monte Verde pero con una notable amortiguación del pulso boratífero, como se aprecia en la reducción del número y potencia de los niveles mineralizados.

OTROS DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES BORATÍFERAS

SANTA ROSA

Corresponde a un depósito boratífero integrado por colemanita e hidroboracita como minerales principales y cantidades apreciables de inyoita y ulexita. Se ubica en las inmediaciones del campamento minero Sijes, del cual está separado 2 km en línea recta al noreste. Forma parte del extremo norte de la serranía de Sijes, la cual como se dijo en otros párrafos pierde altura de sur a norte, y a esta latitud se transforma en pequeños montes-islas que emergen unos 50 m del piso del salar Pastos Grandes. El depósito de Santa Rosa ha recibido una esmerada atención por Rusansky (1985) quién estudió principalmente las mineralizaciones de hidroboracita que ocurren en el sector central y occidental del área. En su trabajo aporta datos de un centenar de análisis químicos y determinaciones petrográficas. Durante trabajos realizados por el autor en su carácter de jefe de exploración de la ex-compañía Boroquímica SAMICAF, se tuvo oportunidad de descubrir importantes reservas de colemanita, con ulexita e inyoita subordinada, sobre el flanco oriental de la serranía. Este hallazgo cambió en su momento la economía del Grupo Minero Sijes al volcarse las explotaciones de colemanita a esa nueva área.

GEOLOGÍA

En el área de Santa Rosa, pueden reconocerse claramente los miembros Monte Amarillo y Monte Verde aunque reducidos en espesor, por su posición más proximal en la cuenca de sedimentación. El Miembro Monte Amarillo aflora en el flanco occidental y en el filo del cerro Santa Rosa. En su desarrollo facial muestra capas de hidroboracita intercaladas con areniscas, limolitas, arcilitas, tobas, tufitas, yeso, anhidrita y en menor proporción inyoita en la parte inferior. La coloración dominante es amarillenta (hidroboracita), verdosa (clastitas), grisácea (piroclastitas). Hacia la base se presentan estratos rojizos que marcan la transición a la Formación Pozuelos infrayacente, la cual de acuerdo a perforaciones en el depósito vuelve a mostrar sus clásicas facies de sal de roca. Hacia el techo pasa en transición al suprayacente Miembro Monte Verde. Las capas de hidroboracita conforman conspicuos niveles con resolución morfológica en relieve. Estructuralmente la secuencia tiene rumbo aproximado nornoreste-sursuroeste, está inclinada hacia el este y muestra numerosas fallas menores transversales. Se encuentra internamente plegada en anticlinales y sinclinales de escasa amplitud de onda. El Miembro Monte Verde se encuentra representado por capas de colemanita que se intercalan con niveles clásticos pardos y verdosos y yace en el flanco oriental del cerro Santa Rosa. Tobas y tufitas están menos representadas que en el miembro anterior. Yeso ocurre en algunos niveles a veces como importantes cambios faciales con colemanita mientras que anhidrita esta ausente. Respecto de los boratos, si bien existen niveles monominerálicos formados por colemanita, los bancos tienden a ser poliboratíferos participando en mayor o menor medida ulexita e inyoita. La hidroboracita se encuentra subordinada a solo dos capas mineralizadas. Morfológicamente la sección se encuentra deprimida en relieve y está cubierta por un tapiz de meteorización que impidió por largo tiempo se descubrieran esas reservas. Estructuralmente presenta complicaciones internas, ya que el conjunto está plegado en un sinclinal mayor al que se sobrepone un plegamiento disarmónico interno relacionado a la elevada plasticidad de los materiales deformados. En partes ese plegamiento favorece el engrosamiento tectónico de algunas capas de boratos. El techo del Miembro Monte Verde se encuentra cubierto por los depósitos evaporíticos actuales del salar Santa María. Tanto el Miembro Monte Amarillo como el Miembro Monte Verde presentan estratos con un espesor predominante de 0,50 a 1 metro. El espesor del conjunto no supera los 300 metros.

MINERALOGÍA

Los boratos principales del depósito son colemanita e hidroboracita. La colemanita se ha explotado intensivamente en los años 1983-1985, mientras que la hidroboracita tuvo explotaciones reducidas y esporádicas. También están presentes ulexita e inyoita en volúmenes apreciables ya sea en capas independientes o formando parte de bancos poliboratíferos. Explotaciones de ulexita reducidas tuvieron lugar en el extremo sur del cerro Santa Rosa. Otras especies de boratos que han sido mencionadas como de ocurrencia puntual y rara son meyerhofferita, nobleita y gowerita (Aristarain en Rusansky, 1985).

Hidroboracita: Las principales presentaciones de hidroboracita han sido tratadas en la mineralogía del perfil tipo del Miembro Monte Amarillo y aquí son similares. Ocurre principalmente en estratos macizos de un material blanco-amarillento tenaz que por meteorización superficial deja crestas filosas y cortantes. La hidroboracita puede formar todo un banco o bien estar intercalada o tener relaciones faciales laterales con capas de areniscas, yeso/anhidrita, pelitas, tobas/tufitas, o en una mezcla en proporciones diferentes con estos materiales. Cambios faciales de hidroboracita con inyoita y/o ulexita son comunes en la parte inferior del Miembro Monte Amarillo. En el Miembro Monte Verde hay dos capas con hidroboracita. Una de ellas es un banco poliboratífero donde la hidroboracita participa en proporciones diferentes con colemanita, ulexita e inyoita. Se presentan como un material fibroso, blanquecino amarillento, en forma de parches aislados. La otra capa corresponde a una limoarcilita parda oscura que presenta bochas y nódulos aplanados de hidroboracita, en forma de pequeños almohadones, de hasta 0,50 m de diámetro máximo. Se trata de un material de alta pureza, muy tenaz, de aspecto interior fibroso.

Colemanita: Constituye actualmente el principal mineral económico del yacimiento y está prácticamente res-

tringida al Miembro Monte Verde. Algunas de las presentaciones descriptas para el M. Monte Verde del perfil tipo están también aquí presentes (Ej. maciza, esferulítica, nodular, intercrecida, diseminada, en venas transgresivas, en geodas y drusas, etc.). El tipo predominante lo constituye un material con abundante geodas y drusas, en partes cristalino macizo y en partes con esférulas de cristales radiales mezclado con una ganga tufítica verde. Dentro de algunas capas se encuentran a veces espacios rellenos con cristales de selenita de hasta 20 cm de longitud. Otra presentación común es como esférulas pequeñas distribuidas en el sedimento, principalmente areniscas tufíticas pardas, que confieren a la capa un aspecto nodular. Un hecho a resaltar es que los bancos colemaníticos muestran además otras especies de boratos, principalmente ulexita e inyoita y en menor proporción hidroboracita, como producto de transformaciones postgenéticas. En este sentido existe una clara diferencia entre las presentaciones de la colemanita en el Miembro Monte Verde tipo y en Santa Rosa. Sin embargo en sus orígenes habría una equivalencia desde el momento que en ambos casos la presentación de las capas de colemanita parece indicar un cuerpo lacustre perenne antes que efímero. La continuidad de finas láminas rítmicas de arcilitas verdes que conforman la roca de caja sería una de las evidencias. Deben considerarse también en este sentido las delgadas láminas de hierro lacustre.

Inyoita: Se encuentra principalmente representada en la parte basal del Miembro Monte Amarillo y en el Miembro Monte Verde. En ambos casos puede formar bancos macizos que cambian facialmente a ulexita, colemanita e hidroboracita o como producto de transformaciones postgenéticas. En este último caso es común como venas transgresivas en colemanita o hidroboracita donde forma cristales transparentes o bien como nódulos secundarios de hasta 25 cm de diámetro crecidos dentro de ulexita. Inyoita en cristales romboidales euhedrales crecidos en arcilita tufítica verde se encuentra en el extremo sudeste del cerro Santa Rosa.

Ulexita: Si bien está subordinada en volumen a los minerales anteriores tiene la particularidad de su amplia distribución en el yacimiento. Bancos de ulexita maciza, similar al tipo «barra» de los salares actuales se presenta en el extremo sudeste del cerro Santa Rosa, donde recibió una explotación incipiente en el pasado. En ese lugar ocurre como capas asociadas a arcilitas y tufitas. Aparece asociada con otros boratos conformando bancos poliboratíferos en numerosas presentaciones. La ocurrencia más común es en el tapiz de meteorización tanto sobre los bancos de boratos como de la roca de caja. En esta última aparece también como venas transgresivas.

Otros minerales: Anhidrita y yeso son comunes en los miembros Monte Amarillo y Monte Verde respectivamente. Impregnaciones de sulfuros de arsénico amarillentas y naranjas (oropimente y rejalgar) se observan en muchos bancos de boratos.

MODELO GENÉTICO

Los lineamientos generales sostenidos al tratar la génesis primaria de los boratos en los miembros Monte Amarillo, Monte Verde y Esperanza, se mantienen aquí desde el momento que conforman una idéntica unidad estratigráfica. Solo debe agregarse que al sur de Santa Rosa, en inmediaciones del río Sijes, se han encontrado excelentes ejemplos de fuentes termales, representadas por caliches y travertinos, deformados solidariamente al conjunto litológico de la Formación Sijes, que varían facialmente a boratos. Se cuenta con una evidencia que torna al yacimiento Santa Rosa en un caso especial en el problema genético. Ella está relacionada por un lado a su evolución paleogeográfica durante el Cuaternario y por otro lado a la mayor deformación estructural sufrida en algunos sectores (Ej. Miembro Monte Verde en el sector sudeste). La deformación estructural está relacionada a tres factores dominantes que son: 1) plasticidad de los materiales presentes; 2) acomodamiento de la sal en los núcleos de los pliegues y 3) sumatoria al esfuerzo compresivo oeste-este de los efectos producidos por el fracturamiento oestenoroeste-estesureste. La evolución paleogeográfica que diferencia al yacimiento Santa Rosa de los tratados anteriormente es el hecho de conformar cerritos bajos que actuaron como islas apenas emergidas durante el desarrollo del lago pleistoceno que se extendió en la región. La permanencia de un nivel de agua contínuo que afectó durante gran parte del Pleistoceno al cerrito de Santa Rosa permitió que se produjeran transformaciones genéticas importantes en los bancos de borato. Así, se observan rasgos de disolución que han formado cavidades en las cuales han crecido grandes cristales transparentes en perfecto estado de conservación. Ello indica por un lado agua y tiempo suficientes para el crecimiento de los cristales, y por otro lado que se generaron luego de los movimientos tectónicos principales que deformaron a la Formación Sijes. Así también las numerosas transformaciones dentro de un banco mineralizado en el cual coexisten varias especies de boratos, con rasgos secundarios, indica que el ambiente fue propicio para la disolución y posterior cristalización de los materiales evaporíticos. Según Rusansky (1985) los estudios de petrografía microscópica en la sección hidroboracítica no permitieron resolver problemas genéticos tales como si ciertas capas de boratos son un producto de sedimentación química singenética o de incorporación epigenética desde capas adyacentes con diagénesis posterior. Un estudio mineralógico detallado en la nueva sección colemanítica de Santa Rosa ha sido encarado recientemente como un intento para resolver las complejas cuestiones genéticas que afectan el depósito boratífero (Orti Cabo y Alonso, en prensa).

ANITA, PERICO, MARIDEL, PLAYA 1, MONTE MARRÓN Y SORPRESA 3

Forman parte del grupo de pertenencias del extremo austral de la serranía de Sijes, que alcanzan el borde norte del salar Centenario. Estas pertenencias se ubican a unos

20 km al sur del campamento Sijes y se accede al lugar por un camino que bordea la serranía por su margen oriental, del cual se separan huellas de carácter muy precario. El terreno es accidentado y allí se alzan las máximas alturas de la serranía con el cerro Bayo de 4.278 m sobre el nivel del mar. A causa de las referidas características no se han realizado explotaciones en esta área permaneciendo las mineralizaciones como reservas. En conjunto pueden considerarse como pertenencias «secas» ya que esta región es muy árida, sin arroyos ni vegas, donde el nivel freático está muy deprimido. Esto impide, por ejemplo, que se formen concentraciones químicas de ulexita al pie de la serranía por el lixiviado de las capas boratíferas. Si en cambio se producen concentraciones mecánicas por meteorización física y transporte fluvial. Estratigráficamente es posible distinguir los miembros Monte Amarillo y Monte Verde, aunque en sectores presentan cambios faciales que dificultan su reconocimiento. Las estructuras muestran un fuerte cambio cercano al límite entre Maridel 1 y Maridel 2. Así, al norte, esto es en las pertenencias Maridel 1, Playa 1, Monte marrón 1 y Sorpresa 3 se mantiene un estilo de estructura homoclinal al este (sureste), sin plegamientos complejos, donde se pueden identificar algunos niveles en forma regular y continua a lo largo de varias centenas de metros e inclusive 1 a 2 kilómetros. En el extremo sur de esta faja (Maridel 1) la estructura se resuelve en un par de pliegues, anticlinal y sinclinal respectivamente, cuyos ejes buzan hacia el sur. La faja con niveles evaporíticos tiene un arrumbamiento noreste-suroeste, una longitud de 3 km y un ancho entre 300 y 500 metros. Está integrada fundamentalmente por yeso y anhidrita, que se presentan en bancos potentes que resaltan en el relieve, donde forman inclusive crestas rígidas, seguido de inyoita y reducidas cantidades de colemanita e hidroboracita. Se observan interesantes cambios faciales laterales, con alternancia de yeso-hidroboracita (Monte marrón 1) e inyoita-colemanita (Sorpresa 3). Al sur de Maridel 1, esto es en las pertenencias Maridel 2- 3, Perico 1-2-3 y Anita 1-2, se observan notables cambios en las estructuras, morfología y mineralizaciones. Se torna difícil seguir los niveles ya que se presentan fuertemente contorsionados, con pliegues complejos y fallas en muchas direcciones. Esta situación se complica por la presencia de estructuras de gravedad entre las que se destacan importantes deslizamientos de tierras (Pratt, 1961). Entre las mineralizaciones se tiene hidroboracita, inyoita, colemanita y ulexita. Se destaca la presencia de capas de ulexita que en algunos casos varían facialmente a inyoita o colemanita. Cambios faciales entre inyoita y colemanita son frecuentes. El yeso está presente en proporciones menores y no forma bancos resaltantes como al norte de Maridel 1. Se observan también algunas capas delgadas de travertinos y un nivel de arenisca cementado por óxidos de manganeso.

MONTE GRIS, PLAYA 2-3 Y ALEJANDRO

Corresponden a pertenencias que cubren el flanco sudoriental de la serranía de Sijes. Comprenden pequeñas manifestaciones de ulexita e inyoita de escaso interés económico. Los afloramientos se encuentran en su mayor parte muy cubiertos por materiales sueltos.

MONTE AZUL

Comprende las pertenencias Monte Azul 1, 2 y 3. Monte Azul 1 y 3 corresponden al extremo norte de Monte Amarillo y quedaron incluidas en el tratamiento de ese epígrafe. Por su parte Monte Azul 2, constituye un pequeño depósito que ha sido intensamente explotado en el pasado y actualmente se encuentra inactivo. El sector de explotación muestra un rajo abierto de unos 10 m de profundidad y 50 m de largo. El mineral dominante es hidroboracita, la cual se presenta en un eje sinclinal. Forma capas de 0,50 a 1 m que por engrosamiento tectónico alcanzan a 2 m de potencia. También aparece inyoita en cantidades menores. Son muy comunes las manchas y pátinas de arsénico (oropimente). Constituye un apéndice de Monte Amarillo y muestra las facies típicas del miembro homónimo. En el desarrollo de la sucesión estratigráfica se distinguen las unidades litológicas 1 y 49 (Alonso, 1986) correspondientes a la arcilita roja basal y la arenisca verde, ambos niveles guías de Monte Amarillo. Se encuentra ubicado a unos 8 km al sursuroeste del campamento Sijes; el camino a Tincalayu atraviesa el yacimiento. Su altura es de unos 3.850 m sobre el nivel del mar. Referencias bibliográficas parciales corresponden a Aristarain y Erd (1971), Schalamuck *et al.* (1983), Alonso (1986), Alonso y Gonzalez Barry (1990).

MINA APALACHEANA

En base a los estudios realizados en la rica comarca de Sijes, en el salar de Pastos Grandes, departamento Los Andes, Salta, se descubrieron nuevas reservas de hidroboracita (borato de calcio y magnesio) que fueron denunciadas bajo el nombre de mina «Apalacheana» (Alonso y Gonzalez Barry, 1991). Mina Apalacheana se encuentra rodeada por algunos importantes yacimientos de boratos de la empresa Borax Argentina S. A., como son los de Monte Blanco al norte, Monte Azul al oeste y sur y Monte Amarillo al sur. Mina Apalacheana consta de dos pertenencias cuadrangulares (1.000 m x 1.000 m) y una rectangular (1.885 m x 530 m), de cien hectáreas cada una, orientadas con un azimut de 181°12’50”. Los límites entre las pertenencias y otras minas están demarcados por mojones esquineros de madera en donde el número de identificación está grabado o bien pintado de negro. El depósito fue explotado en el año 1989 por Industrias Químicas Baradero, actuando como contratista la firma Ramonot Hnos.

GEOLOGÍA

Los afloramientos corresponden al Miembro Monte Amarillo y se pueden observar en los canales fluviales y en las labores de destape presentes, debido a que en algunos sectores el material moderno los recubre casi en su totali-

dad. En ellos se destacan la presencia de rocas claras, bien estratificadas, que muestran colores verdosos, amarillentos y blanquecinos. En algunos casos llegan a sobresalir como relieves positivos, tal como ocurre con los bancos rojizos de caliza presentes en la mina Apalacheana II. Es de destacar la presencia de estratos plegados de calizas que afloran a la altura de la pertenencia de Apalacheana II. Las misma fue clasificada como una caliza micrítica con abundantes ostrácodos que fueron depositadas en un medio lacustre de baja energía. También se encontraron icnitas de mamíferos cuya asignación taxonómica no es exacta, aunque son semejantes a las icnitas del *Tapirus terrestris*, en base a las cuales Guantay y Alonso (1989) realizaron una comparación. Es notable la deformación existente en el área, lo cual es evidenciado a manera de pliegues y fallas que provocan grandes cambios en cuanto a la inclinación y rumbo de los bancos. Por su parte se observó que las capas buzan hacia el este con variaciones puntuales hacia el sureste y noreste. Si bien en casi toda el área la secuencia es homoclinal, se distingue la presencia de pliegues en el sector central y oriental de la mina, este último es un anticlinal de buen desarrollo cuyos dos flancos buzan hacia el noreste, mientras que el eje tiene un rumbo estesureste. La mineralización esta localizada en un sinclinal de poco radio de curvatura, alcanzando los mayores espesores sobre el flanco norte del mismo a partir del cual comienzan a disminuir progresivamente hasta desaparecer. En Apalacheana I los bancos mineralizados están incluidos dentro de una secuencia donde alternan fangolitas pardo oscuras y verdes, tobas de colores claros generalmente blanco o blanco amarillentas y tufitas que denotan distintas tonalidades grisáceas. Las rocas aflorantes presentan un avanzado estado de deformación con pliegues muy apretados de pequeña escala en los cuales se aprecia la total ritmicidad existente entre las capas de fangolitas, yeso y boratos (inyoita e hidroboracita). Además de los pliegues existen pequeñas fracturas que dislocan los bancos, lo cual fue observado por la repetición de ciertas unidades a uno y otro lado de las hondonadas existentes o también sobre lomadas redondeadas de pequeña altura que denotan la presencia en su interior de bancos resistentes a la erosión. En dirección al mojón 10 la secuencia se torna más yesífera (bancos laminares muy irregulares) y alternan con niveles tobáceos muy delgados. Estructuralmente la deformación es menos intensa que en el sitio donde están localizadas las labores, notándose una inclinación homoclinal con ángulos muy elevados (70º promedio) hacia el oeste. En Apalacheana II, gran parte de la secuencia está cubierta por sedimentos que son producto de la erosión de los relieves positivos existentes. Sin embargo existen afloramientos, los cuales son un tanto irregulares y están localizados en el sector oriental. Se identificó hidroboracita en una serie de trincheras localizadas en el sector sudoeste de la misma Es posible observar un delgado nivel de hidroboracita que presenta tonalidades pardo claras, grises y blanco nacarado. El mineral está incluido dentro de una secuencia que buza hacia el oeste con ángulos de hasta 75°. En íntima asociación afloran niveles de yeso laminar que alternan rítmicamente con fangolitas verdosas que es el color dominante en toda la sección. Apalacheanan II colinda hacia el oeste con mina Monte Azul, en la cual es posible observar potentes bancos mineralizados involucrados dentro de una clara estructura sinclinal. En el sector comprendido entre ambas minas las rocas presentan una clara inclinación hacia el oeste, que cambia en el sinclinal anteriormente mencionado para después adoptar la disposición general de la secuencia terciaria en la región, la cual es homoclinal hacia el este. En Monte Azul se observan bancos de yeso laminar, fangolitas verdes y pardo oscuras rítmicas y capas de hidroboracita de varios centímetros. Al igual que en Apalacheana I, localizada más hacia el norte, el sector mineralizado se halla completamente deformado, exponiendo en este caso un anticlinal y un sinclinal cuyos ejes tienen una orientación norte-sur aproximadamente. En Apalacheana III, es donde se hallan localizadas casi todas las labores mineras realizadas durante los comienzos de su explotación. Este sector se caracteriza por una gran deformación estructural representada a través de pliegues con flancos que buzan con ángulos alto y cuyos ejes guardan una disposición aproximadamente norte-sur. La principal concentración del mineral se halla sobre el flanco oeste de un gran anticlinal, el mismo se halla intercalado con niveles de yeso laminar teñidos de verde, tobas, fangolitas verdes y fangolitas pardo claras. Este nivel mineralizado que se expresa a manera de capas centimétricas, en conjunto conforma casi dos metros de espesor y se ubica dentro de un nivel estratigráfico específico ya que se acuña en los extremos del pliegue, lo cual es demostrado por una serie de trincheras de longitud variable que fueron realizadas sobre la misma secuencia en los sectores este y oeste. Es precisamente en el sector oeste donde aparece un pequeño nivel mineralizado que alcanza excepcionalmente cinco centímetros, nivel que paulatinamente se va adelgazando hasta desaparecer.

Mineralogía

Los bancos de hidroboracita se encuentran intercalados e intercrecidos con yeso en el norte, mientras que en el centro se observa un mayor predominio de los carbonatos y en el sur de intervalos pelíticos finos. El análisis facial y reconstrucción paleogeográfica realizado en la región, permite visualizar y modelizar una relación lateral con pasaje de facies clásticas a carbonáticas, luego sulfatíferas y por último boratíferas en los depocentros, estando ausentes las cloruradas. Además de hidroboracita se identificó inyoita (borato de calcio), en capas discontinuas, a veces lenticulares o como cambio facial lateral con hidroboracita. La inyoita ocurre en capas cristalinas, frágiles, de fácil extracción. Puede decirse que la relación hidroboracita-inyoita es del orden 85/15 aproximadamente. En la pertenencia Apalacheana I, ocurren hasta 11 capas de hidroboracita, con espesores centimétricos. Estas pueden ser observadas a lo largo de 120 m aproximadamente, alcanzan un ancho máximo de 8 m si se toma en cuenta desde el primer hasta el último banco donde aparece el mineral. En Apalacheana

III se pudo contabilizar que el conjunto de bancos mineralizados alcanza un ancho máximo de 0,90 m, espesor que paulatinamente va decreciendo hacia el norte hasta desaparecer totalmente después de un recorrido de 300 m de longitud. En ambas pertenencias el azimut medio del yacimiento es norte-sur y las capas de rocas sedimentarias portadoras de la mena buzan con ángulos de hasta 50° como en el caso del flanco sur del sinclinal en Apalacheana III. En Apalacheana I las delgadas capas de hidroboracita muestran valores disímiles de B_2O_3, variando de la base hacia el techo desde 15 % hasta un máximo de 38 % de B_2O_3. Los altos valores de sulfatos se deben a la estrecha asociación de la hidroboracita con el yeso. En Apalacheana II se tomaron muestras de las trincheras realizadas con anterioridad, de las cuales se obtuvo resultados que van de desde 9,4 % hasta 38% de B_2O_3. Por su parte en Apalacheana III se alcanza un valor de 43 % de B_2O_3 en la hidroboracita fiborradiada expuesta dentro de una capa gris verdosa de varios centímetros de espesor (Rojas, 1997).

MONTE BLANCO

Comprende las pertenencias Monte Blanco 1, 2 y 3 y corresponde a escasas manifestaciones de inyoita. Se encuentra ubicado inmediatamente al sur de Sijes con accesos precarios. Forma parte de la faja hacia el norte de los miembros Monte Amarillo y Monte Verde, que aquí no pueden reconocerse como tales. Ello es consecuencia de fuertes cambios faciales donde las capas arcilíticas y evaporíticas están reemplazadas por limolitas, areniscas y conglomerados, con granulometría creciente de base a techo, manteniéndose para ambos miembros las tobas y tufitas. En algunos niveles limoarcilíticos se encontraron abundantes icnitas de aves. El yeso está subordinado. Se observan capas importantes de travertinos con mucha mezcla de terrígenos. La mayor parte de la sección es de carácter friable por lo que aparece muy cubierta por un tapiz de materiales sueltos. A nivel paleogeográfico corresponde a los aluviones y playas que limitaban por el norte al paleosalar de Monte Amarillo-Monte Verde-Monte Azul. A su vez representa una primera ingresión de materiales gruesos provenientes desde el bloque oriental de la Puna.

MINA ONA

La mina Ona (Expte. 1268), se encuentra ubicada en el departamento Los Andes, de la provincia de Salta, a unos 3 km aproximadamente del campamento minero Sijes perteneciente a la empresa Bórax Argentina S. A. . Esta incluida dentro del "distrito minero Sijes", localizándose en la parte media de la sierra homónima, a unos 3.650 m sobre el nivel del mar. La mina Ona se encuentra rodeada por otras minas de relativa importancia como son Monte Blanco y Quebracho al sur y este, Elsa y Sijes al norte y Graciela al oeste. En la mina Ona aflora el Miembro Ona (Rojas, 1997) de la Formación Sijes (Turner, 1960) y asociado al mismo las mineralizaciones boratíferas con colemanita. Consta de tres pertenencias cuadrangulares (1.000 m x 1.000 m) de cien hectáreas cada una, orientadas con un azimut de 19,4°E. A finales de los años 80´ la firma BOROSUR comenzó a realizar una serie de labores mineras de carácter artesanal dentro la zona. La primeras explotaciones consistieron en trincheras que fueron realizadas con palas y picos. Lo que se explotaba era colemanita y en ese entonces se producía entre 3 y 4 t/día aproximadamente con una ley estimada en 35% de B_2O_3. Posteriormente la explotación adquirió un mayor desarrollo aumentándose paulatinamente la cantidad de material producido debido a la utilización de máquinas afines para dichas labores. Una vez que se realizaba el descarpe se transportaba el mineral a cancha mina, siendo seguidamente zarandeado y molido (molienda primaria). Ya en esta segunda etapa la ley en B_2O_3 alcanzaba el 30%. En la actualidad es propiedad de la compañía minera canadiense S. R. Minerals.

GEOLOGÍA

Los afloramientos se caracterizan por tener una distribución irregular, muchas veces cubiertos casi totalmente por material moderno. En algunos sectores y cuando el buzamiento de las capas es muy elevado es posible observar la variedad de las capas tanto en colores como en espesor. Los canales que son producto de la erosión fluvial atraviesan los estratos, es otro lugar donde los afloramientos pueden ser identificados. Los espesores son variables y van desde centímetros hasta algunos metros, alternando colores generalmente verdosos, pardos, grises y blanquecinos. El rumbo principal es norte-sur con algunas pequeñas variaciones producidas por plegamiento. Este último muy importante debido a que, en el eje de los pliegues (anticlinal y/o sinclinal), es donde se hallan los mayores espesores de colemanita. Al parecer la estructura se resuelve en algunos pliegues poco apreciables por la cobertura detrítica. En cuanto a las pertenencias se tiene: Ona I. La secuencia está representada por rocas pelíticas verde claras, con niveles travertínicos muy irregulares y saltuarios, areniscas de colores grisáceos y niveles limo arenosos que buzan hacia el este. Se presentan algunas pequeñas variaciones que involucran la presencia de pliegues de escala pequeña que van repitiendo la secuencia en sentido este-oeste. Gran parte de esta pertenencia incluye a la Formación Pozuelos, que aparece hacia el oeste con sus clásicos bancos de sal en limoarcilitas pardo rojizas oscuras, las cuales se inclinan hacia el este. En su extremo sur se observan delgadísimas capas de colemanita que indican la longitud y continuidad de la mineralización dentro de las rocas terciarias presentes. Su relación con la Formación Sijes, en este caso representada por el Miembro Ona, es de absoluta transición a través de una capa que se extiende por varios kilómetros y está caracterizada por arcilitas de color rojo intenso (Horizonte de Transición). Ona II. Dentro de lo que corresponde a mina Ona esta pertenencia es la que tiene mayor importancia. Esto se debe a que en ella se realizaron gran parte de las actividades de explotación así como todo lo relacionado a la construcción de ca-

minos y localización del campamento. En lo que respecta a la litología la misma está representada por niveles fangolíticos pardo oscuros y verdosos que alternan con capas de yeso generalmente laminara y con matices de color verde claro. Esta sucesión es observada de este a oeste en casi toda la extensión de la pertenencia, con la particularidad de que hacia el este aparecen pequeños bancos arenosos de colores grisáceos, mientras que hacia el oeste lo hacen afloramientos de bancos cada vez más potentes de yeso. Dentro del área mineralizada se destaca una gran labor norte-sur realizada sobre el eje de un anticlinal en donde es posible observar la alternancia de los bancos verdes y pardo oscuros, en cuyo seno la colemanita se presenta a manera de nódulos alargados en los extremos, nódulos subredondeados aislados o bien en capas que como máximo alcanzan el centímetro y medio de espesor. Todas las formas anteriormente descritas se hallan inmersas con una disposición irregular dentro de toda la masa fangosa. Si bien en un principio se llegó a considerar la posibilidad de la existencia de muchos bancos mineralizados. Dicha suposición fue descartada en base a un análisis de la estructura, más precisamente los pliegues, que muestran sus flancos con ángulos elevados y planos de estratificación totalmente irregulares. Son estos mismos pliegues los que repiten los bancos con mineral, que pueden llegar a desaparecer en sectores debido a fracturas pequeñas muy locales que distorsionan la secuencia normal. Ona III. En este sector la secuencia estratigráfica se continua normalmente desde el norte con toda una alternancia de bancos fangolíticos verdes y pardo oscuros, y además con la particularidad de aflorar niveles arenosos y conglomerádicos que con tonalidad grises y pardo claras se hacen cada vez más importantes hacia el este y hacia el sur. Las últimas rocas mencionadas conformarían las facies proximales de los depósitos boratíferos encontrados en la mina Ona, completando de esta manera todas las evapofacies típicas de una cuenca salina restringida en este caso representado por los depósitos del Miembro Ona. El mineral sólo es visible por medio de pequeñas trincheras labradas en el terreno, debido a que los afloramientos de hallan en gran parte cubiertos. En estas labores es posible observar la presencia de colemanita con idénticas características a las mencionada en Ona II, con la diferencia de que los bancos poseen muy poco espesor. Cabe mencionar que incluso más hacia el sur y ya dentro de la mina Quebracho todavía se pudo observar pequeños bancos con colemanita en algunas trincheras elaboradas en la zona. A la altura de esta pertenencia es donde mejor se puede observar la columna estratigráfica que involucra al Miembro Ona, con la cobertura detrítica en el techo y la Formación Pozuelos en la base.

Mineralogía

La colemanita es el borato mayoritario en la mina Ona, mientras que la inyoita y el yeso aparecen como subordinados y estrechamente ligados al primero. Se presenta distribuida en bancos fangolíticos rítmicos pardos y verdosos que intercalan con tobas, tufitas y yeso laminar. Aparece principalmente a manera de nódulos alargados, o bien como delgadas capas irregulares que se engrosan localmente a causa de la deformación producida por el plegamiento. Sobre el sector oeste de la mina (parte sur de Ona I y norte de Ona II) hay una corrida de ulexita en "papas" con una continuidad superficial de varios centenares de metros que está incluida dentro de una fangolita pardo oscura que alcanza hasta tres metros de espesor. La distribución del mineral es un tanto irregular por lo que se hace difícil su seguimiento a lo largo de las fajas submeridianas presentes, en donde se puede apreciar una variabilidad en el espesor o bien la desaparición por completo del mineral. La colemanita se encuentra alojada en distintas formas dentro de la roca de caja, una de ellas es a manera de pequeñas esférulas centimétricas que debido a su apariencia en superficie han sido denominadas localmente por los mineros como "bosta de chivo". Estas ponen en evidencia la mineralización dado que perduran como remanentes de la erosión de las capas mineralizadas en superficie. Otra forma de presentarse el mineral es como capas discontinuas que atraviesan de manera irregular y con espesor variable la roca. Por último, la colemanita aparece como nódulos de hasta 30 cm inmersos dentro de una masa fangolítica de color verde claro o pardo oscuro en íntima asociación con el yeso en casi todos los casos. En base al análisis de la columnas estratigráficas realizadas en la pertenencia Ona II, se encontraron ocho estratos portadores de colemanita, de los cuales tres corresponden a fangolitas pardas, y cinco a fangolitas verdes. Aprovechando las labores de destape realizadas con anterioridad se tomó muestras de colemanita para análisis los cuales arrojaron valores de B_2O_3 que varían desde 33,8% en la fangolita verde hasta 43% en la fangolita marrón. El contenido de As obtenido, después de lavarse y secarse la muestra, para la colemanita contenida en la fangolita marrón es de 451 ppm, mientras que aquella alojada en la fangolita verde posee 372 ppm de As (ver Anexo Análisis). Estas muestras muestras fueron sometidas a calentamiento en hornos especiales, lo cual produjo una reducción del 80 % en el contenido de As para el caso de la colemanita presente en la fangolita marrón (Melbye, comunicación personal).

LA PAZ I, II, III, IV; SANTA ELENA; SANTA ELVIRA

Corresponden a un grupo de pertenencias que cubren el extremo norte de la serranía de Sijes, la cual está formada por una serie de islotes de rumbo noreste-suroeste, cortados por pequeños cursos transversales a esa dirección, los cuales se corresponderían con fracturas transversales del zócalo incipientemente representadas en superficie. Están rodeados por los depósitos salinos, detríticos, del salar Pastos Grandes al oeste y de los salares Santa maría y Pucará (apéndices del salar Pastos Grandes) al este. Al norte (pertenencia Santa Elvira) se encuentra en contacto por falla con las rocas de la serranía de Pucará. Se accede al lugar por el camino que une Sijes con Santa Rosa de los Pastos

Grandes del cual nacen desvíos secundarios muy precarios. Los cerritos-islas se elevan unos 30 a 50 m sobre la superficie del salar y alcanza cotas máximas de 3.750 m sobre el nivel del mar. Estratigráficamente puede reconocerse el Miembro Monte Amarillo aunque muy disminuido en espesor. Puede seguirse por el borde occidental de las pertenencias, aunque discontinuamente, la capa guía de arcilita roja que separa las formaciones Pozuelos y Sijes (U. L. 1 del perfil general). Debajo de la capa roja aparece la sal de roca que aflora en algunos sectores reducidos. Estructuralmente se observan pliegues anticlinales y sinclinales muy afectados por fracturas de rumbo. Morfológicamente los relieves se encuentran en gran parte tapizados por costras y eflorescencias arcillosas-salinas. Pueden considerarse generalizadamente como pertenencias «húmedas» al contar con un nivel freático cercano y arroyos, vertientes y charcas, permanentes o transitorios en sus alrededores. Esto es importante pues la lixiviación produce concentraciones químicas de ulexita al pié de las elevaciones. En cuanto a las características de la mineralización diremos que La Paz I (salvo el sector continuación de Santa Rosa 1), La Paz II y la Paz IV cubren sectores del pie de los cerritos-islas, donde ocurren acumulaciones de ulexita que se han explotado intermitentemente desde fines del siglo pasado (Caplain, 1912). La Paz III cubre en su sector occidental parte de uno de los cerritos-islas, el cual muestra en su extremo sur un anticlinal en cuya ala occidental se observa una secuencia integrada por arcilitas verdes, tobas y tufitas grises, yeso, inyoita, ulexita y un fino nivel de yeso con escasa hidroboracita. En el resto de la pertenencia la mineralización es muy pobre y consiste en algunas capas aisladas de ulexita. La pertenencia Santa Elena está dividida en dos partes por un cañadón de rumbo noroeste-sureste en su sector central. A ambos lados del cañadón se observan numerosas capas de hidroboracita con algo de yeso e inyoita. Todo el conjunto está cruzado por numerosas venas transgresivas de ulexita que alcanzan los 20 cm de espesor. Es equivalente al Miembro Monte Amarillo en facies atípicas. La pertenencia Santa Elvira conforma parte de un cerrito- isla en el extremo septentrional de la serranía de Sijes y está integrada casi exclusivamente por una alternancia rítmica de capas de arcilita y yeso. Los boratos se limitan a incipientes y delgados niveles de hidroboracita en el yeso y escasa ulexita diseminada.

LOMA BLANCA

INTRODUCCIÓN

Loma Blanca constituye el único yacimiento conocido de boratos terciarios en el ambiente de Puna Septentrional. Sus mineralizaciones principales consisten en bórax, ulexita e inyoita. Durante mucho tiempo se ha explotado bajo este nombre un depósito superficial de inyoita, hasta que en 1982, se descubrieron a escasa profundidad capas de bórax. En la actualidad se encuentra en explotación y forma parte del grupo de pertenencias de la empresa canadiense S. R. Minerals. Tomado en el contexto mundial, el depósito de Loma Blanca es la cuarta ocurrencia de bórax en capas terciarias luego de los grandes yacimientos de Kirka (Turquía), Kramer (California) y Tincalayu (Argentina). Se encuentra ubicado en la Puna de Jujuy (departamento Susques) a unos 10 km al sudoeste del pueblo de Coranzulí. Sus coordenadas geográficas aproximadas son: 23º03'S y 66º27'O, y su altura es de unos 4.150 m sobre el nivel del mar. Los boratos afloran en el pequeño arroyo de Loma Blanca de rumbo este-oeste, a 1,5 km aproximadamente de la unión con el río Grande. La unión se conoce como Cabildo o Encrucijada y allí se encuentra el desvío a la mina desde la ruta que une Coranzulí con Susques o Turi Lari. La región cuenta con una red de drenaje marcada con algunos ríos y cursos de agua de carácter permanente. Un estudio del depósito, antes del descubrimiento del bórax, fue llevado a cabo por Aristarain y Hurlbut (l968). En ese trabajo dan a conocer una nueva especie mineral que denominan teruggita y a su vez realizan una descripción del marco geológico y la yacencia de los minerales. Trabajos más recientes sobre el yacimiento corresponden a Alonso y Viramonte (l985), Sureda *et al.* (1986), Alonso (1986, 1987) y Alonso *et al.* 1988 a, b).

GEOLOGÍA REGIONAL

El depósito boratífero de Loma Blanca yace en sedimentitas terciarias que afloran en un área restringida de la cadena volcánica transversal de Coyahuaima (Viramonte *et al.,* 1984) (figura 8). Las rocas más antiguas de la comarca corresponden al Ordovícico y están representadas por pizarras y grauvacas verdes, con algunas delgadas intercalaciones de lutitas negras, piríticas, a veces teñidas de pardo rojizo por alteración, en capas de 0,50 a 1 m de espesor. El conjunto se encuentra plegado y fracturado, y está muy bien expuesto en algunos tramos del río Grande. Un poco al sur afloran también litofacies porfídicas de la llamada Faja Eruptiva de la Puna. En el camino a Coranzulí se observan las sedimentitas terciarias apoyadas en discordancia angular, mientras que hacia el este se presenta una relación de falla con rocas cretácicas. Estas últimas afloran en las quebradas de Hornos y Colorada y también alrededores del pueblo de Coranzulí y pertenecen al Grupo Salta el cual se encuentra separado por falla de las rocas ordovícicas y terciarias. Las rocas terciarias corresponden a litofacies sedimentarias y volcánicas. Las primeras están representadas por materiales clásticos, piroclásticos y en menor proporción evaporíticos. Hacia la base predominan clastitas rojas, mayormente conglomerados y areniscas y hacia la parte superior areniscas, pelitas y tobas-tufitas de colores claros (blanquecinos, amarillentos y verdosos). El conjunto se encuentra escasamente deformado, está levemente inclinado hacia el este con unos 20º de promedio y muestra pliegues y fallas subordinadas. Su espesor total integrado no supera los 500 metros. Las unidades estratigráficas de esta región no han recibido nombres formacionales. También de edad terciaria son las rocas ignimbríticas, dacíticas a riodacíticas, que

cubren gran parte del área y que corresponden a derrames de calderas asociadas a grandes estratovolcanes (Coyahuaima, Coranzulí). El Cuaternario está representado por materiales aluvionales producto de la destrucción de los relieves adyacentes. El estilo estructural de la región está dado por fracturas inversas de rumbo nornoreste-sursuroeste y plano buzante al este, cruzadas por fracturas transversales. El plegamiento se encuentra subordinado a la fracturación. Se describe a continuación la columna litoestratigráfica de la comarca donde yacen las capas de bórax.

TERCIARIO (MIOCENO)

FORMACIÓN SIJES

Techo: Falla con rocas terciarias más antiguas y en partes cubierto por mantos ignimbríticos

11) 106 m Tobas y tufitas, grises y blanquecinas, con algunos niveles pumicíticos medianos a gruesos, con piroclastos de hasta 5 centímetros. En partes corresponden a niveles de oleadas piroclásticas *(surge*).

10) 100 m Area cubierta. Falla.

9) 10 m Tufitas y pelitas gris claras a verdosas, en partes rítmicas.

8) 12 m Areniscas tufíticas rosadas, con niveles conglomerádicos finos (clastos 2 cm máximo). Se observa un nivel de arenisca amarillenta rosada con nodulitos de manganeso de hasta 0,5 centímetros. Consolidación mediana a friable.

7) 6 m Areniscas y tufitas gris claras, cementadas con carbonato de calcio, consolidadas, con niveles travertínicos.

6) 10 m Tufitas y pelitas verde amarillentas, en partes rítmicas.

5) 30 m Tufitas y arcilitas verde grisáceas con tres bancos de inyoita, de 0,50 m de espesor cada uno, la cual se presenta ya sea como cristales euhedrales a subhedrales, romboédricos, crecidos en la ganga arcillosa verde o bien como venillas transgresivas que se cruzan irregularmente en espesores de hasta 5 centímetros.

4) 5 m Bórax crecido en ganga de arcilita-tufítica verde, en cristales euhedrales de hasta 4 cm, zonados. Se observan lentes de arcilitas entre las capas de cristales y una toba blanca rica en ley de boro en el techo.

3) 40 m Tufitas y arcilitas, verde grisáceas, estratificación fina a mediana, friables a escasamente consolidadas. En esta sección se muestreó una toba que fue datada en 6,9 millones de años. En la parte superior de la sección y a unos 6 m por encima de la toba datada se reconoció un nivel de 20 cm de colemanita que en superficie se presenta como nódulos aglomerados que corresponden a esférulas de hasta 1 cm de diámetro. Por encima del nivel de colemanita aparecen capas de inyoita con presentaciones similares a la unidad 5 y una capa de 1,5 a 2 m de espesor de ulexita estratificada rítmicamente con arcilita tufítica verde en capitas de 2-3 cm de espesor.

2) 30 m Areniscas y areniscas tufíticas, medianas, biotíticas, de fuerte color amarillo a amarillo verdoso, en partes cementada por carbonatos y en partes friables. Fragmentos pumicíticos dispersos. Se observaron ondulitas de 2 cm de amplitud y entrecruzamientos. Nódulos aislados de chert. En un nivel tufítico fino, verdoso, se encontraron restos vegetales muy macerados. En la base se aprecia un conspicuo nivel de oleada piroclástica de unos 2 m de potencia.

1) 20 m Ignimbrita gris clara, en partes autobrechada.

Base: Cubierta por aluviones modernos.

Un resumen litológico muestra una «sección piroclástica inferior» amarillenta (U. L. 1 y 2), seguida por una «Sección pelítico-boratífera» verdosa (U. L. 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9), una sección cubierta por efectos de una falla (U. L. 10) y por último una «sección piroclástica superior» gris blanquecina (U. L. 11).

Edad y Correlaciones: Una toba del sustrato de la sección boratífera datada en la Universidad de Arizona por el método K/Ar dio una edad de 6,99±0,18 Ma (Mioceno superior). Se trata de una toba carbonática (22,94 % CO_2) y un análisis químico parcial indica 32,66% SiO_2, O, 34% Na_2O y 1,38% K_2O. Según el laboratorio de Geoquímica Isotópica que efectuó las dataciones, las proporciones de carbonato no afectan la validez de la edad obtenida (Watson, comunicación personal). De acuerdo con esta datación, las capas de Loma Blanca serían correlacionables con la Formación Sijes en el área de Puna Austral (Turner, 1960) y con las formaciones Trinchera/Pastos Chicos del salar Cauchari (Schwab y Lippolt, 1974). Por analogía en cuanto a litología, cromatismo y presencia de boratos se homologa con la Formación Sijes del perfil tipo. La principal diferencia con esta última es la presencia en Loma Blanca de una colada ignimbrítica dacítica interestratificada y de abundantes niveles de oleadas piroclásticas *(surge*), así como la ausencia casi total de yeso. Si bien podría justificarse un nuevo nombre formacional para la sección aquí descripta, se prefiere continuar usando el nombre de Formación Sijes (Turner, 1960).

EL CUERPO DE MENA

Loma Blanca era conocido como un depósito de inyoita con cantidades menores de ulexita por los mineros

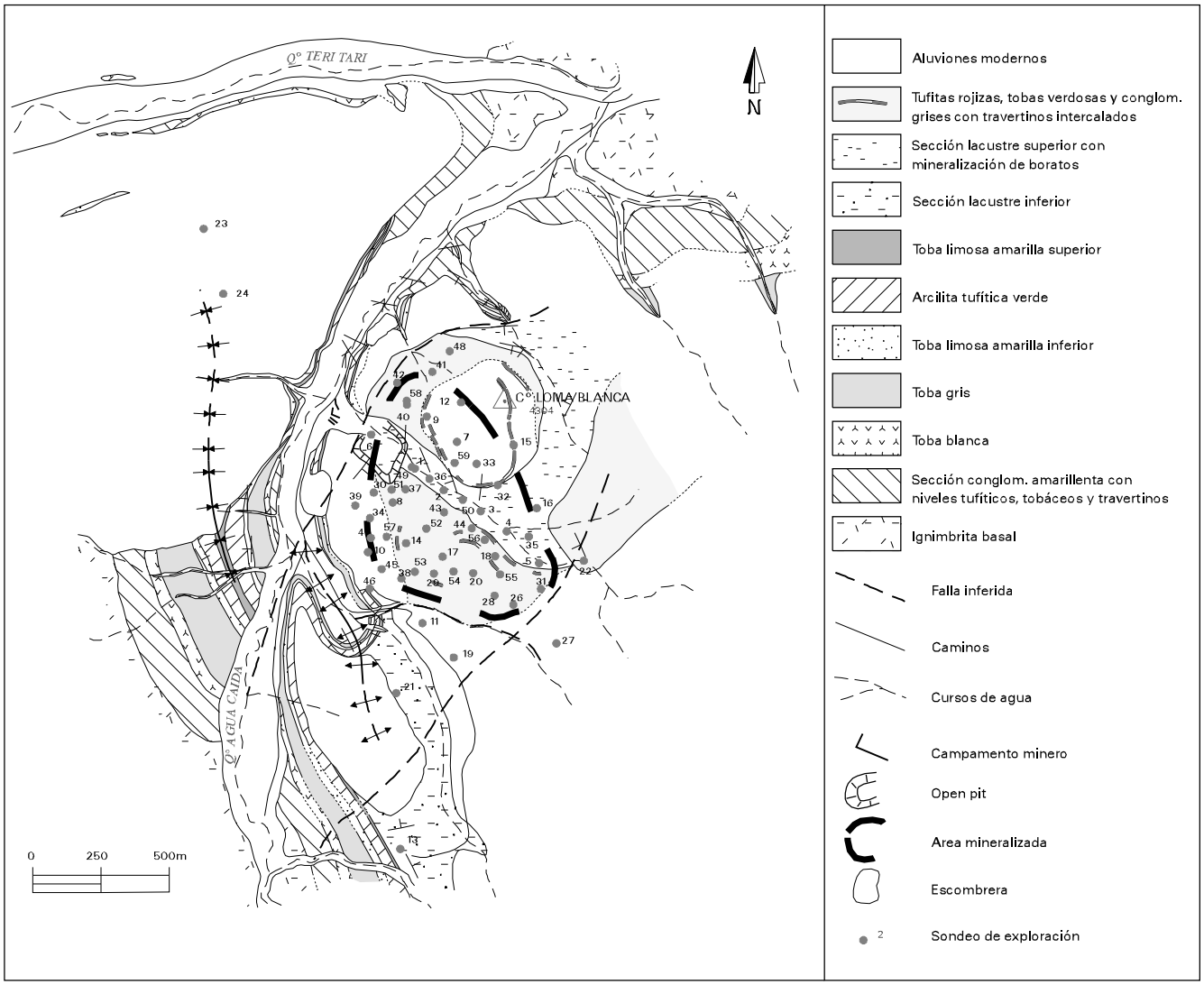


Figura 8. Geología de mina Loma Blanca.

de la región desde al menos los años 1960 en que fue explotado por la compañía minera García Pinto. Sin embargo recién alcanzó notoriedad en 1968 a raíz del descubrimiento de una nueva especie mineral, un boroarseniato de calcio y magnesio, que fue denominada «teruggita» (Aristarain y Hurlbut, 1968). En 1982, por debajo de los niveles de inyoita se descubrieron capas de bórax que modificaron los parámetros económicos del depósito y lo transformaron en un nuevo yacimiento (figura 9). La sección boratífera ocupa unos 20 m de la columna litológica aflorante. Las capas de borato se encuentran interestratificadas en una sucesión de arcilitas tufíticas verde a grisáceas. El primer nivel mineralizado corresponde a una delgada capa de colemanita que yace casi inmediatamente por encima de la toba datada. Esta capa no reviste interés económico en su actual afloramiento, pero es de un gran valor a nivel de las ideas genéticas. Continúa hacia arriba un corto intervalo estéril y luego aparecen capas de inyoita, ulexita y seguidamente las capas que contienen bórax, este último en evapocristales crecidos en una ganga arcilloso-tufítica verde. Cuando el depósito se minó por primera vez, el bórax se manifestaba en dos capas de 1 a 1,50 m de potencia, separadas por una capa de arcilita plástica verde estéril de un metro de espesor. Sin embargo al profundizar se advierte que esta capa tiene espesores variables y en partes se acuña de manera que las capas de bórax se transforman en una sola unidad que alcanza los 3 metros de potencia. La falta de perforaciones en forma lateral y en el sentido del buzamiento impiden conocer actualmente la geometría del cuerpo de mena. Sin embargo el hallazgo de pseudomorfos de calcita según bórax, permite seguir el cuerpo mineralizado en otros sectores. Hacia arriba continúa un nuevo intervalo estéril, seguido de tres niveles de inyoita de 0,50 m de espesor promedio, separados por arcilitas tufiticas verdes de unos 0,50 a 1,00 m de potencia. Tampoco en el caso de la inyoita se conoce cual puede ser la resolución espacial y la ley de anhídrido bórico con la profundidad por la falta de perforaciones.

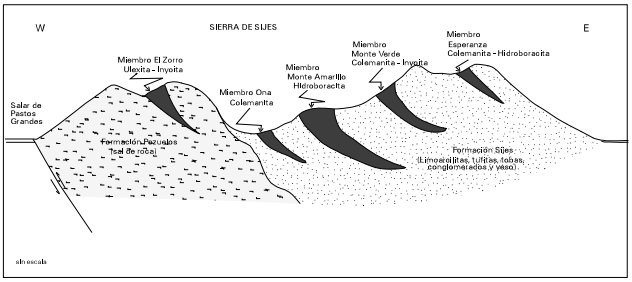


Figura 9. Perfil de mina Loma Blanca.

MINERALOGÍA

Loma Blanca es un depósito formado por tres especies abundantes y a su vez de interés económico: tincal, ulexita e inyoita. También están presentes en cantidades menores colemanita y teruggita. Se describen sintéticamente las presentaciones de estas especies.

Bórax o Tincal: Es el mineral de mayor importancia económica. Se presenta en un banco potente monominerálico, en forma de cristales euhedrales de una coloración pardo pálida a verdosa, engarzados en una matriz plástica, arcilloso-tufacea, de color verde claro a verde grisáceo oscuro. Los cristales poseen las formas (100) y (101) dominantes, (010) y (001) subordinadas y ocasionalmente (110) y (021). Se encuentran regularmente distribuidos en la matriz arcillosa, pero sin mostrar ninguna orientación preferente en una relación aproximada de ganga a cristales de 2 a 1. En su mayoría muestran una estructura zonada con arcilla y partículas detríticas incorporadas durante el crecimiento en el medio fangoso. También se aprecian coloraciones oscuras por materia orgánica y coloraciones amarillentas debidas a la dispersión en su interior del sulfuro de arsénico oropimente. Los cristales varían entre 0,5 y 4 cm, de los cuales los de 1 a 2 cm son los más abundantes. Los cristales están sometidos a un notable fenómeno de transformación superficial. Así, por debajo del nivel freático se encuentran frescos y puros, mientras que en la zona capilar ocurren transformaciones incipientes a ulexita que se acentúan hasta predominar totalmente en la zona de aireación. Pueden encontrarse excelentes ejemplos de pseudomorfos de ulexita según bórax y cristales fantasmas de bórax. En raras ocasiones se encuentra bórax anhedral, en masas que alcanzan hasta 30 cm de longitud. En un sector del yacimiento se observaron ritmitas bien conservadas de bórax-arcilitas, en capitas de 3 a 5 cm de espesor. En varios sectores del yacimiento se encontraron en superficie pseudomorfos de calcita según bórax, que prueban la continuidad del depósito boratífero en dichas direcciones. Las presentaciones del bórax son en alguna manera similares a las de otros depósitos conocidos tales como Kirka (Turquía), Boron (Estados Unidos) y Tincalayu (Argentina). Al respecto véase Inan *et al.* (1973), Helvaci (1978), Barnard y Kistler (1966), Muessig y Allen (1957) y Alonso (1986, 1987).

Tincalconita: El mineral fresco que se extrae del yacimiento, al quedar expuesto a la intemperie se cubre rápidamente de una delgada película blanquecina de tincalconita, la cual progresa con el tiempo de exposición atmosférica.

Inyoita: Fue mencionada y descripta primeramente por Aristarain y Hurlbut (l968). Se presenta en capas de evapocristales y venillas con escasa matriz epiclástica intersticial. Los cristales son de llamativa belleza alcanzando los 10 cm de arista con un hábito tabular espático impreso por la forma (001) dominante y (100) subordinada. En general forma agregados coalescentes con individuos de 2 a 4 cm diversamente orientados y menos frecuentemente agregados paralelos de individuos tabulares delgados. Los cristales tienen un color verdoso-grisáceo a pardo pálido por incorporación de arcillas durante el crecimiento en el fango lagunar. En superficie las capas de inyoita se transforman lentamente a ulexita, y es posible encontrar toda una transición desde cristales frescos de inyoita a cristales con fibras aciculares de ulexita hasta llegar a completos pseudomorfos de ulexita según inyoita. A su vez dentro de una misma capa pueden encontrarse áreas más alteradas por fenómenos de transformación localizados. En algunos frentes de explotación se observaron cambios faciales entre inyoita y ulexita.

Teruggita: Este mineral fue descubierto por primera vez en Loma Blanca y dedicado al Prof. Dr. Mario Teruggi (Universidad Nacional de La Plata) por Aristarain y Hurlbut (1968). Se presenta en nódulos con formas de coliflor de 2 a 6 cm de diámetro, formando eflorescencias costriformes por encima de las capas de boratos de mena soterrados. Los nódulos están constituidos por infinidad de diminutos cristales euhedrales, elongados según (001) con secciones romboidales de 30 a 60 μ de largo, que pueden alcanzar los 100 por un ancho de 5 a 7 y hasta un máximo de 20 micrones. Blanco puro en su interior, registra hasta un 2% de impurezas representadas por hidrobiotita y montmorillonita.

Ulexita: Fue mencionada por Aristarain y Hurlbut (1968) como una especie escasa en el depósito, tanto en nódulos como reemplazando pseudomórficamente a inyoita. Al parecer una gran parte la ulexita se habría formado por alteración superficial de las capas de bórax. Se presenta en nódulos, finamente diseminada, en venillas o bien como reemplazo pseudomórfico. Una capa de ulexita de hasta 1,20 m de espesor infrayace el manto de tincal. El mineral se presenta en evapocristales pseudomórficos de estructura interna fibrosa, en una relación con la ganga de 2 a 1 hasta 1 a 1.

Colemanita: Se observó una delgada capa de colemanita por debajo de los estratos con bórax. La colemanita se presenta en forma de agregados nodulares que pierden la matriz silicoclástica por lavado en superficie y que en profundidad corresponden a esférulas de cristales radiales, frescos y transparentes. Las esférulas han crecido en una ma-

triz arcilloso-tufítica verde, escasamente empaquetadas, sin superar los 1 a 2 cm de diámetro máximo.

Otros minerales: Aristarain y Hurlbut (l968) mencionan además para el depósito aragonita, calcita y rejalgar. Posteriormente también se han identificado oropimente y yeso (Alonso *et al.,* 1988).

MODELO GENÉTICO

Loma Blanca, pese a configurar un depósito antiguo, con una edad de ca. 7 Ma, muestra una presentación del bórax que no difiere mayormente del bórax de los actuales salares de Turi Lari y Lina Lari, esto es evapocristales crecidos regularmente, aunque sin orientación preferente, en una arcilla tufítica verde. El otro yacimiento de bórax de la Puna, Tincalayu, un millón de años más joven que Loma Blanca, muestra una presentación del bórax y un estilo estructural completamente diferente. Algunos metros por debajo del bórax aflora una delgada capa de colemanita en esférulas que en este trabajo se considera de origen primario y por encima suprayacen tres niveles de inyoita, también primaria, en cristales crecidos en medio fangoso, que pueden compararse en presentación al nivel de inyoita que yace por encima del cuerpo de bórax de Tincalayu. Ello reviste interés por el hecho casi universal de encontrarse boratos de calcio por encima de los boratos de sodio, lo cual constituye una guía a tener en cuenta en los estudios de prospección. Un análisis del desarrollo litológico de Loma Blanca permite comprender claramente cual fue el marco evolutivo en que se generaron los boratos. En una cubeta de bajo índice de subsidencia, emplazada en un área de intenso vulcanismo explosivo, se acumularon piroclástitas integradas por una ignimbrita y numerosos niveles de oleadas piroclásticas (U. L. 1 y 2, «sección piroclástica inferior»). Sobreviene luego una etapa de calma y comienza un depósito integrado por arcilitas y tufitas en un medio de baja energía con condiciones similares a los actuales salares. El material es definidamente volcaniclástico y provendría de la meteorización y remoción de las coladas ignimbríticas que asoman en la comarca. En esa etapa de calma del volcanismo explosivo habrían comenzado a funcionar fuentes termales que derramaban sus aguas al interior de la cubeta. Esas aguas debieron haber sido originalmente boratadas cálcicas lo que produjo la formación de un primer nivel de colemanita. El quimismo de las aguas cambió luego a boratadas sódicas y comenzó la formación del depósito de bórax. La relación con fuentes termales está apoyada además del boro, por la presencia de otros cationes tales como arsénico y antimonio. Estos dos últimos elementos forman un «par geoquímico» que se presenta estrechamente relacionado y con valores anómalos casi constantes en varias paleofuentes termales boratíferas de la Puna tales como, Socacastro, Antuco, San marcos y Volcancito (Alonso, 1986). La composición química de las aguas se vuelve boratada cálcica posteriormente al depósito de bórax y así se produce el crecimiento de inyoita, también en evapocristales en medio fangoso. De este modo deja de funcionar el sistema geotermal boratífero que se encontraba activo y solo se tiene luego un depósito travertínico muy contaminado por terrígenos. Con ello termina la «sección pelítico-boratífera» que se destaca por su coloración verdosa y continúa luego mediante falla una «sección piroclástica» que anuncia la reactivación del volcanismo explosivo en la comarca que culminará en los potentes derrames ignimbríticos eruptados por las calderas de Coranzulí y Coyahuaima. Los movimientos diastróficos posteriores a la Formación Sijes solo han producido en ella un suave pandeo y un fracturamiento en bloques que han inclinado las capas hacia el oriente. La presencia de niveles arcillosos plásticos e impermeables por arriba del cuerpo de bórax han permitido su conservación y fosilización. Sin embargo el basculamiento tectónico del depósito, seguido de una remodelación erosiva, expusieron el manto mineralizado a los agentes atmosféricos. Por su inestabilidad el bórax se altera con rapidez en superficie y dio lugar a una costra de ulexita con cantidades menores de teruggita en el tapiz arcilloso-salino de meteorización. Por debajo del nivel freático el bórax se conservó fresco y puro y esto fue lo que permitió que pasara inadvertido durante largo tiempo a los cateadores. En la zona capilar y de aireación pueden encontrarse transformaciones progresivas de bórax a ulexita, en donde la ulexita crece como agujas blancas en el interior de los cristales de bórax hasta que se transforma totalmente en pseudomorfos. También en la inyoita se observaron transformaciones pseudomórficas a ulexita aunque en mucha menor proporción e independientes del nivel freático. La colemanita permaneció en cambio inalterada. Los principales minerales formadores del yacimiento Loma Blanca, tales como inyoita, bórax y ulexita, se presentan en nódulos o cristales euhedrales que se han desarrollado dentro y no sobre el sedimento. El origen de la colemanita ha sido normalmente explicado como producto de transformación de ulexita (Foshag, 1921), deshidratación de inyoita (Rogers, 1919) o precipitación directa desde soluciones. Sin embargo la colemanita de Loma Blanca parece haber crecido a partir de soluciones en el sedimento inconsolidado, mecanismo propuesto también para otros yacimientos tales como Sijes (Alonso, 1986), Valle de la Muerte (Barker y Barker, 1985) y Emet (Helvaci, 1984). La precipitación de los boratos en Loma Blanca se ha limitado a ciertos niveles en relación con la sobresaturación de las salmueras en B, Ca, Na, Mg y As. El rejalgar se considera también un mineral primario precipitado junto con los boratos, con los cuales aparece íntimamente crecido. Luego del enterramiento de los distintos niveles con boratos, las soluciones circulantes ricas en boro dieron lugar a la generación de venas transgresivas, relleno de cavidades, crecimientos fibrosos, etc., notables en los niveles de ulexita e inyoita. Sin embargo en líneas generales el depósito está poco transformado y mantiene intactos la mayoría de sus caracteres originales. En este trabajo se enfatiza que el depósito de Loma Blanca es un excelente control en la

génesis de los boratos. Su conservación obedece a varias razones: 1) Cubeta de bajo índice de subsidencia (menos de 500 m de materiales acumulados), 2) Sedimentación pre y post boratífera rápida a consecuencia de oleadas piroclásticas instantáneas y 3) Suave basculamiento y pandeo de la formación portadora. Esto permite que el depósito boratífero se haya formado en una etapa de calma, entre dos eventos de vulcanismo explosivo; que la carga litostática sobre los boratos haya sido escasa y que la suave deformación no afectara al depósito. Por todo ello deducimos que los boratos han conservado casi inalterables sus rasgos primarios originales, en el caso del bórax e inyoita y se presenten tal como ocurre en la actualidad. La presencia de la colemanita asociada en el depósito indicaría también su carácter primario, lo cual es de gran valor en las ideas sobre génesis ya que ese mineral, al igual que la hidroboracita, no se encuentran en los ambientes actuales, a pesar de su amplia distribución durante el Terciario.

CONCLUSIONES

El yacimiento Loma Blanca representa el segundo depósito de tincal en rocas neógenas descubierto en la Puna y el cuarto depósito conocido en el mundo para ese mineral luego de Kirka (Turquía), Boron (USA) y Tincalayu (Argentina). La mineralización comprende tres especies mayoritarias que son inyoita, tincal y ulexita, estando también presentes pequeñas cantidades de colemanita, teruggita y tincalconita, esta última por transformación aérea del tincal. Los minerales de boratos se presentan principalmente como cristales euhedrales y subhedrales y en menor proporción como nódulos, crecidos dentro del sedimento el cual es de neto carácter tufítico. Loma Blanca representa un antiguo cuerpo lagunar, aislado, alimentado por aguas termales ricas en boro, en un marco de volcanismo activo y clima árido. El tamaño del lago original donde se depositó el borato alcanzó unos 2.000 m de longitud con un ancho máximo de 400 metros. El depósito tiene 6,99 Ma (Mioceno superior) y ha preservado sus principales características sedimentarias. Los minerales muestran claros rasgos de origen primario. Por su evolución geoquímica representa un modelo de marcada zonalidad que se inicia con boratos de calcio (colemanita, inyoita), continúa con boratos de calcio y sodio (ulexita), luego siguen boratos de sodio (tincal) retornando luego a boratos de calcio y sodio y finalmente a boratos de calcio. Loma Blanca se diferencia del yacimiento Tincalayu (Salta) por la ausencia de facies de halita y yeso. En este sentido Loma Blanca guarda mayor relación de parentesco con los depósitos de Kirka y Boron.

OTRAS MANIFESTACIONES BORATÍFERAS

Tres reducidas manifestaciones de boratos terciarios ocurren fuera de las áreas de Tincalayu, Pastos Grandes y Loma Blanca. Ellas se encuentran restringidas a afloramientos puntuales sobre el borde oriental de los salares Cauchari y Antofalla, así como en mina Narciso al oeste de Coranzulí.

Cauchari

Sobre la margen oriental del salar Cauchari se extienden importantes afloramientos de rocas terciarias, entre las cuales ha sido definida la Formación Trinchera (Schawb, 1973). Esta formación presenta afinidades litológicas y cromáticas con la Formación Sijes del área tipo, pero presenta edades radimétricas algo más antiguas (Schawb y Lippolt, 1974). La primera mención sobre boratos (en este caso silicoboratos) corresponde a Gay *et al.* (1972) quienes reportan el hallazgo de nódulos de howlita asociados con yeso en un lugar conocido como cerro Codo de Agua, aproximadamente en la parte centro-oriental del salar. En el extremo nororiental del salar se encuentra una serranía conocida como cerro Negro u Overo. Está integrada por afloramientos de la Formación Trinchera, principalmente limoarcilitas, areniscas y tufitas, de colores claros hasta rojizos, los cuales están cubiertos en discordancia angular por vulcanitas básicas. En la ladera occidental de la serranía se observaron potentes bancos de travertinos interestratificados. Algunos metros por encima de los travertinos ocurre una manifestación boratífera integrada por capas rítmicas de ulexita y finos niveles de colemanita. La ulexita se intercala rítmicamente con limolitas en capas de 3 a 5 centímetros. La colemanita aparece junto con calcita, en agregados radiales o como pequeños cristales. Un análisis químico dio 48,36% de anhídrido bórico. El espesor de la zona mineralizada es de 1 a 1,5 m y la extensión longitudinal de unos 10 metros. Se trata de una manifestación lenticular en superficie. Perforaciones realizadas por Boroquímica Samicaf no detectaron la continuación areal de estos afloramientos. En la misma serranía se encuentran algunas otras venas transgresivas aisladas de ulexita y también ulexita diseminada en las sedimentitas.

Antofalla

En la parte centro-oriental del salar se encuentran extensos afloramientos de sal de roca que alcanzan unos 80 km de longitud (Alonso *et al.,* 1984a). Dentro de la sal de roca, en un lugar conocido como península de Uncal, se ha detectado ulexita en pequeños nódulos irregulares, diseminados, no mayores a 5 cm de diámetro. Algunas capas importantes de yeso ocurren también en la secuencia evaporítica pero no se han reconocido otros boratos asociados. Se trata de un cuerpo evaporítico terciario de grandes dimensiones ("Megacuerpo salino de Antofalla", Alonso *et al.,* 1984), con posibilidades ciertas de ser portador de masas ocultas de boratos. Las dataciones radimétricas obtenidas en capas rojas de esa región indican una edad de 26,3±1,6 Ma, esto es Oligoceno superior. El diacronismo de los estratos terciarios de la Puna en sentido oeste-este, con los términos más antiguos hacia el oeste, estarían señalando que las evaporitas de Antofalla serían más antiguas que las de Hombre Muerto (portadoras del depósito de bórax de Tincalayu) y las de Pastos Grandes (portadoras del distrito boratífero Sijes). Por ello, de confirmarse la edad para las

evaporitas, estaríamos en presencia del pulso de boratos más antiguo de la región.

NARCISO

En un afluente del río Grande de Coranzulí, al oeste de mina Loma Blanca, el autor descubrió capas de colemanita intercaladas en una secuencia volcaniclástica lacustre. La secuencia yace por debajo de una ignimbrita de 6,5 Ma, procedente del complejo volcánico Coranzulí. Este hallazgo habilita para exploración la extensa área de afloramientos conocida como Morro Blanco.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F., 1973. El Ordovícico de la Puna Salto-Catamarqueña. Consideraciones sobre su importancia en la interpretación del desarrollo de la cuenca eo-paleozoica del Norte Argentino. *5º Congreso Geológico Argentino,* Actas, 4:3-18.

Aceñolaza, F., Toselli, A. y Durand, F., 1975. Estratigrafía y paleontología de la región de Hombre Muerto, provincia de Catamarca, República Argentina. *1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas,* 1:109-123. San Miguel de Tucumán.

Aceñolaza, F., Toselli, A. y Gonzalez, O., 1976. Geología de la región comprendida entre el salar Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca, . *Asociación Geológica Argentina, Revista.,* 21 (2): 127-136. Buenos Aires.

Ahlfeld, F., 1948. La boratera de Coyahuaima, Provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 3: 271-278. Buenos Aires.

Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. Las especies minerales de la República Argentina. *Instituto de Geología y Minera de Jujuy.* San Salvador de Jujuy.

Alonso, R. N., 1985. Icnitas de aves como control de niveles boratíferos. *Sociedad Científica del Noroeste Argentino,* 1 (4): 37-42. Salta

Alonso, R. N, 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. *Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta, 196 p. Salta. Existe traducción al inglés: «Ocurrence, Stratigraphic Position and Genesis of the Borate Deposits of the Puna Region of Argentina», Translated by mack Taylor, Copyright by Comico American, Sparks, Nevada, USA.*

Alonso, R. N., 1987. Valoración icnoavifaunística de ambientes boratíferos. *4º Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 586-597. Santa Cruz de la Sierra

Alonso, R. N., 1987. Bórax (tincal) en la Puna Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 161-164. San Miguel de Tucumán

Alonso, R. N., 1988. Nuevo yacimiento de tincal en la Argentina (Loma Blanca, Jujuy). *Actividad Minera,* 35 (6): 38-39. Buenos Aires.

Alonso, R. N., 1990. Distribución de facies en depósitos de boratos neógenos de Argentina. *3º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*: 7-12, San Juan.

Alonso, R. N., 1991. Evaporitas Neógenas de los Andes Centrales. En: J. J. Pueyo-Mur (Coord.), Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos. *Universidad de Barcelona,* Cap. 5: 267-332. Barcelona.

Alonso, R. N., 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la Cuenca de Pastos Grandes (Puna salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 47 (2): 189-199. Buenos Aires.

Alonso, R. N., 1992. Geología de la mina Monte Verde (colemanita, inyoita), Salta, República Argentina. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas:* 215-225. Córdoba.

Alonso, R. N., 1992. Los depósitos de boratos de América Latina. *3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 4: 349-353. Salamanca.

Alonso, R. N., 1994. Las yacencias de boratos detríticos. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3: 1-10. La Plata.

Alonso, R. N. 1995. Diccionario minero. Con más de 2. 500 voces del habla de los mineros de Iberoamérica. *Consejo Superior de Investigaciones Científicas,* 1-263. Madrid.

Alonso, R. N. y Argañaraz, R., 1990. Minería y Beneficio de los Boratos de Argentina. *4º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas,* 1: 145-156. Jujuy.

Alonso, R., Berman, W., Bond, M., Carlini, A., Pascual, R., Reguero, M., 1988. Vertebrados Paleógenos de la Puna Austral. Sus Aportes a la Evolución Biogeográfica. *5º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados (Resúmenes).* La Plata.

Alonso, R. N., Carbajal, E. y Raskovsky, M., 1980. Hallazgo de icnitas (Aves, Charadriiformes) en el Terciario de la Puna Argentina. *2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología* (Buenos Aires, 1978). 3: 75-83

Alonso, R. N. y Chávez, I., 1990. Explotación y beneficio del yacimiento de boratos Loma Blanca, Jujuy. *4º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas,* 1: 137-143. San Salvador de Jujuy.

Alonso, R. N., Eguez, R. E., Ibañez, M. I., Funes, H. N. y Heit, B. S., 1996. Análisis fractal de secuencias boratíferas terciarias de la Puna Argentina. *Instituto de Geología y Minería, Revista,* 11 (1): 1-6. San Salvador de Jujuy.

Alonso, R. N., Eguez, R. E., Heit, B. S. y Ibañez, M. I., 1996. Característica fractal de una secuencia boratífera terciaria de la mina Santa Rosa, Distrito de Sijes, Salta (R. Argentina). *12º Congreso Geológico de Bolivia, Memorias:* 383-389. Tarija.

Alonso, R. N. y Fielding, E., 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna Argentina (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). *3º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados.* Buenos Aires

Alonso, R. N. y Gonzalez-Barry, C., 1989. Geología del yacimiento de bórax Tincalayu (Salta). *3º Congreso Nacional de Geología Económica,* 3: 21-36. Olavarría, Buenos Aires.

Alonso, R. N. y Gonzalez-Barry, C., 1990. Geología y distribución de los depósitos de boratos del distrito minero Sijes, Salta. *4º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas,* 2: 55-64. Jujuy.

Alonso, R. N. y Gutierrez, R., 1986. Litoestratigrafía del Neógeno Terminal. Puna Sudoriental Argentina. *Instituto de Ciencias Geológicas, Revista,* 6: 29-47. San Salvador de Jujuy

Alonso, R. N., Gutierrez, R., Pascual, R. y Raskovsky, M., 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna Salteña, Argentina): mamíferos de su Formación Pozuelos y su antiguedad. *3º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes.* Corrientes

Alonso, R. N., Gutierrez, R. y Viramonte, J., 1984a. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 1: 25-42. Buenos Aires

Alonso, R. N., Helvaci, C., Sureda, R. y Viramonte, J., 1988. A New Tertiary Borax Deposit in the Andes. *Mineralium Deposita,* 23: 299- 305. Springer-Verlag

Alonso, R. N. y Helvaci, C., 1988. Mining and Concentration of Borates in Argentina. Aytekin Yavuz (Ed.). *2º International Mineral Processing Symposium, Proc.:* 551-558. Izmir, Turquía.

Alonso, R. N., Jordan, T., y Tabbutt, K., 1989. Neogene Sedimentary Basins of Argentine Southern Puna *Plateau*, Central Andes Mountains. *28th International Geological Congress,* 1: 33-34. Washington D. C.

Alonso, R. N., Jordan, T., Tabbutt, K. y Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite Belts of the Neogene Central Andes. *Geology*, 19: 401- 404.

Alonso, R. N. y Menegatti, N., 1990. La Formación Blanca Lila (Pleistoceno) y sus depósitos de boratos (Puna Argentina). *11º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 295-298. San Juan.

Alonso, R. N. y Robertson, D. B., 1991. Kernite: Is It Primary in Neogene Sodium Borate Deposits?. Suggestive Evidence From Sodium Borate Ore Bodies. *Geological Society of America, Abstract with Programs*, p. A465. San Diego, California.

Alonso, R. N. y Robertson, D. B., 1992. La génesis de kernita en los yacimientos de bórax. *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas,* 1-8. La Plata.

Alonso, R. N., Sureda, R., y Viramonte, J., 1988. Geología del yacimiento de Boratos Loma Blanca (Jujuy). *3º Congreso Nacional de Geología Económica (Olavarría), Actas,* 1: 205-220.

Alonso, R. N. y Viramonte, J., 1985. Provincia Boratífera Centroandina. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 45-63. Antofagasta

Alonso, R. y Viramonte, J., 1987. Geología y Metalogenia de la Puna. *Estudios Geológicos,* 43: 393-407. Madrid.

Alonso, R. N. y Viramonte, J., 1990. *Borate Deposits in the Andes.* In: Amstutz, G. C. (Ed.) *Stratabound ore deposits in the Andes.* Cap. 2.2.4., 40 c.: 721-732. Springer Verlag, Berlin.

Alonso, R. N. y Viramonte, J. G., 1993. La cuestión genética de los boratos de la Puna. *12º Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas,* 5: 187-194. Buenos Aires.

Alonso, R. N., Viramonte, J. y Gutierrez, R., 1984b. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 1: 43-63. Bs. As.

Alonso, R. N. y Wayne, W. J., 1992. Hallazgo de gasterópodos en la Formación Sijes (Mioceno superior), Salta, República Argentina. *Estudios Geológicos,* 48 (3-4): 179-186. Madrid.

Allmendinger, R., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin,* 97: 1070-1082.

Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M. y Ramos, V., 1982. Perfil Estructural de la Puna Catamarqueña. Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 1: 499-518. Buenos Aires.

Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. y Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences,* 25:139-174

Allmendinger, R., Marrett, R., Eremchuck, J. y Alonso, R. N., 1987a. Neotectonics of the Southern Altiplano-Puna plateau, Northwest Argentina Andes. Abstracts with Programs. *Geological Society of America.* Phoenix, Arizona

Allmendinger, R., marrett, R., Eremchuck, J. y Alonso, R. N., 1987b. Deformación Neotectónica de la Puna Austral. *10º Congreso Geológico Argentino. Actas* 1: 235-238. San Miguel de Tucumán.

Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M. y Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean Structural Geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 2 (1): 1-16.

Amengual, R., Mendez, V. y Viera, O., 1979. Geología de las provincias de Salta y Jujuy. Escala 1:400.000. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires.

Aristarain, L. F., 1989. Meyehofferita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Geología,* 9 (1): 1-19. Buenos Aires.

Aristarain, L. F., 1991. Probertita de Tincalayu, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista,* 10: 277-292. La Plata

Aristarain, L. F., 1991. Colemanita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista,* 10: 319-333. La Plata.

Aristarain, L. F., 1992. Hidroboracita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Geología,* 10: 3-24. B. Aires

Aristarain, L. F., 1992. Inderborita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Revista, Sección Geología,* 11: 33-44. La Plata.

Aristarain, L. F., 1992. Gowerita y nobleita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista*, 11: 81-88. La Plata.

Aristarain, L. F., 1993. Nahcolita y sanbornita de Tincalayu, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista*, (107): 93-97. La Plata.

Aristarain, L. F. y Rosseto, H. L., 1993. Kurnakovita de Tincalayu, Salta, Argentina. *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Geología,* 10 (2): 25-44. B. Aires

Aristarain, L. F. y Erd, R., 1971. Inyoita, 2CaO. 3B2O3. 13H2O de la Puna Argentina. Anales de la *Sociedad Científica Argentina,* 191, Entrega 5-6. Buenos Aires.

Aristarain, L. y Hurlbut, C., 1967a. macallisterite from Salta, Argentina. Its ocurrence in the world. *American Mineralogist,* 52: 1176-1784.

Aristarain, L. F. y Hurlbut, C., 1967b. Ameghinite, $2Na_2O.\ B_2O_3.\ 4H_2O$. A New Borate from Argentina. *American Mineralogist,* 52: 935-945.

Aristarain, L. F. y Hurlbut, C., 1968. Teruggite, $4CaO.\ MgO.\ 6B_2O_3.\ As_8O_5.\ 18H_2O$ a new mineral from Jujuy, Argentina. *American Mineralogist.,* 53: 1815-1827.

Aristarain, L. F. y Hurlbut, C., 1972. Boron, Minerals and Deposits. *Mineralogical Record,* 3 (5): 213-220. Tucson.

Aristarain, L. F., Rusansky, J. y Walker, M. F., 1977. Ulexita de Sijes: Provincia de Salta (Argentina) y características generales de la especie. *Obra del Centenario del Museo de La Plata,* 4: 23-47. Buenos Aires.

Barazangi, M. y Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca *Plate beneath South America*. Geology, 4: 686-692.

Barnard, R. M. y Kistler, R. B., 1966. Stratigraphic and Structural Evolution of the Kramer Sodium Borate Ore Body, Boron, California. 2nd. Symposium on Salt, J. L. Rau ed., Volume 1. Northern Ohio *Geological Society,* Cleveland, Ohio, pp 133-150

Becerra, A. A., 1887. Excursión hecha desde la cuesta de Acay a las cordilleras al poniente de Salta, con datos y detalles relativos a las instrucciones sobre borateras. Publicación Oficial. Imprenta El Nacional, 48 p. Salta.

Barker, C. E. y Barker, J. M., 1985. A re-evaluation of the origin and diagenesis of borate deposits, Death Valley Region, California. In Barker amd Lefond, eds, Borates: *Economic Geology and Production. Society of Mining Engineers of AIME:* 101-136. Colorado.

Barker, J. M. y Lefond, S. J., 1985a. Boron and Borates: Introduction and Exploration Techniques. In Barker and Lefond, eds. Borates: *Economic Geology and Production. Society of Mining Engineers of AIME,* 13-34. Colorado.

Barker, J. M. y Lefond, S. J., eds., 1985b. Borates: *Economic Geology and Production. Society of Mining Engineers of AIME*. 1-274. Colorado.

Barnabé, J. F., 1915. Los yacimientos minerales de la Puna de Atacama. *Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minera, Anales,* 10 (5): 283-320. Buenos Aires.

Buttgenbach, H., 1901. Gisements de borate des Salinas Grandes de la Republique Argentine. *Societe Geologique Belgique, Anales,* 28: 99-116.

Cadima, J. y Lafuente, F., 1969. Prospección general de algunas borateras particulares (Provincias Nor y Sud Lipez, Dto. Potosí). *Ministerio de Minera y Metalurgia, División Tecnología Minera, Informe,* 647 1-39. La Paz.

Catalano, L., 1926. Geología de los yacimientos de boratos y materiales de las cuencas. Salar de Cauchari. Puna de Atacama *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación*, 23: 1-110. Buenos Aires.

Catalano, L., 1927. Geología química de los boratos. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación,* 28: 1-101. Buenos Aires.

Catalano, L., 1929. Las grandes obras ferroviarias argentinas. Huaytiquina. *G. A. E. A.,* 3 (2): 375-393. Buenos Aires.

Catalano, L. 1930. Boratera de Coyahuaima *Dirección General Minas, Geología e Hidrología, Publicación,* 89: 1-57. Buenos Aires.

Catalano, L., 1930. Puna de Atacama (Territorio de los Andes). Reseña geológica y geográfica. *Universidad Nacional del Litoral, Publicación,* 8. Rosario.

Catalano, L., 1930. Reseña geológica preliminar de la Puna de Atacama, Territorio Nacional de Los Andes. *Revista Minera,* 2 (9): 270-286 y 10 (289-305). Buenos Aires.

Catalano, L., 1964a. Boratera de Antuco. *Secretaría de Minería, Serie Argentina,* 2: 1-32. Buenos Aires.

Catalano, L., 1964b. Boro. Una nueva fuente natural de energía. Secretaria de Industria y Minería. *Estudios de Geología y Minera Económica, Serie Argentina,* 3. Buenos Aires.

Catalano, L., 1964c. Cuenca de Diablillos. *Secretaría de Minera, Serie Argentina*, 2: 1-70. Buenos Aires.

Catalano, L., 1964d. Estudio geológico-económico del salar del Hombre Muerto. *Secretaría de Minería. Serie Argentina,* 4: 1-133. Buenos Aires.

Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 3C. *Servicio Geológico Nacional, Boletín,* 170. Buenos Aires.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina-Chile. *Earth Science Reviews,* 18: 303-332. Amsterdam.

Coira, B. y París, G., 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle, provincias de Jujuy y Salta. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 659-671.

Coira, B. y Pezzutti, N., 1976. Vulcanismo cenozoico en la Puna Catamarqueña. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 31 (l): 33-52. Buenos Aires.

Cornejo, R. y Raskovsky, M., l981. Proyecto minero y explotación a cielo abierto del yacimiento Tincalayu. *2º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas, Actas,* 1: 232-242. San Juan.

Chong, G., 1971. Depósitos salinos en el Norte de Chile y el salar de Atacama. *Geochile*, 3: 13-27. Santiago.

Chong, G., 1984. Die salare in Nordchile-Geologie, Structure und Geochimie. *Geotektonische Forschungen,* 67 (1-2): 1-146. Stutgart.

Foshag, W., 1921. The origin of the colemanite deposits of California. *Economic Geology,* 16: 194-214.

Foshag, W., 1926. Saline lakes of the Mohave desert region. *Economic Geology,* 21: 56-64.

Gay, H. y Hillar, N., 1972. Howlita del cerro Codo de Agua, Jujuy. *Asociación Geológica de Córdoba, Boletín,* 1:130-132. Córdoba

Godlevsky, M., 1937. Mineralogical investigation of the Inder borate deposits. *Memoires Societte Russe Mineralogie,* 66:345-368.

Gonzalez-Barry, C. y Alonso, R., 1987. El depósito neoterciario de boratos «Esperanza», Salta. *10º Congreso Geológico Argentino,* Actas, 2: 63-66. San Miguel de Tucumán

Guantay, S. y Alonso, R., 1989. Icnita de mamífero en la Formación Sijes (Mioceno) en la Puna Salteña. *6º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Actas:* 93-96. San Juan.

Gutiérrez, R., 1981. Perfil geológico del Grupo Pastos Grandes, en el área del perfil tipo, entre el filo Copalayo y cerro El Morro, departamento Los Andes, Salta. *Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta.* Inédito.

Helvaci, C., 1977. Geology, mineralogy and geochemistry of the borate deposits and associated rocks and the Emet Valley, Turkey. *Summary of Ph. D. Thesis, University of Nottingham, Trans. Inst. Mining and Metallurgy, B,* 86. B 118.

Helvaci, C., 1978. A review of the mineralogy of the Turkish borate deposits. *Mercian Geology,* 6, (4): 257-270.

Helvaci, C., 1984. Ocurrence of rare borates minerals: veatchite-A, Tunellite, Teruggite and Cahnite in the Emet Borate Deposits, Turkey. *Mineralium Deposita,* 19: 217-226.

Helvaci, C. y Firman, R. J., 1976. Geological setting and mineralogy of Emet Borate deposit, Turkey. Transactions/ section B. *Institut of Mining and Metalurgy,* 85.

Hormann, P., Pichler, H. y Zeil, W., 1973. New Data in Young Volcanism in the Puna of NW Argentina. *Geol. Rundsch*. 62: 397-418.

Hurlbut, C. y Aristarain, L. F., 1967a. Rivadavite, $Na_6MgB_24O_{40}$. $22H_2O$, a new borate from Argentina. *American Mineralogist,* 52: 326-335.

Hurlbut, C. y Aristarain, L. F., 1967b. Ezcurrite, $2Na_2O.\ 5B_2O_3.\ 7H_2O$: A restudy. *American Mineralogist,* 52: 1048-1059.

Hurlbut, C. S., Aristarain, L. F. y Erd, R. C., 1973. Kernite from Tincalayu, Salta, Argentina. *American Mineralogist,* 58: 308-313.

Hurlbut, C. y Erd, R. C., 1974. Aristarainite, $Na_2O.\ MgO.\ 6B_2O_3.\ 10H_2O$ a new mineral from Salta, Argentina. *American Mineralogist,* 59: 647-651.

Igarzabal, A., 1979. Los rasgos geomorfológicos y su relación con el origen del salar Pastos Grandes, departamento Los Andes, Provincia de Salta. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1:199-209.

Igarzabal, A., 1982. El relieve de la Puna Argentina. *Instituto de Ciencias Geológicas de Jujuy, Revista,* 5:45-65. San Salvador de Jujuy.

Igarzabal, A., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuartáricas de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 3: 595-607. Buenos Aires.

Igarzabal, A. y Poppi, R., 1980. El salar de Hombre Muerto. *Acta Geológica Lilloana,* 15 (2): 103-117. San Miguel de Tucumán.

Inan, K., 1972. New borate district, Eskishehir, Kirka province, Turkey. *Transactions/section B, Institution of Mining and Metallurgy,* 81 (789):B163-B165.

Inan, K., Dunham, A. C. y Esson, J., 1973. Mineralogy, Chemistry and Origin of Kirka borate deposit, Eskishehir Province, Turkey. *Transactions/section B, Institution of Mining and Metallurgy,* B114-B123. Nottingham.

Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas,* 3: 587-606. Buenos Aires.

Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean *plateau* and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.,* 93: 3211-3231.

Jordan, T., 1984. Cuencas, volcanismo y acortamientos cenozoicos, Argentina, Bolivia y Chile. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 2: 7-24. Buenos Aires.

Jordan, T. y Alonso, R. N., 1987. Cenozoic stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountain, 20-28 South Latitude. *American Assocation of Petroleum Geologist,* 71 (1): 49-64. Tulsa

Jordan, T. E. y Alonso, R. N., 1987. Geología de los Andes Centrales. Comunicacion, Sept. /Oct., 16-32. *YPF.* Buenos Aires.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Ramos, V. y Ando, C., 1983a. Andean Tectonic related to the geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin,* 94: 341-361.

Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V. y Allmendinger, R., 1983b. Mountain Building in the Central Andes. *Episodes*, 3: 20-26.

Kay, R. y Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics,* 219: 177-189

Kistler, R. B. y Smith, W. C., 1983. Boron and Borates. In, Lefond ed., Industrial Mineral and Rocks, 5th ed. *Society of Mining Engineers of AIME:* 533-560.

Lombard, A., 1956. Geologie sedimentaire: les series marines. Lige.

Marrett, R. A., Allmendinger, R. W., Alonso, R. N., y Drake, R. E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences,* 7 (2): 179-207.

Mendez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O., 1972. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 89-100. Buenos Aires.

Mendez, V., Turner, J., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, O., 1979. Geología de la Región Noroeste, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares,* 1-118. Buenos Aires.

Muehle, G. H., 1974. Colemanite pseudomorphs from the Corkscrew mine, Death Valley, California. *The Mineralogical Record,* 5 (4): 174-177. Tucson.

Muessig, S., 1958a. Turi Lari, a bórax crystal playa deposit in Argentina. *Geological Society of America, Bulletin,* 69: 1696-1697.

Muessig, S., 1958b. First known ocurrence of inyoite in a playa at Laguna Salinas, Peru. *The American Mineralogist,* 43 (1144-1147).

Muessig, S., 1959. Primary borates in playa deposits: Minerals of high hydration. *Economic Geology,* 54: 495-501.

Muessig, S., 1966. Recent South American Borate Deposits. 2nd Symposium on Salt, J. L. Rau ed., Volume 1. Northern Ohio *Geological Society* 151-159. Cleveland.

Muessig, S. y Allen, R. D., 1957a. The hydration of Kernite. *The American Mineralogist,* 42: 699-701

Muessig, S. y Allen, R., 1957b. Ezcurrite ($2Na_2O.\ 5B_2O_3.\ 7H_2O$)a new sodium borate from Argentina. Ocurrence, mineralogy and associated minerals. *Economic Geology,* 52: 426-437.

Noble, L. F., 1923. Colemanite in Clark County, Nevada. U. S. *Geological Survey, Bulletin,* 735: 23-39.

Noble, L. F., 1926a. Borate deposits in the Kramer district, Kern County, California. *U. S. Geological Survey Bulletin,* 785C: 45-61.

Noble, L. F., 1926b. Note on colemanite deposit near Shoshone, California, with a sketch of the geology of a part of Amargosa Valley. *Contibutions Economic Geology. U. S. Geological Survey,* 63-73.

Omarini, R., Viramonte, J., Cordani, H., Salfity, J. y Kawashita, K., 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres, Provincia de Salta. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 3:146-158.

Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana,* 20 (3-4): 265-280. Buenos Aires.

Pratt, W., 1961. Local evidence of Pleistocene to Recent Orogeny in the Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin,* 72: 1539-1550.

Raskovsky, M., 1971. Estudio geológico de la mina Monte Verde, Sijes. Boroquímica. Inédito.

Reichert, F., 1907. Los yacimientos de boratos y otros productos minerales explotables del territorio de los Andes (Puna de Atacama). *Ministerio de Agricultura, Anales, Sección Geología, Mineralogía y Minera,* 2 (2).

Rogers, A. F., 1919. Colemanite pseudomorphous after inyoite from Death Valley, California. *American Mineralogist,* 4: 135-139.

Rojas, W., 1997. Estudio geológico económico de las minas Ona y Apalacheana, Sierra de Sijes, Salta. *Tesis Profesional de Geología. Universidad Nacional de Salta.*

Ruiz, T. E., Alonso, R. N. y Sureda, R. J., 1994. Pinnoita. Quebrada de Socacastro. Puna de Salta, Argentina. *Universidad Nacional de La Plata, 2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Publicación,* 3: 381-390.

Rusansky, J., 1985. Estudio Geológico-Económico de la mina de boratos Santa Rosa 1 y 2, Depto. Los Andes, Salta. *Tesis Doctoral. No. 448. 318p., Facultad de Ciencias Naturales y Museo,* La Plata.

Salfity, J., 1985. Lineamientos Transversales al rumbo Andino en el Noroeste Argentino. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 2-119/2-138. Antofagasta.

Salfity, J., Gorustovich, S., Moya, C. y Amengual, R., 1984. marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 1: 539-554.

Salfity, J., Gorustovich, S., Gonzalez, R. E., Monaldi, C. E., marquillas, R., Galli, C. y Alonso, R. N., 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 453-471. Buenos Aires.

Salim, F., 1991. Estudio geológico del grupo minero El Zorro. *Tesis profesional de Geología. Universidad Nacional de Salta.*

Schalamuck, I., Fernández, R. y Etcheverry, R., 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Subsecretaría de Minera. Ministerio de Economía. Anales,* 20. Buenos Aires.

Schwab, K., 1972. Cenozoic volcanism in the Argentine Puna and its relationship to tectonic movements. *International Geological Congress, Report 24, Sess. Canada, Proc. Section 2, Petrology,* 211-274.

Schwab, K., 1985. Basin formation in a thickening crust. The intermontane basins in the Puna and the Eastern Cordillera of NW Argentina (Central Andes). *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 1: 2-139/2-159. Antofagasta.

Schwab, K. y Lippolt, H., 1974. K-Ar mineral ages and late Cenozoic history of the salar Cauchari área (Argentine Puna). *International Asscociation Volcanism Chemical Earth, Proceedings,* 698-714. Santiago.

Spalletti, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios. *Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria,* 8, Buenos Aires.

Strecker, M., Alonso, R., Rivelli, F. y Mon, R., 1985. Quaternary Tectonic Movements in the Argentine Puna, 24 to 27 S Latitude. Abstracts with Programs. *The Geological Society of America:* 729. Orlando, Florida.

Sureda, R., Galliski, M., Argañaraz, P. y Daroca, J. (1986). Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino. *Capricornio, No. 1. Universidad Nacional de Salta.*

Turner, J. C., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). *Acta Geológica Lilloana,* 3:191-226. Tucumán.

Turner, J. C., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7c Nevado de Cachi (Provincia de Salta). *Dirección Nacional de Geología y Minera, Boletín, 99.* Buenos Aires.

Turner, J. C., 1972. Puna. En: A. Leanza (Ed.), Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias:* 91-116. Córdoba.

Turner, J. C. y Mendez, V., 1979. Puna. En: A. Leanza (Ed.), Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias,* 13-56. Córdoba.

Vandervoort, D., 1993. Non-marine evaporite basin studies, Southern Puna Plateau, Central Andes. *Ph D Thesis, Cornell University,* Ithaca, N. Y., 177 pp.

Vandervoort, D., T. E. Jordan, P. K. Zeitler y R. N. Alonso, 1992. Neogene Intra*plateau* Basins of the Southern Puna Plateau, Central Andes, NW Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs,* A-356. Cincinatti, Ohio.

Vandervoort, D. S., Jordan, T. E., Zeitler, P. K. and Alonso, R. N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, Southern Puna plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, February, 23 (2): 145-148.

Vides, M., 1978. Geología de la zona central del salar de Hombre Muerto. Departamentos Los Andes y Antofagasta de la Sierra. *Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de Tucumán*. Inédito.

Villacorta, E., 1973. Acerca de la estratigrafía de la Formación Sijes, área salar Hombre Muerto, Catamarca. *Seminario 2. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta,* inédito.

Villacorta, E., 1973. Cálculos de reservas de hidroboracita en un sector del yacimiento Sijes. *Seminario 1. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta,* inédito.

Viramonte, J., Alonso, R., Gutierrez, R. y Argañaraz, R., 1984. Génesis del litio en los salares de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 3: 471-481. Buenos Aires.

Viramonte, J., Galliski, M., Araña, V., Aparicio, A., Garcia, L. y Martin Escorza, C., 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 3: 234-253. Buenos Aires.



PLEISTOCENO-HOLOCENO:

Arco magmático

Depósitos epitermales y de transición
Distrito minero La Borita, Catamarca
Manifestaciones de azufre de la Cordillera Principal, Mendoza y Neuquén

Ricci, H. I., 1999. Distrito minero La Borita, Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1829-1833, Buenos Aires.



DISTRITO MINERO LA BORITA, CATAMARCA

Héctor I. Ricci[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El distrito minero La Borita se encuentra ubicado en el Salar de la Mina, en la Puna austral, departamento Antofagasta de la Sierra; a una altura media de 3.500 m sobre el nivel del mar.

El área de este distrito está circunscripta entre las coordenadas de 26º15' y 26º30' de latitud sur y entre los paralelos de 67º45' y 68º00' de longitud oeste.

Se puede acceder desde San Miguel de Tucumán o desde San Fernando del Valle de Catamarca por varias vías, hasta llegar a la localidad de El Eje, sobre la Ruta Nacional 40; desde allí se continúa por la Ruta Nacional 53 hasta Antofagasta de la Sierra. Luego por huella minera, en buenas condiciones de transitabilidad, y en un recorrido de aproximadamente 86 km se llega hasta la denominada mina Fénix en el Salar de la Mina.

Leyes, reservas y producción

El potencial mineralizado en el área de La Borita, conformado por travertino y caliche cuprífero, fue estimado de acuerdo con los laboreos practicados en dicho lugar (12 trincheras, 61 calicatas y 4 sondeos a diamantina de 25-35 m) en 1.172.402 t (positivas 691.125 t, e inferidas 481.277 t), con una ley media del 1% de Cu; 0,95% de Pb; y 0,17% de Zn. Muestreos geoquímicos recientes indican valores máximos de hasta 183 ppm para Au, pero en atención a que el muestreo fue superficial, puede considerárselo como alentador; para el Cu 0,89%; Pb 0,2%; Ag 8 g/t; Zn 0,6%; Zr 22,4 ppm; Va 11 ppm; It 1,6 ppm; Cd 38 ppm, Ba hasta 70 ppm y As entre 0,8 y 1,2%.

Otro sector mineralizado, pero de menor importancia es el que se ubica en la quebrada de Coquena y Altos de Soriano, emplazado en afloramientos discontinuos de diques o cuerpos tabulares de pórfiros dacíticos alterados y craquelados con mineralización de cobre, con valores de 0,15 a 0,20%.

Con respecto a la producción, no existen datos de los laboreos practicados en la década del cuarenta.

No se han completado los estudios metalúrgicos para determinar el beneficio del mineral.

Sistema de explotación

En la mina Fénix hay una labor subterránea, dos piques y cinco destapes a cielo abierto (calicatas, trincheras, etc.), probablemente producto de tareas de exploración.

La labor subterránea, se encuentra practicada en la base del flanco nor-occidental del cuerpo (4.081 m s.n.n.) travertínico elongado, de rumbo nornoroeste-sursureste, comenzando con un destape a cielo abierto a modo de trinchera, de 6,30 m de largo; 1,40 m de ancho y 2,10 m de alto, con rumbo N225º30'; continúa con un cortaveta siguiendo el mismo rumbo anterior, con 13,70 m de largo; 1,30 m de ancho y 1,80 m de alto. A partir de los 12,55 m de la boca-mina y con rumbo N 166º, la labor se continúa con galería sobre veta de 14,20 m de largo; 1,30 m de ancho y 1,80 m de alto.

Los dos piques están practicados en la parte superior o cresta del cuerpo travertínico, a una cota promedio de 4.105 m s.n.m., uno de ellos, de 7,30 m de profundidad con

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR. Delegación NOA..*

boca de 1,74 m por 1,80 m; el otro es de 2,00 m de profundidad con boca de 2,70 m por 2,70 m; ambos están realizados sobre la veta principal, pero no llegaron a comunicarse con la labor principal (subterránea); actualmente ambos están parcialmente abandonados.

Los destapes a cielo abierto consisten en trincheras practicadas sobre los flancos del cuerpo travertínico elongado. Estos destapes son cinco y con dimensiones que van desde los 22,20 a 2,30 m de largo, con anchos de 3,00 a 1,10 m y profundidades de 2,40 a 0,70 metros.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La exploración del distrito comenzó en la década del treinta.

Los primeros estudios corresponden a Angelelli y Valvano (1946). Posteriormente, se tienen los trabajos de Ávila (1971), Lizárraga (1973), Ricci (1973, 1975, 1983), Bassi (1974) y Navarro García y Cruz Zuloeta (1997).

Propietarios

Actualmente el área está cubierta por la solicitud de concesión minera de dos minas: La Borita I y La Borita II, a nombre de Luis Manuel Alvarez y Claudia Elisabet Ruibal, cuyos expedientes se encuentran en trámite de concesión.

GEOLOGÍA REGIONAL

En la región aflora un basamento metamórfico de variada composición, grado, tipo y con distintas intensidades de inyección (Formación Copalayo, Formación Oire, Formación Loma Corral, Formación Famabalasto, etc.), las que se asimilan al Precámbrico superior-Paleozoico inferior, intruidas por granitoides con foliación gnéisica de diversa composición: granitos, granodioritas, pórfiros graníticos, monzogranitos, pórfiros riodacíticos y fajas miloníticas asociadas (Formación Chango Real, Formación Ñuñorco), como también intrusivos básicos (Sierra de Calalaste, Cuerpo de La Cuesta, etc.), asignados al Paleozoico inferior.

El basamento es cubierto en discordancia por sedimentos marinos eopaleozoicos del Ordovícico (Formación Acoite, Formación Falda Ciénaga, Formación Potrero, Grupo Calalaste), con una fase volcánica intrusiva asociada. Al Silúrico-Devónico corresponden cuerpos asignados a la Faja Eruptiva de la Puna Oriental.

El Carbonífero está representado por sedimentos continentales de la Formación Agua Colorada y Formación Río del Peñón, constituidas por conglomerados, areniscas y limolitas. El Permo-Triásico, con dudas, está integrado por la Formación Lampaya (riolitas y dacitas), y rocas sedimentarias continentales, areniscas, conglomerados, margas y aglomerados, que conforman la Formación Patquía y la Formación de la Cuesta; también corresponderían a esta edad el plutón granítico de León Muerto y las porfiritas dacíticas-riodacíticas, que se ponen de manifiesto en este sector de la Puna.

Sobre todo este conjunto se asientan en discordancia y saltuariamente las sedimentitas continentales terciarias del Grupo Pastos Largos. Un extenso magmatismo volcánico-piroclástico constituye cuatro asociaciones volcánicas principales, que comienzan en el Oligoceno superior-Mioceno inferior y conforman estrato volcanes erosionados de composición andesítica, daciandesítica y andesita-basálticas. El segundo evento volcánico está integrado por ignimbritas y estratovolcanes compuestos por piroclastitas y coladas lávicas basálticas, andesíticas y dacíticas atribuidas al Mioceno medio. La tercera asociación está formada por estratovolcanes de andesitas, basaltos, andesitas basálticas, laciandesitas e ignimbritas asignadas al Mioceno superior. Por último, encontramos la cuarta asociación integrada por estrato-volcanes de composición andesítica, basáltica, basandesítica e ignimbritas de edad miocena superior a pliocena medio. Este magmatismo tiene mayor desarrollo en la zona oeste de la región, pero también son evidentes las manifestaciones en el borde oriental de la Puna, la que enmarca el relieve y rocas preexistentes.

Al Pleistoceno se atribuyen las coladas basálticas I y II, calcáreos travertínicos y tobas dacíticas, juntamente con los conos de deyección; mientras que a las coladas basálticas III, tobas e ignimbritas, se las considera como pertenecientes al Holoceno. Completan la secuencia, los depósitos aluviales, eluviales, coluviales y las evaporitas de los salares correspondientes al Reciente y Actual (figura 1).

Los movimientos de la tectónica Terciaria (Ciclo Andico) son los más importantes que hayan actuado en la región. En una primera fase, las rocas sufrieron plegamientos longitudinales con dirección norte-sur y ligeras variaciones al noroeste; los planos axiales inclinan al oeste, comprometiendo a las sedimentitas de la Formación Alto de La Borita, el Calchaquense y el Araucanense.

A la anterior le siguió otra fase de fallamiento inverso, que en general son las que limitan las fosas tectónicas de los salares; las cuales se corresponderían con el ascenso diferencial de los bloques que configura una región con elevaciones y depresiones.

GEOLOGÍA DEL DISTRITO

Litología

El Salar del Plomo, en el que se ubica el distrito, tiene una típica morfología de bolsón irregular, cubierto por piroclastitas, costras evaporíticas y sedimentos recientes y actuales que ocupan la depresión y los faldeos. La morfología que caracteriza al lugar hace pensar que podría tratarse de una caldera volcánica. Numerosas serranías de poca altura dividen al salar en varias depresiones adyacentes, que posiblemente luego de los últimos movimientos y efusiones del Neógeno-Cuaternario, hayan modificado lo que antes podría haber configurado una cuenca de mayores dimensiones.

Los afloramientos correspondientes al Mioceno-Plioceno (Calchaquense) se encuentran en la mina Fénix y sus alrededores. Se presentan plegados y fracturados, constituyendo la secuencia que comienza con areniscas de grano mediano a grueso, en partes limosas y hasta conglomerádicas con rodados de areniscas, granitos, volcanitas y leptometamorfitas, con cemento calcáreo. Sus colores varían entre un gris blancuzco y amarillento y pardo claro a morado, con estratificación normal bien marcada, observándose la presencia de cobre color en los contactos con el calcáreo travertínico.

Son comunes las intercalaciones de delgadas capas y venillas de yeso fibroso-especular, como así también de calcita de hasta 7 cm de espesor, que por lo general rellenan o tapizan cavidades. Los espesores de los bancos son variables, desde 30 cm a más de 10 metros.

Las areniscas pardo rojizas en mina Fénix poseen una típica estructura lajosa y generalmente se encuentran plegadas, conteniendo intercalaciones de niveles conglomerádicos. Estas están cubiertas por el calcáreo travertínico, costras de caliche, manto de ignimbritas dacíticas-riodacíticas y por material coluvial y aluvial.

Los depósitos calcáreos travertínicos del Pleistoceno inferior a Medio, constituyen afloramientos aislados, intercalados con sabulitas polimícticas, limolitas y arcillas. Afloran en la depresión del Salar del Plomo, en las laderas de la Quebrada del Volcán y en la Quebrada de la Laguna del Peinado, emplazándose sobre sedimentitas del Terciario y Cuartario inferior. Morfológicamente adoptan formas dómicas alargadas como pseudo braquianticlinales, que en el caso de la ex-mina Fénix (hoy mina La Borita) tiene su eje principal en dirección nornoroeste-sursureste.

Por lo general presentan color pardo amarillento a verde amarillento, con tonalidades claras y oscuras. Los bancos poseen inclinaciones de más de 35º en distintos rumbos en las laderas del pseudo braquianticlinal (domo), y subhorizontales a horizontales en las costras de caliche y en el piso del Salar.

El material es poroso con abundante contenido de clastos de rocas, esencialmente de las sedimentitas terciarias. Se presenta en estructura hojosa intercalado con pequeñas capas y lentes de arcilitas rojas. Es posible observar en su masa la presencia de fracturas, micropliegues, además de guías y venillas de calcita, aragonita, ferrocalcita y fosgenita, a veces concordantes con los planos de depositación.

Las dimensiones del cuerpo principal (domo) en la mina La Borita (ex-mina Fénix) son: 400 m de largo, 140 m de ancho y 40 m de altura máxima. En la cresta existen lentes de aragonita de color blanca con su típica estructura fibrosa-radial, conformando a veces delgados bancos aislados, cuya potencia no sobrepasa los 30 centímetros. En el extremo sureste del Salar del Plomo, se ponen de manifiesto bolsones de yeso cristalino (selenita) de color verdoso a azulado, debido a la asimilación del catión cobre. Las costras de caliche que circundan a la estructura dómica y que ocupan gran parte de la depresión del salar, presentan contenidos de oxidados de cobre que le dan un llamativo color verdoso a verdoso-azulado. La asignación de la edad pleistocena inferior a media a los depósitos de calcáreo travertínico, fue referida a su posición estratigráfica, con respecto a las relaciones de campo y a su disposición morfológica.

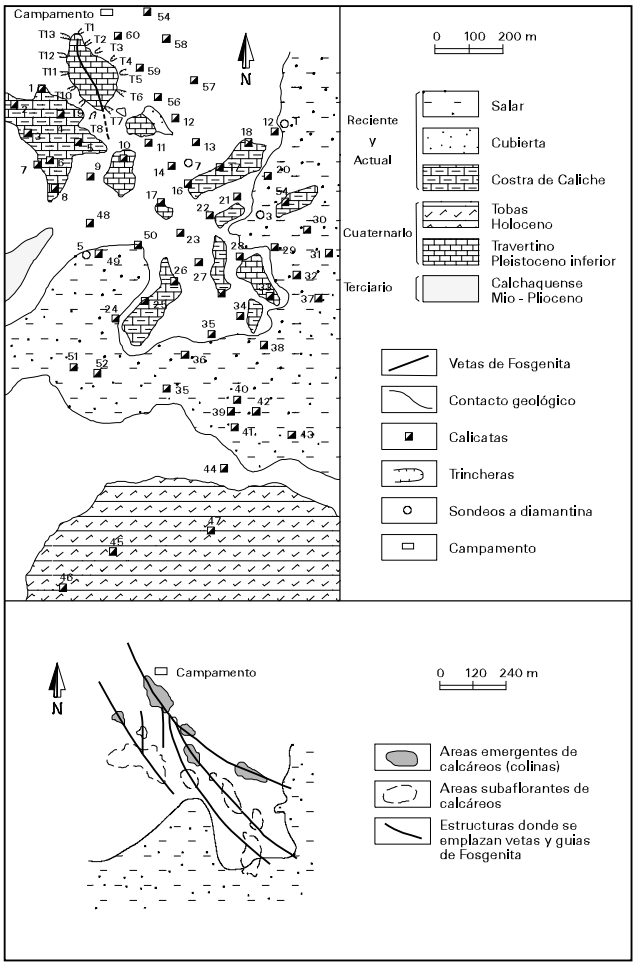


Figura 1. Geología del sector mina Fénix-Área La Barrita y esquema de interpretación tectónico-genético.

Las últimas manifestaciones magmáticas corresponden a efusiones basálticas de edad holocena, relacionadas a centros monogénicos que se adaptan en su disposición a la morfología del relieve sobre la cual yacen o emplazan. Provienen generalmente de los volcanes Negro de La Falda y de El Peinado.

Hay asimismo piroclastitas de composición dacítica y riodacítica que cubren gran parte del área, con espesores que varían entre los 10 y 20 metros.

Estructura

En los depósitos calcáreos del distrito minero La Borita y fosgenita de la ex-mina Fénix se localizan dos sistemas de fracturas, de rumbo nornoreste y noroeste, cuyo dislocamiento determinó la formación de la depresión y los

depósitos salinos en el ámbito de las areniscas pardo rojizas del Calchaquense.

En la intersección de ambos sistemas, se han localizado anomalías geoquímicas (Salar de La Borita y oeste del Salar de la Mina), producto de que ambas serían canales de mineralización. El sistema noroeste está representado por una falla que afecta al sector mineralizado de la ex-mina Fénix, la que se prolonga con anomalías de cobre hacia el Salar de La Borita. La mineralización en veta de fosgenita (clorocarbonato de plomo) se localiza en una fractura que coincide con el plano de simetría del domo principal (pseudo braquianticlinal) y, que hacia el sur se ramifica en fracturas menores que constituyen guías, las que conforman una típica estructura de cola de caballo de rumbo noroeste-sureste, relacionando de esta forma a los diferentes cuerpos menores de calcáreo travertínico.

Morfología

En el sector oriental de la cuenca del Salar del Plomo, de forma irregular y reducida dimensión (2,5 km por 1,5 km) se emplazan los depósitos calcáreos con mineralización de cobre. En la parte más baja se observa una costra de caliche y manto salino (cloruros, boratos, sulfatos, etc.), cuyas tonalidades varían desde el blanco y blanco rojizo en la parte marginal, mientras que en el sector central presenta tonalidades de color verde, amarillo verdoso y verde azulado. En este sector, se destaca un morro o domo de baja elevación y de forma alargada con dirección nornoroeste-sursureste constituido por un calcáreo travertínico, cuyas capas en las proximidades de la base y en la cúspide mantienen una posición horizontal a subhorizontal, en tanto en los flancos conforman una estructura braquianticlinal. Presenta las siguientes dimensiones: largo 400 m, ancho 140 m, por una altura máxima de 40 metros. En el extremo sur se observan pequeños morros aislados de la misma composición litológica.

Hay además una veta de fosgenita que presenta rumbo N348º e inclinación de 84ºENE

Mineralogía

Los depósitos calcáreos son de tipo travertínico, constituidos por calcita y aragonita, en bancos de hasta 0,90 m de espesor, de color amarillo ligeramente verdoso a pardo, con tonalidades claras y oscuras, con predominio del primero; de grano fino, medianamente cavernoso, aunque compacto en su conjunto.

En los mismos se observa una estructura lajosa, donde el material calcáreo alterna con capitas de arcilla roja, constituyendo de esta manera, sólo una parte de la masa rocosa (alrededor del 60%). La presencia de venas y venillas de calcita y/o aragonita de color blanco-blanco amarillento, con disposición subhorizontal a horizontal, a veces plegadas, le confieren al material una estructura bandeada. Es común la presencia de oquedades y fisuras tapizadas por óxidos de cobre (freirinita) o bien por calcita, que le confieren un aspecto noduloso y una típica coloración verdosa.

También es notoria la presencia de cuerpos delgados, a veces lenticulares de aragonita de color blanca y con estructura fibrosa. Dentro de la masa travertínica y con una distribución irregular o caótica, es posible observar xenolitos o clastos de areniscas pardo rojizas de grano fino, correspondientes a las sedimentitas infrayacentes del Calchaquense.

La malaquita se encuentra en forma de granos muy finos, intercrecidos mutuamente con los de aragonita. Estos son frecuentes en los bancos de caliche mineralizados con oxidados de cobre.

La azurita está asociada a aragonita rellenando las oquedades del calcáreo travertínico. Se presenta en pequeños cristales subidiomorfos implantados generalmente entre las acículas de aragonita de hábito fibroso radial, formando bochones en los bancos calcáreos alterados.

La atacamita, generalmente asociada a la calcita y aragonita, se presenta en disposición bandeada, intercrecida con los carbonatos de calcio y rellenando oquedades en los calcáreos travertínicos.

La freirinita tapiza oquedades junto con bandas de aragonita y se localiza en los bancos calcáreos limoarcillosos con oxidados de cobre.

La fosgenita se presenta como agregados de cristales aciculares dispuestos perpendicularmente a la roca de caja; por lo general en guías, venas y venillas, con espesores que varían desde pocos milímetros hasta 1 a 3 cm, y a veces más. Ocupan la parte central de la veta, asociada a guías y venas de calcita o ferrocalcita en forma alternante. Macroscópicamente se pueden distinguir dos variedades, una de color claro o blanquecina y otra oscura o negruzca.

MODELO GENÉTICO

La mineralización de los depósitos calcáreos del área de La Borita se relaciona con los procesos teletermales vinculados a la actividad volcánica o subvolcánica, asociada durante el Pleistoceno inferior a medio; a través de fracturas en donde las soluciones emergieron en forma de manantiales, depositando sales bicarbonatadas cálcicas, con oxidados de cobre, alternados con arcillas rojas erosionadas del Terciario (Calchaquense), conformando bancos o estratos calcáreos horizontales en la base a subhorizontales a buzantes, hasta conformar un domo alargado a modo de un seudo braquianticlinal (Ricci, 1973).

Con la disponibilidad de datos existentes se puede inferir que los afloramientos de rocas calcáreas pudieron haberse originado de acuerdo con las siguientes hipótesis:

1. Por la precipitación de carbonato de calcio a partir de soluciones bicarbonatadas cálcicas que han circulado a través de fracturas o grietas, relacionada la primera a tectónica y volcanismo reciente. Dichas soluciones, al comienzo llevan en un primer pulso, mezcla de fluidos fumarólicos que contienen sales de cobre y a raíz de ello, se formaron manantiales de aguas termominerales. Al romperse el equilibrio físico-químico se depositan en primer lugar las rocas calcáreas travertínicas con sales de cobre y en un segundo

pulso se depositan simultáneamente fosgenita y calcita (Angelelli y Valvano, 1946); en este último caso los fluidos contienen cloruro de plomo.

2. A través de aguas meteóricas que circularon por los bancos calcáreos o con contenidos de $CaCO_3$ como cemento, ascendieron por grietas y fracturas, removilizando plomo y dando origen a depósitos calcáreos por precipitación (Angelelli y Valvano, 1946).

3. Génesis de mineralización supergénica de tipo exótica, constituyendo un depósito oxidado a partir de otro primario, que se ubicaría en un radio de unos 8 km hacia el sur o sudeste, y que podría estar cubierto por sedimentos permotriásicos, terciarios y volcanitas cuaternarias. El origen se debería a transporte lateral de cobre. La fijación de estos cationes se debería a la presencia de carbonatos. En esta hipótesis hay que tener en cuenta la composición del agua, que en general es rica en CO_2. El Cl_2 en aguas cloruradas alcalinas de estas regiones es también importante en la geoquímica del Au y Ag (Navarro García y Cruz Zuloeta, 1997).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y J. Valvano, 1946. La Fosgenita del Salar del Plomo. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 1 (4): 257-269. Buenos Aires.

Avila, F., 1971. Informe preliminar del Mosaico 18-B1. Departamento Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. *Plan NOA 1 Geológico Minero-Tucumán,* inédito.

Bassi, H., 1974. Inspecciones Mineras, Sector mina «Fénix», Area de Reserva N° 13 «La Borita», Provincia de Catamarca. *Servicio Nacional Minero Geológico. Subsecretaría de Minería,* inédito. Buenos Aires.

Lizárraga, C., 1973. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de Calalaste. Zona: La Borita, Departamento Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales,* (Seminario inédito).

Navarro García, L. F. y G. Cruz Zuloeta, 1997. Perfil Geológico-Económico de la mina de cobre «La Borita», Departamento Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Minería,* inédito.

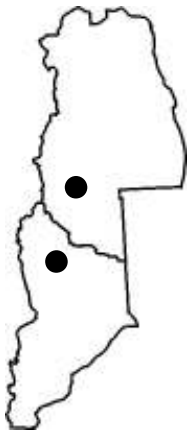
Ricci, H., 1973. Informe parcial del Area de Reserva N° 13 La Borita. Departamento Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. *Servicio Nacional Minero Geológico. Plan NOA 1 Geológico Minero*-Tucumán, inédito.

Ricci, H., 1975. Informe final del Area de Reserva N° 13 La Borita. Departamento Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. *Servicio Nacional Minero Geológico. Plan NOA 1 Geológico Minero*-Tucumán, inédito.

Ricci, H., 1983. Nueva manifestación cuprífera en rocas calcáreas en la Puna Catamarqueña. Departamento Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca, República Argentina. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 2: 601-616. San Juan.

Vilela, C. R., 1970. Hidrogeología. *Opera Lilloana, Fundación Miguel Lillo.* San Miguel de Tucumán.

Lurgo Mayón, C. S., 1999. Manifestaciones de azufre de la Cordillera Principal, Mendoza y Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1835-1837, Buenos Aires.



MANIFESTACIONES DE AZUFRE DE LA CORDILLERA PRINCIPAL, MENDOZA Y NEUQUÉN

Carlos S. Lurgo Mayón[1]

MANIFESTACIONES EN MENDOZA

DEPÓSITO DEL CERRO OVERO

UBICACIÓN

Se ubica a 80 km al noroeste del casco de la estancia El Sosneado, a una altura de 4.400-4.600 m s.n.m., en el distrito minero N° 1-Sosneado- San Rafael, 17 km en línea recta al límite con Chile, sobre la cuenca del río Atuel. Sus coordenadas son 34º40' de latitud sur y 70º de longitud oeste. Fue explotada a cielo abierto períodos discontínuos por Sominar Sociedad Minera Argentina entre 1942 y 1978. Se accede por la ruta al Sosneado de donde dista 130 km al oeste. La propiedad constaba de 17 pertenencias (102 ha) distribuidas en Volcán Overo I (1942) y Volcán Overo II (1943).

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Este depósito representó la segunda acumulación con potencial económico en la Argentina. Desde 1942 a 1978 proveyó al país 86.736 t de refinado. En 1978 cerró casi simultáneamente con la mina La Casualidad.

El yacimiento fue estudiado por Maldonado Baumann en 1953.

LEYES Y RESERVAS

La potencia de los mantos, irregulares en cuanto a su mineralización, oscila entre 1 y 3 metros. Dentro del material tobáceo el azufre suele presentarse como polvo, cristales y también en masas de gran pureza, color amarillo y con tonos verdosos. Tiene una potencia de 2-3 m y un volumen mineralizado de 252.400 metros cúbicos. La ley supuesta es del 65% con un contenido fino de 325.000 toneladas. Schalamuk (1975) considera que de los 325.000 a 400.000 t iniciales habría que restarle la producción 1942-75, del orden de las 87.000 t, además del contenido en los ripios, vale decir las pérdidas durante el tratamiento y refinación.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El aparato volcánico que en su fase final generó el yacimiento se emplaza en un ambiente de terrenos mesozoicos (Angelleli, 1980). Las elevaciones situadas al sur del río Ladner muestran asociación de sedimentitas del Jurásico Superior, en gran parte representadas por yeso al que se yuxtaponen areniscas rojizas y lavas basálticas . El volcán emerge como un escudo cuya estructura corresponde a un estrato volcán. El cerro Overo se alza al oeste del cono central, dentro de un semicírculo de corrientes de lava. Entre el cono y este semicírculo se extienden amplios ventisqueros colgantes que cubren parte de las rocas del cono, y dos campos de penitentes parten el sector sur del yacimiento.

Las rocas integrantes de la estructura del cerro Overo en la base y lo que corresponde al semicírculo se asignan al Plioceno. En el cuaternario interglacial se registran algunas corrientes de lavas andesíticas. Al final de esa actividad se originó el yacimiento sito en la ladera suroeste del cono central como consecuencia de una acción fumarólica que impregna material tobáceo en una extensión horizontal de 700 m y con diferencias de alturas de 200 metros (figura 1). Tiene características mantiformes como impregnaciones de tobas traquiandesíticas y a modo de relleno de grietas. Estas últimas con azufre prácticamente puro.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR.*

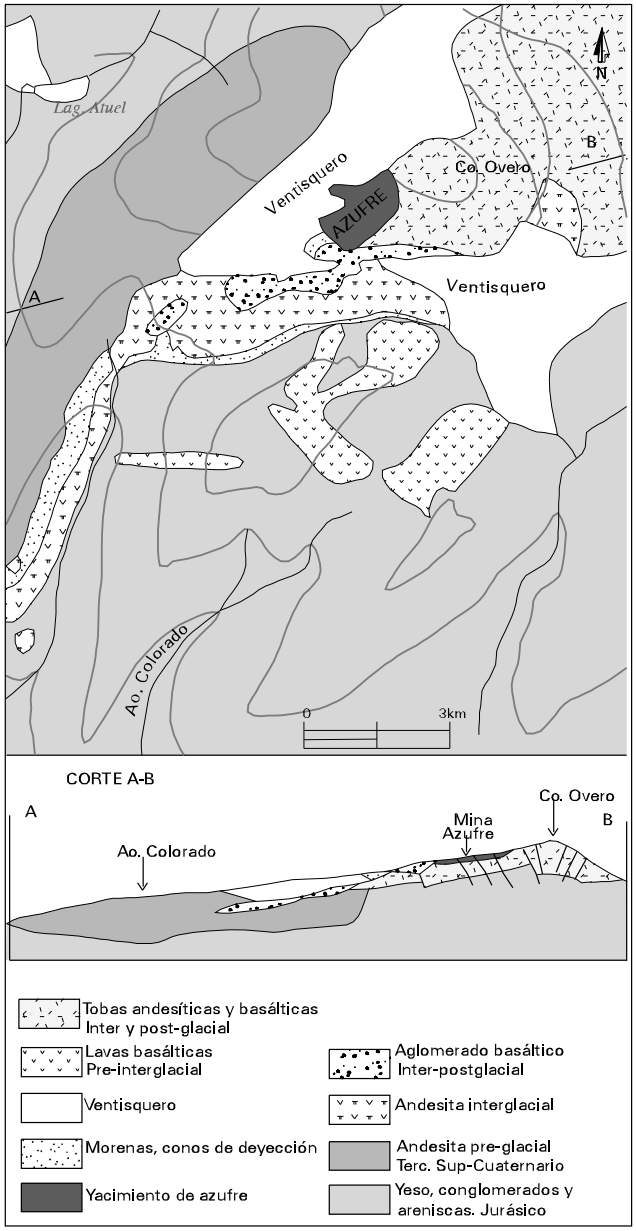


Figura 1. Geología de la mina cerro Overo.

OTROS DEPÓSITOS

Se conocen indicios aguas arriba del río Tupungato (Area de Reserva N° 12 del Plan Cordillerano-Santa Clara), como en Quebrada del Azufre. Pueden vincularse a zonas de transición hacia ambiente subvolcánico azufrado. Otra manifestación es Marina (asentada como Cooper) en el cerro Plateado, aproximadamente 15 km al sureste del cerro Overo. Consistió en un denuncio sin mayores antecedentes y seguramente sin potencial económico.

MANIFESTACIONES EN NEUQUÉN

Se agrupan en el sector cordillerano de Chos Malal, en el noroeste de la provincia, 50 a 100 km al este del límite internacional. Las coordenadas del área son 37º de latitud sur y 70º de longitud oeste.

CERRO TROMEN

UBICACIÓN

El yacimiento de azufre se encuentra 40 km al suroeste de Buta Ranquil y 125 km al noreste de Chos Malal, desde donde se accede por vehículo y cabalgaduras y está a una altura alcanza a 3.979 m sobre el nivel del mar.

Se explotó durante los años 1935 y 1942 y solo se extrajeron 72 t con una ley del 40 % de azufre.

LEYES Y RESERVAS

Se han estimado reservas de 40.000 t con 65,6% de azufre (Méndez *et al.*, 1995)

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El Tromen es un centro volcánico cuaternario, compuesto por basaltos, andesitas y sus respectivas tobas, emplazados en calizas y areniscas claras del Titoniano-Neocomiano.

El azufre se presenta en diversas manifestaciones situadas sobre el flanco norte y en el borde del cráter principal, dentro de un área de 300 m x 120 m, orientada N75°E.

La porción más importante se halla hacia el suroeste donde el azufre asociado a tobas conforma una costra de 40 m de recorrida y 15 m de ancho. Es amarillo con tonos verdosos. En ciertas partes esta costra pasa a toba estéril a los 0,5 m de profundidad. En otro sector se ha reconocido una continuidad hasta los 3 m, observándose hacia el sur no como una masa diseminada sino como nidos y guías irregulares. En el extremo noreste de la zona citada, el azufre aparece en capas, ojos, dentro del material tobáceo blanco amarillento. También se lo observa como relleno irregular de grietas en andesitas a escasos metros del borde de la hoyada (Angelelli, 1939). Además de presentarse en pequeñas masas y como impregnaciones en tobas, existen cristales esqueléticos bipiramidales de 3 a 4 cm de largo recubriendo las drusas.

Los tenores de azufre, apreciables a simple vista se consideraron superiores al 50% alcanzando en las guías o bolsones casi el 100 por ciento.

CERRO HUAYLE

UBICACIÓN

La mineralización se localiza en un cono emplazado al norte del volcán Tromen, del cual se halla separado por la laguna del mismo nombre, a una altura de 3.130 m sobre el nivel del mar. Fue objeto de explotación en pequeña escala.

LEYES Y RESERVAS

La ley fue estimada por Angelelli (1939) entre 30 y 40% y el recurso alcanza las 5.000 toneladas.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Las características geológicas del cerro Huaile son similares a las ya tratadas al considerar el depósito del volcán Tromen, estando constituido principalmente por basalto. En el área mineralizada la citada roca efusiva es muy porosa y se presenta completamente caolinizada y hasta con silicificación parcial.

La concentración de azufre, reconocida mediante varias labores, tiene un desarrollo de unos 40 m y un ancho de 20 metros. Se trata de un cuerpo con apariencia mantiforme, con una potencia de 2 m medida en el laboreo, el que se encuentra cubierto por hasta 2 m de material suelto. Su ley fue estimada por Angelelli (1939) entre 30 y 40 por ciento.

El azufre, de color amarillo limón y amarillo ámbar rojizo, se presenta como relleno de espacios libres, cavidades y grietas, preferentemente como nódulos de diferente tamaño. Es muy puro y la investigación en procura de arsénico, selenio y teluro dio resultados negativos, como en el caso del mineral del Tromen. De la apertura de un escarpe y un pozo, practicados durante la exploración, se extrajeron 4 t de mineral.

MINA HILDA MARY

UBICACIÓN

Esta propiedad minera se halla situada en la vertiente occidental del cerro Bayo, a una altura de 3.000 m s.n.m. al oeste de Chos Malal, en el departamento homónimo. Fue descripta por Angelelli *et al.* (1980).

LEYES Y RESERVAS

En el sector 1, emplazado en la base del cerro, el azufre presenta un color amarillo verdoso, es compacto y a veces nodular. En él se cubicaron 18.917 t de caliche, de ellas 5.678 t tendrían un carácter positivo probable y el resto posible. En el sector 2, sito en la parte superior de la elevación y localizado en la labor denominada cantera, el mineral acusa un color amarillo canario y un aspecto más cristalino. Se le observa finamente distribuido en la roca porosa. Los cálculos de reservas para esta área ascienden a 13.440 t de mineral positivo y 20.160 t de probable. La ley media del yacimiento ha sido estimada en 23%S alcanzando los recursos geológicos a 150.000 t (Méndez *et al.*, 1995).

El mineral de este yacimiento fue beneficiado en una planta instalada por Empresa Minera Chos Malal en Tricao Malal, la que en los años 1957-1963 registró una producción total de 1.136 t de azufre refinado.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El yacimiento se aloja en un ambiente volcánico del Cuaternario superior (Tilhuelitense) que ha sufrido procesos erosivos predominantemente glacifluviales.

Las unidades litológicas presentes en la mina, difícilmente discernibles debido a la cubierta detrítica, son dos: la inferior constituida por una brecha blanco amarillenta alterada, tobas estratificadas, lentes de tobas cineríticas y un toba andesítica grisácea y más compacta. Esta última unidad estaría separada de la otra por una discontinuidad que aparentemente coincide con los sectores mineralizados. La unidad superior consiste en una colada de andesita piroxénica que se extiende de norte a suroeste.

La depositación del azufre sigue una faja de dirección general noreste-suroeste, la cual correspondería a una o más fisuras y espacios abiertos y en parte como material de reemplazo.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1939. Los yacimientos de azufre del Volcán Tromen y del Cerro Huaille. Neuquén. *Servicio Nacional Minero-Geológico,* inédito

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arrospide. 1971. Yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Servicio Minero Nacional.*

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. Yacimientos no metalíferos y Rocas de aplicación de la región de Cuyo. *Subsecretaría de Estado de Minería. Servicio Minero Nacional.*

Méndez, V., J. C. Zanettini y E. O. Zappettini, 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales,* 3.



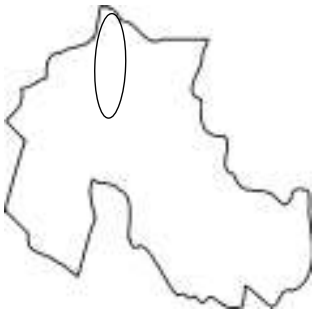
PLEISTOCENO-HOLOCENO:

Depósitos aluviales y coluviales

Depósitos de placer y sedimentos
Depósitos aluvionales auríferos de la Puna, Jujuy
Depósitos aluvionales estañíferos de la Puna, Jujuy
Zafiros aluvionales de la Puna, Jujuy
Aluviones auríferos del distrito Santa Victoria, Salta
Aluviones auríferos del Famatina, La Rioja
Aluviones auríferos Mogote del río Blanco, La Rioja
Depósitos aluvionales auríferos de San Luis
Yacimientos de arena silícea, San Luis
Aluviones auríferos del río Neuquén, Neuquén

Depósitos residuales y de alteración
Depósitos de ocre de Corral Amarillo, La Rioja

Zappettini, E. O. y S. J. Segal, 1999. Depósitos aluvionales auríferos de La Puna, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1841-1844, Buenos Aires.



DEPÓSITOS ALUVIONALES AURÍFEROS DE LA PUNA, JUJUY

Eduardo O. Zappettini[1] y Susana J. Segal[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El oro aluvional en la Puna jujeña se distribuye en las mismas regiones en los que se encuentran los yacimientos auríferos vetiformes. Los principales depósitos son los del distrito de la Sierra de Santa Catalina-Rinconada-Carahuasi y el de Olaroz.

El distrito de la Sierras de Santa Catalina-Rinconada-Carahuasi abarca una faja comprendida entre los 22º y 22º45' de latitud sur y los 66º y 66º30' de longitud oeste.

Los aluviones auríferos se distribuyen en ambos flancos de la sierra de la Rinconada, siendo particularmente ricos aquellos que se localizan aguas abajo de las vetas auríferas. Se destacan así los de Rinconada-El Cóndor y Santo Domingo, en el flanco oriental y Ajedrez, Orosmayo y Eureka en el occidental de la sierra (figura 1).

El yacimiento de Olaroz Chico se localiza en la falda oriental de la Sierra de Olaroz, 145 km al noroeste de San Antonio de los Cobres.

Leyes, reservas y producción

Los depósitos auríferos comenzaron a ser explotados por los jesuitas en el siglo XVII. Siguieron siendo trabajados de manera saltuaria por lugareños y en el presente siglo hubieron intentos de explotación mecanizada, en El Cóndor y en el río Orosmayo.

Según Wippern (1971) estadísticamente el contenido de oro en los sedimentos de 0,5 a 3 g por metro cúbico. Respecto de la producción no hay datos fidedignos o inventario minero detallado. Según Angelelli (1950) la producción del principal aluvión explotado, mina El Cóndor, fue de 150 kg para el período 1918-1935 y 7 kg para 1939.

Los volúmenes de los depósitos aluviales individuales son en general inferiores a 1 Mt y el de los depósitos eluviales inferior a 0,3 Mt.

Los valores de fineza del oro aluvional de Rinconada varía entre 940 y 960/1.000.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Estratigrafía

La sierra de Santa Catalina-Rinconada-Carahuasi está constituida por sedimentitas ordovícicas leptometamorfizadas, cubiertas en su flanco occidental por sedimentitas terciarias (Formación Peña Colorada) y limitada, al oeste del río Orosmayo, por volcanitas cenozoicas.

Se destacan por su importancia metalogenética conglomerados terciarios que constituyen parte de la secuencia superior de la Formación Peñas Coloradas y corresponderían a un nivel de erosión del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Esta unidad, constituida por sedimentos rojos contiene hacia el techo una intercalación de conglomerados clastos de rocas ordovícicas de tonalidades verdosas, localmente teñidos de rojo a consecuencia de las arcillas presentes en la matriz (Chayle, 1994). Los conglomerados son compactos y están cementados por óxidos de hierro y manganeso; su espesor no supera los 30 metros.

Los depósitos aluviales auríferos tienen edades cuaternarias. Entre estos depósitos se reconocen aluviones antiguos, correspondientes a cauces disectados por el fractu-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*



Figura 1. Aluviones auríferos de la Puna jujeña (de Chayle, 1994).

ramiento regional reciente, integrados por conglomerados y arenas finas intercaladas con abundantes clastos de lutitas y cuarcitas ordovícicas con cuarzo subordinado. Los aluviones modernos constituyen depósitos arenosos dispuestos como conos de deyección, con sedimentación de tipo torrencial y fluvial.

En áreas con aportes de material volcánico son comunes los niveles tobáceos intercalados.

Mineralogía

La fracción de minerales pesados de los aluviones auríferos contienen pirita hematitizada, magnetita, «limonitas», granate, corindón, escasa turmalina, monacita y oro.

Se estudiaron granos de oro de aluviones por medio de microsonda electrónica.

Las partículas de oro (*nuggets*) con forma esférica exhiben bordes enriquecidos en oro en dos zonas de aproximadamente 20 µ de espesor. El interior de uno de los granos mostró una composición de Au del 92,6 al 96,9% (con 7.4 a 3,1% de plata) mientras que un borde (*rim*) visible señaló un 98,7 a 98,8% de Au . El análisis de un grano con borde no visible exhibió una composición de 93,9 a 94,1% de Au (Segal *et al.*, 1997).

Algunas partículas de oro contienen pequeñas inclusiones de 1 a 10 µ de óxidos de hierro. Son comunes las inclusiones de cuarzo que evidencian como fuente la erosión de vetas de cuarzo aurífero. De hecho, es común la presencia de pepitas de oro de hasta 20 g en el material eluvial en las cercanías de depósitos vetiformes.

Se han extraído pepas de oro de hasta 10 kg, y en la década del noventa se han hallado muestras de hasta 500 gramos.

En sectores hay casiterita, cuya procedencia se vincula con la erosión de mineralizaciones estañíferas. Tal es el caso del río Orosmayo, donde la casiterita es aportada por el río Pircas.

PRINCIPALES DEPÓSITOS

DISTRITO SANTA CATALINA

El área se localiza en 70 km al oeste de La Quiaca, y comprende el centro poblado Santa Catalina.

Los placeres se localizan en las proximidades de los depósitos vetiformes primarios de la región: El Torno, Oratorio, Timón Cruz, Azules, Pucará Chico y Puyita.

Las explotaciones se remontan a la época de los incas y posteriormente a los españoles y jesuitas.

Los depósitos fueron estudiados por Aspilcueta y Salaberry (1964), por la Dirección de Minería de la Provincia de Jujuy y por la Dirección General de Fabricaciones Militares (Wippern, 1974).

Las leyes son muy variables. En las proximidades de Mina Azules se determinó un contenido de 0,958 g por tonelada. En general todos los placeres individuales son de volumen reducido.

La sierra de Santa Catalina está constituida por una sucesión de areniscas y pelitas leptometamorfizadas de edad ordovícica, plegadas y afectadas por fallamiento meridional, en parte cubiertas por sedimentitas continentales cretácicas (Formación Pirgua) y terciarias (Formación Peña Colorada). El fallamiento ha originado grandes depresiones en las que se desarrollaron valles longitudinales, entre los cuales está el valle del río Santa Catalina, con sedimentación aluvial que contiene los placeres auríferos. Los depósitos de Santa Catalina se pueden agrupar en tres tipo fundamentales: depósitos en terrazas altas, depósitos de terras bajas y depósitos en los cursos activos actuales.

La mineralización de oro, distribuida en todos los arroyos y quebradas que forman la cuenca del río, se constituye por pequeñas escamas, chispas y hasta pepitas, y tiene color amarillo intenso a amarilllo rojizo. La acompaña en la fracción de minerales pesados, por magnetita, hematita, limonita, pirita, ilmenita y, cerca de los depósitos primarios, hay escasas esfalerita, galena y antimonita (Aspilcueta y Salaberry, 1964).

EL CÓNDOR

La mina Cóndor localizada 4 km al norte de Rinconada, corresponde a un depósito de bajada. Posee una longitud reconocida de 3 km y el espesor aluvial varía desde los 18 m en la parte distal hasta 60 m en su sector medio, para disminuir a 20 m en su parte distal. El ancho del cauce es cercano a 40 m en su parte más estrecha y de 700 m en la zona de llanura (Daroca, 1978). Comprende un paleocanal que, delimitado por métodos geofísicos fue cubicado en 40.000.000 metros cúbicos.

Fue explotado en la parte superior de la quebrada en dos niveles de galerías (Angelelli, 1984). En la sección inferior de la quebrada se tienen los trabajos de la Compañía Aurífera Jujeña S.R.L. que trabajó el yacimiento entre 1939 y 1940, mediante galerías y un pique central de extracción.

La secuencia aluvial se asienta en sedimentitas ordovícicas. Inmediatamente encima de éstas se encuentra un primer nivel conglomerádico aurífero denominado Llampo Inferior, con una potencia de 2 metros. Los contenidos en oro en este nivel, según González Stegman (1941) alcanzaron entre 20 y 70 g/t y se encontraron pepas de hasta 72 gramos.

Por encima de la secuencia areno-conglomerádica que sigue se dispone un nivel de arcilla tufítica color blanco en partes grisáceo, con una potencia media de 7 metros. Sobre estas tobas se dispone un segundo nivel conglomerádico aurífero (Llampo Superior) con leyes menores de oro y una potencia de 0,5 metros. Siguen niveles arenosos y conglomerádicos pobres en oro.

El nivel superficial del aluvio está localmente enriquecido en oro por efecto de remoción de material arenoso, constituyendo así un depósito eluvial, denominado localmente aventadero, con espesores de 0,2 m y leyes de hasta 2 g/t, que es el que explotan artesanalmente los lugareños.

Los estudios realizados por la Dirección General de Fabricaciones Militares consistieron en geofísica (polarización inducida, resistividad, magnetometría y sísmica), así como piques que atraviesan la secuencia aluvial hasta el *bed rock*.

Los trabajos mineros se realizaron a partir de 1974 y los análisis de laboratorio dieron valores de oro en la fracción magnética de hasta 0,36 g/t y en la fracción no magnética de hasta 455 g/t (Wippern, 1971).

OROSMAYO

Los aluviones se localizan en el área de la escuela de Orosmayo, en el camino que une el abra de Fundiciones con Mina Pirquitas.

El origen del oro es el cuarzo aurífero de la mina Farillón, una de las más ricas de la sierra (Wippern, 1974).

En la quebrada entre las minas Farillón y el río Orosmayo hay numerosas labores, consistente en piques de hasta 12 m de profundidad que se continúan en galerías que seguían el lampo sobre el *bed rock*. En la zona de Orosmayo operó a principios de siglo una draga.

El contenido en oro de los aluviones es variable, alcanzando en la zona del llampo a 1g por metro cúbico. Se han encontrado pepitas de hasta 20 g, en las cercanías de la veta Farillón. Acompaña al oro magnetita, escasa casiterita, granate y corindón.

EUREKA

El aluvión cupro-aurífero se localiza a 30 km al oeste de Santa Catalina, sobre el flanco occidental de la sierra de Rinconada. Entre otros se cuenta con los estudios de Ahlfeld (1948), Angelelli (1950), Rius y Wleklinski (1953) y Estudios y Servicios de Geología y Minería S.R.L. (1980).

Rius y Wleklinski (1953) estiman una potencia media de 0,25 m son una ley de 2,3% de Cu en superficie y 3,1 % en las labores subterráneas. El porcentaje de Fe, que en parte cementa al conglomerado es de 3,2 por ciento.

El muestreo efectuado por Estudios y Servicios de Geología y Minería S.R.L. (1980) arrojó valores puntuales y bajos de oro y contenidos en cobre de hasta 1,10 % para potencias entre 0,6 y 2,0 metros.

Las explotaciones corresponden a dos épocas. En la primera se trabajó a cielo abierto y data posiblemente de la época jesuítica. La segunda corresponde a los trabajos de la Compañía ADA que, entre 1885 y 1908 explotó este depósitos así como otros yacimientos auríferos de la región. De esta época datan un socavón (nivel 40) del que parten gran cantidad de galerías y un pique de 72 m anegado.

En discordancia sobre areniscas y pelitas de la Formación Acoyte, de edad ordovícica, se disponen sedimentitas continentales terciarias, al que sobreyace el depósito aluvional que contiene la mineralización cupro-aurífera y que tiene edad pleistocena.

Los niveles mineralizados presentan rumbo N15° a 20° e inclinación 20° a 25° O y constituyen un horizonte bastante constante de 1 a 2 m de potencia, acompañados por bancos irregulares y discontinuos de conglomerado mediano a fino. Jencks (1914) indica un conglomerado inferior portador de otro llampo aurífero. Rius y Wleklinski (1953) indican para la mineralziación de cobre, de acuerdo con el mapeo de afloramientos la presencia de cuatro horizontes con desniveles de 40 m entre sí.

La mineralización de los conglomerados, muy irregular, está formada en superficie por crisocola, algo de malaquita, cuprita y chispas de cobre nativo. En las labores del nivel 40 aumenta la proporción de cuprita y cobre nativo a los que se asocian calcosina, tenorita y azurita. El oro, escaso, constituye láminas y chispas, estas últimas con dimensiones de 20 micrones. En cuanto a su génesis se considera que el cobre se vincula con fuentes termales distales, en tanto el oro constituye parte de un paleoplacer de ríos anastomosados.

MODELO GENÉTICO

Los depósitos aluvionales auríferos y estañíferos se han generado en un área orogénicamente activa a lo largo del

Cuaternario y su localización está estrechamente vinculada con la presencia de mineralizaciones primarias de Au y Sn vetiformes respectivamente. Debe destacarse la presencia en los distritos auríferos de conglomerados terciarios, portadores de oro en proporciones no económicas que representarían una primera etapa de concentración, y de cuya erosión se habrían generado los actuales depósitos. Similar esquema es válido para la preconcentración de aluviones estañíferos.

BIBLIOGRAFÍA

Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy. Publicación N° 455, 1ª parte. *Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Tucumán.*

Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. *Instituto Nacional de Investigaciones Científicas Geológicas, Revista,* 2. Buenos Aires.

Aspilcueta, J. y C. A. Salaberry, 1964. Prospección aluvional en la cuenca del río Santa Catalina, departamento Santa Catalina, provincia de Jujuy. *Carpeta 547. Biblioteca SEGEMAR,* Buenos Aires.

Chayle, W., 1994. Consideraciones del oro aluvional en la Puna Jujeña. *Encuentro Internacional de Minería, Actas,* 1: 106-109. Buenos Aires.

Daroca, 1978. Informe final del Area de Reserva N° 3 -Rinconada- Provincia de Jujuy. *Dirección General de Fabricaciones Militares. Carpeta N° 601. Biblioteca SEGEMAR,* Buenos Aires.

González Stegman, E., 1941. El yacimiento aluvional de oro en la Mina El Cóndor, departamento Rinconada, provincia de Jujuy. *Dirección de Minas y Geología.*

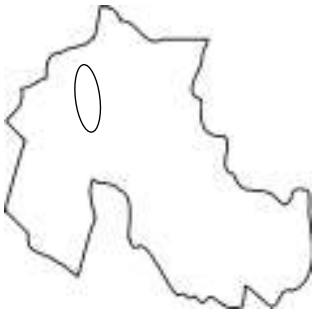
Jencks, A., 1914. Informes sobre los yacimientos de la Provincia de Jujuy. Archivo General de la Provincia de Jujuy. *Copia en Dirección Nacional de Minería.* Buenos Aires.

Rius, J. y E. Wleklinski, 1953. Informe sobre el yacimiento cuprífero de la Mina Eureka, departamento Santa Catalina, provincia de Jujuy. *Dirección General de Fabricaciones Militares. Biblioteca SEGEMAR,* Buenos Aires.

Segal, S. J., E. O. Zappettini y J. R. Craig, 1997. Metalogénesis del oro de la Sierra de Rinconada, Provincia de Jujuy. *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR., Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales,* 2: 5-31. Buenos Aires

Wippern, J., 1971. Investigaciones de yacimientos en la zona de las viejas explotaciones auríferas en los departamentos de Santa Catalina y Rinconada, provincia de Jujuy. GAMA, Inédito. *Biblioteca SEGEMAR,* Buenos Aires.

Zappettini, E. O., 1999. Depósitos aluviales estañíferos de La Puna, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1845-1846, Buenos Aires.



DEPÓSITOS ALUVIONALES ESTAÑÍFEROS DE LA PUNA, JUJUY

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Los depósitos aluvionales estaníferos se concentran en dos sectores, en el río Pircas y en las quebradas del área Caucani-Solterío.

GRUPO PIRQUITAS-SAN MARCOS

Ubicación

Los aluviones auro-estañíferos de Pirquitas-San Marcos se sitúan en los ríos Pircas y Orosmayo.

Sobre areniscas terciarias se apoyan sedimentos plioceno-pleistocenos que constituyen terrazas conglomerádicas en la margen derecha del río Pircas.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Los antecedentes de explotación de los aluviones en la región se remontan a los realizados por los españoles en las arenas auríferas del río Orosmayo. A principios de siglo dos compañías La Primera y la Segunda de Orosmayo intentaron explotaciones a gran escala con dragas pero fracasaron.

Entre 1933 y 1949 la Sociedad Minera Pirquitas, Pichetti y Cía explotó el aluvión de Pircas.

Leyes, reservas y producción

La producción de estaño aluvional del sector Pircas alcanzó para ese período un total de 15.841 t con ley de 60% de Sn., quedando aún 415 t de concentrados como reservas. El llampo explotado tenía una ley de 7 kg/t al oeste del cerro Galán; entre éste y Ajedrez la ley disminuía a 1-3 kg por metro cúbico.

En el sector San Marcos, con una ley media de 0,268 kg/m^3 de Sn. El volumen total del llampo alcanza las 2,2 Mt (De la Iglesia, 1961), con lo que el contenido en Sn metálico alcanza a 0,59 Mt. Con referencia al contenido en oro se obtuvo una ley media de 0,013 g por metro cúbico.

Entre el cerro Galán y el arroyo Piedras Blancas, el aluvión del río Orosmayo fue investigado por Rayces (1954) quien definió un llampo de 1 m, cubicando 1.164.000 m^3 con 180 g/m^3 de Sn y 143 mg/m^3 de Au.

Geología y morfología

El perfil general del sector Pircas (Sgrosso, 1935) se inicia con sedimentos compactos ferruginosos portadores de rodados de casiterita y oro, con un espesor medio de 0,5-0,7 m, apoyado sobre areniscas terciarias, a su vez cubierto por un conglomerado calcáreo de hasta 0,5 m de potencia al que sigue una capa de rodados de sedimentitas ordovícicas y de dacita, material arenoso y ceniza volcánica de hasta 4 metros.

El sector San Marcos, que comprende las minas Roma, Londres, Varsovia, Buenos Aires y Argentina, fue investigado por De la Iglesia (1961). El aluvión antiguo portador de casiterita es de edad pleistocena. La destrucción del mismo y el producto de acarreo originó el aluvión moderno.

El depósito aluvional mineralizado posee espesor variable, de hasta 4 m, con un espesor medio de 3,27 m para el aluvión y de 1,5 m para el llampo. El estéril suprayacente alcanza los 8 metros.

Tanto el estéril como el llampo están constituidos por arena fina a grava gruesa, predominando clastos líticos pro-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

venientes de sedimentitas ordovícicas. Hay, además, clastos de volcanitas terciarias y cuarzo. El material tamaño arena es cuarzoso, rico en micas.

MINERALOGÍA

Los aluviones contienen rodados de casiterita microcristalina acompañada por cuarzo, de coloración amarillo clara a pardo oscura y negra. Estos clastos tienen entre 1 mm y 20 cm de diámetro, siendo el tamaño más abundante los de 25 milímetros. Contienen hasta 182 g/t de Ag (Sgrosso, 1935).

La casiterita proviene de Mina Pirquitas. El oro nativo asociado proviene de la destrucción de las vetas auríferas de la sierra de Covalonga.

SECTOR CAUCANI

UBICACIÓN

Los aluviones y eluviones estañíferos se localizan en todas las quebradas que bajan de los cerros Caucani y Solterío y que incluyen las quebradas Cerro Negro, Tugle y Ciénaga Grande, 15 km al oeste del cerro Granadas. Se accede a partir del camino que une el abra de Fundiciones con Pululus.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Los depósitos fueron explotados en la década del cuarenta por la empresa Bach y Cía. La producción alcanzó 1 t mensual de un concentrado con el 70% de Sn. Se cuenta con descripciones de Ahlfeld (1948).

GEOLOGÍA Y MORFOLOGÍA

Los aluviones de la región están constituidos esencialmente por rodados y arenas con clastos dacíticos. En ellos se presenta el llampo portador de casiterita (estaño madera), que se presenta de color marrón oscuro a negro, con estructura arriñonada. En el río Tugle alcanza a pesar 100 g y está acompañada por granate, hematita y, ocasionalmente, oro. También se ha reconocido calcedonia y ópalo.

El aluvión explotado del cerro Negro tiene una longitud de 4 km y un ancho variable de 50 a 200 metros. El espesor varía entre 1 y 8 metros.

BIBLIOGRAFÍA

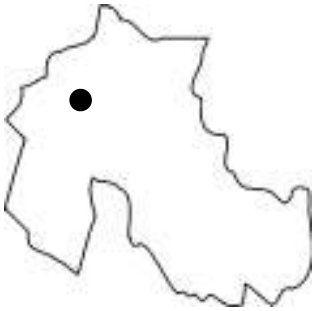
Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy. Publicación N° 455, 1ª parte. *Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Tucumán.*

De la Iglesia, H., 1961. Estudio y exploración del aluvión auroestannífero de cerro Galán, departamento Rinconada, provincia de Jujuy. *Carpeta 451. Biblioteca SEGEMAR,* Buenos Aires.

Rayces, E. C., 1954. Informe sobre el aluvión auroestannífero de la zona de río Orosmayo, departamento Rinconada, Jujuy. *Informe privado.*

Sgrosso, P., 1935. Los yacimientos aluvionales de estaño del departamento Rinconada, provincia de Jujuy. *Dirección de Minería y Geología, Publicación,* 110. Buenos Aires.

Zappettini, E. O., 1999. Zafiros aluvionales de la Puna, Jujuy. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1847-1849, Buenos Aires.



ZAFIROS ALUVIONALES DE LA PUNA, JUJUY

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Se ha identificado la presencia de zafiros en depósitos aluviales en los alrededores del cerro Granadas, al oeste de la sierra de la Rinconada, en el extremo noroeste de la República Argentina. Se accede por la ruta que conecta Abra Pampa con la mina Pirquitas. Las coordenadas medias del sector son 22°30' de latitud sur y 66°30' de longitud oeste (figura 1).

No se ha realizado la exploración detallada de los depósitos aún cuando en los sitios de muestreo se ha constatado que la concentración hallada sobrepasa los 10 gramos por metro cúbico. Teniendo en consideración la extensión del vulcanismo responsable del transporte de los zafiros a la superficie, se estima que se tienen todas las condiciones favorables para el descubrimiento de depósitos económicamente rentables de zafiros de calidad gema en la Puna.

HISTORIA DEL HALLAZGO

El hallazgo de zafiros en sedimentos aluviales de la Puna Jujeña fue realizado en 1991 con motivo de la exploración de aluviones auríferos. Las primeras determinaciones por difractometría de rayos X las efectuó O. Morello (CNEA) y su existencia fue comunicada por Zappettini y Segal (1994). Otros hallazgos posteriores fueron comunicados en Brodtkorb y Gay (1995). Los estudios efectuados sobre el material colectado fueron sintetizados por Zappettini *et al.* (1997).

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología de la comarca está integrada por un basamento ordovícico sedimentario que aloja una mineralización vetiforme aurífera y sobre el que se apoya una secuencia volcanosedimentaria terciaria a su vez cubierta por un importante conjunto de coladas andesítico-dacíticas con intercalaciones ignimbríticas, a las que se asocian domos dacíticos y riolíticos. La erosión de las unidades anteriores dio lugar a la formación de importantes depósitos aluviales (figura 1).

Morfología de los depósitos

Las manifestaciones reconocidas son del tipo aluvional. Los cristales de zafiro se presentan en sedimentos constituidos por cuarzo, litoclastos de sedimentitas y volcanitas. Como minerales accesorios hay, además de corindón, oro, hercinita, granates, magnetita, pirita hematitizada, monacita y circón.

Por su densidad, los zafiros se concentran en niveles ricos en minerales pesados y suele acompañar al llampo aurífero.

Mineralogía

Los cristales de corindón y zafiros se presentan en los sedimentos con escaso redondeamiento y dimensiones entre 0,5 mm y hasta 1 centímetro.

Los colores observados varían entre incoloro y azul. Son frecuentes los cristales con zonación según el eje c, con alternancia de bandas de diferentes tonalidades, así como hay secciones en las que la distribución de colores es irregular. Hay variedades menos comunes de color rosado.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR.*

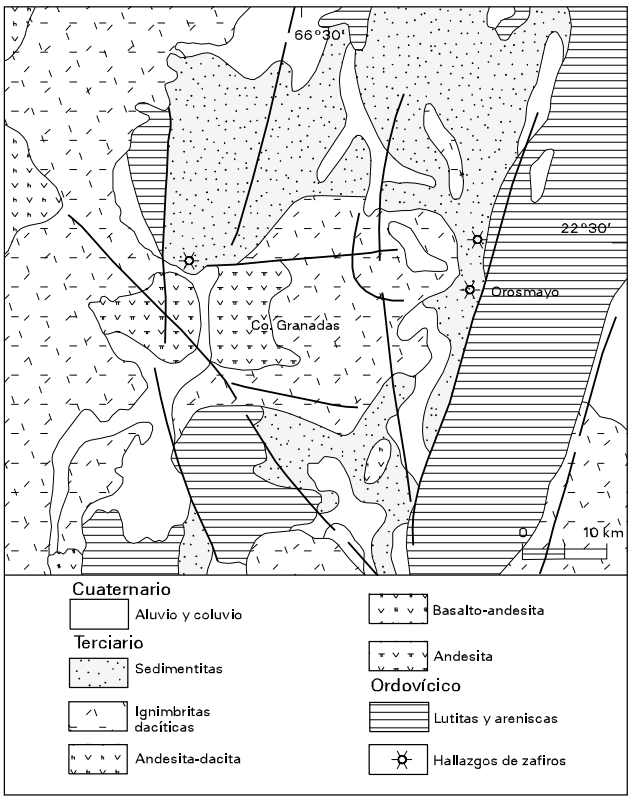


Figura 1. Ubicación y geología de depósitos aluviales con zafiros en la Puna jujeña.

Desde un punto de vista cristalográfico las formas más frecuentes son las romboédricas, dominantes en los cristales de menor dimensión. Otros tipos corresponden al prisma de primer orden asociado al pinacoide, con la típica forma de tonel. En los cristales más elongados el prisma de primer orden se asocia a la pirámide. Son comunes las formas de crecimiento constituidas por la asociación de caras basales y del romboedro.

El estudio de la superficie de los cristales permitió identificar texturas de corrosión a alta temperatura y la formación de bordes de reacción constituidos por hercinita magnesífera. Hay también texturas producidas por abrasión mecánica.

Inclusiones

El análisis de las inclusiones en corindón y zafiro permitió identificar los siguientes tipos: monofásicas (sólidas, líquidas y vapor), bifásicas (líquido-vapor) y trifásicas (líquido 1-líquido 2-vapor).

Las inclusiones primarias muestran formas cristalinas negativas y comprenden fases líquidas constituidas por H_2O y CO_2. Se disponen siguiendo las bandas de crecimiento de los cristales según los planos del prisma. Hay escasas inclusiones primarias monofásicas de CO_2. Las inclusiones secundarias orientadas según los planos de partición, paralelos al pinacoide, contienen una fase líquida acuosa y una fase vapor, esta última a veces ausente.

Las inclusiones monofásicas sólidas corresponden a una variada mineralogía, definida por la presencia de óxidos simples y complejos. Su estudio mediante lupa binocular, microscopio electrónico de barrido y análisis químicas semicuantitativos mediante EDAX, permitió identificar la presencia de rutilo acicular, magnetita rica en Al y Ti, pirocloro y probable columbita. Se determinaron también cristales de albita e inclusiones epigenéticas de micas (daumorita ?).

Quimismo

Se realizó el análisis por microsonda electrónica (Universidad de Bochum) de cristales de corindón, espinelo y granate.

El corindón presenta contenidos variables en Fe y Ti que alcanzan en la variedad zafiro un promedio de FeO = 0,17% y TO2 = 0,40%. Constituyen los elementos traza dominantes que acompañan en la estructura al Al_2O_3 y son responsables de la coloración azul. Se detectó también V_2O_3 (0,06%), Ga_2O_3 (0,05%), GeO_2 (0,04%), Cr_2O_3 (0,04%), SnO_2 (0,02%) y MnO (0,01%).

Los tenores en Cr y V son los responsables de la coloración rosada de algunas muestras. La variedad de cationes identificada permite esperar asimismo el hallazgo en la región de otros colores tales como azul-violeta (Fe/Ti+V), verde a azul verdoso (Cr+Ti), incolora a amarillenta (Ti) y roja (Cr+V).

La hercinita fue corroborada por microsonda electrónica y tiene contenidos variables en Mg, definidos por números mg=Mg/Mg+Fe variables entre 0,26 y 0,35. El Mg sustituye en la estructura al Fe. Entre los elementos menores se detectaron Mn, Ti, Cr, Si y Ca, en concentraciones menores al 0,47%.

El análisis de cristales de granate asociados a los minerales anteriores permitió identificar dos poblaciones, una con predominio de la molécula spessartita y otra con predominio de almandino más piropo. Esto indica diversidad en las fuentes de aporte, la primera probablemente de origen metasomático y la segunda vinculada con asociaciones metamórficas de alto grado.

MODELO GENÉTICO

La génesis de corindón y zafiro puede responder a diferentes procesos, que fueron sintetizados por Oakes *et al.* (1996) y que básicamente responden a dos esquemas: metamorfismo en niveles profundos de la corteza y cristalización en venas pegmatíticas o de fundidos ricos en elementos incompatibles a nivel de la corteza media.

Con el fin de establecer el modelo genético para los corindones y zafiros de la Puna se consideran esenciales los siguientes aspectos:

1. Los zafiros presentan contenidos en elementos traza similares a los de los zafiros cinculados con centros volcánicos del sudeste asiático y de Australia.

2. Contienen inclusiones de óxidos complejos (Nb-Ta), de feldespato alcalino y de CO_2.

3. Están asociados a hercinita y granates de diversa composición.

4. Muestran superficies de corrosión y de reacción química originadas por desequilibrio con el medio de transporte, constituyendo la hercinita el producto de la reacción del corindón con ese medio.

5. En el ámbito de la Puna se ha reconocido la presencia de corindón, zafiro y espinelos en lamprófiros asociados a un magmatismo alcalino en el área de Cobres. Este ciclo alcalino está constituido principalmente por un lacolito compuesto granítico-sienítico, pegmatitas complejas, bostonitas, espessartitas, tefritas nefelínicas y carbonatitas (Zappettini, 1989). Lamprófiros portadores de zafiros como los identificados son conocidos en Estados Unidos de América (Clabaugh, 1952).

6. Hay xenolitos de metamorfitas de medio a alto grado y de rocas básicas que se encuentran en vulcanitas cenozoicas y como rodados en material aluvial, provenientes de la destrucción de aquellas. En su composición mineralógica participan localmente granates (almandino-piropo), espinelos y sillimanita.

Los elementos antes mencionados permiten establecer similitudes con rasgos que definen los modelos genéticos para los yacimientos del sudeste asiático y de Australia. Para estos se han propuesto dos orígenes alternativos: cristalización directa a alta presión a partir de un magma basáltico (fenocristales) o bien incorporación accidental por el magma al momento de las erupciones (xenocristales). Las evidencias químicas, mineralógicas y aspectos petrogenéticos, analizados por Guo *et al*. (1996) refuerzan la segunda hipótesis. Para estos autores el mecanismo de formación implicaría la interacción de un magma granítico-sienítico y un magma carbonatítico vinculados o no, en un régimen de rift intraontinental y un episodio magmático posterior volcánico que arrastró a la superficie corindón como xenocristales.

Las evidencias antes consignadas en la Puna son significativamente equivalentes a las antes mencionadas. Se ha demostrado la presencia de un magmatismo mixto granítico-sienítico y carbonatítico, al que se asocian lamprófiros portadores de corindón y zafiro. Este conjunto se vincula con un período de rifting desarrollado durante el Cretácico inferior (140-110 Ma).

Durante el Cenozoico tuvo lugar una actividad volcánica vinculada con la subducción de la placa pacífica, representada por secuencias volcánicas y volcaniclásticas que arrastraron en su ascenso por la corteza xenolitos característicos de la corteza media. Un mecanismo similar se propone para la captura y ascenso del corindón y zafiro formados en el ciclo magmático anterior e incorporados como xenocristales. Este mecanismo está avalado por la corrosión observada en los cristales y por los bordes de reacción antes descriptos. En este modelo tanto el corindón como el zafiro y la hercinita no estarían vinculados genéticamente con los xenolitos. Los granates, en tanto, tienen una composición que indica una fuente de aporte incompatible con la de la asociación corindón-hercinita y vinculable con la de los xenolitos.

Finalmente, en relación con la génesis descripta para los zafiros, se puede prever su hallazgo en los siguientes ambientes: 1) depósitos aluviales con aporte de materiales volcánicos cenozoicos, 2) flujos piroclásticos, 3) depósitos piroclásticos de intracaldera. En este modelo algunas coladas lávicas pueden excepcionalmente constituir unidades prospectivas.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, M. K. de y H. Gay, 1994. Las especies minerales de la República Argentina. Anexo 1981-1994. Publicación Nº 4: 110 páginas.

Clabaugh, S., 1952. Corundum deposits of Montana. *Geological Survey Bulletin,* 983, Washington.

Guo, J., O'Reilly y W. Griffin, 1996. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma. *Contrib. Mineral. Petrol*., 122: 368-386.

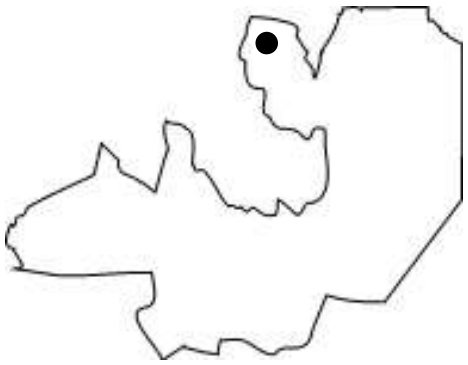
Oakes, G., L. Barron y S. Lishmund, 1996. Alkali basalts and associated volcaniclastic rocks as a source of sapphire in eastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43: 289-298.

Zappettini, E. O., 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. *Universidad de Buenos Aires, Tésis doctoral inédita.*

Zappettini, E. O. y S. Segal, 1994. The Rinconada Gold District. *The 9th. Symposium of International Association on the genesis of ore deposits. Abstracts* 1.

Zappettini, E. Mutti, D. y H. J. Bernhardt, 1997. Génesis de zafiro y hercinita de la Puna Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno.* Antofagasta.

Argañaraz, P. y A. L. Castillo., 1999. Aluviones auríferos del distrito Santa Victoria, Salta. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1851-1854, Buenos Aires.



ALUVIONES AURÍFEROS DEL DISTRITO SANTA VICTORIA, SALTA

Pedro Argañaraz[1] y Alfredo L. Castillo[1,2]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El distrito minero Santa Victoria se localiza al norte de la provincia de Salta. La unidad orográfica principal la constituye la sierra de Santa Victoria que forma la base para la articulación de la red de avenamiento. Esta unidad está orientada de noreste a sudoeste, siendo su altitud principal el cerro Negro con 5.029 m s.n.m.; le siguen los cerros Morado con 4.876 m s.n.m., Campanario con 4.730 m s.n.m. y Sayano con 4.990 m sobre el nivel del mar.

La red de drenaje destaca al río Santa Victoria, que tiene sus cabeceras 16 km al sur del cerro Negro, en su curso superior, al sur de Tres Lagunas. Posee dirección norte-sur, y se denomina Bajada Grande, recibiendo varios afluentes entre ellos los ríos Tarija Huaico, Yaquispala, Hornillos, Blanco y la Huerta (el tributario más caudaloso); en su tramo medio tributa el río Pucará o Santa Cruz, para adosarse luego con el Santa Rosa formando el río Condado y descargando sus aguas finalmente en el Bermejo.

Las quebradas de Vizcachani, Minas y otras ubicadas al norte y oeste de la zona, drenan hacia el Norte y pertenecen a la cuenca del río Pilcomayo.

ANTECEDENTES

Los estudios regionales y locales comprenden los trabajos de Turner (1960), Argañaraz *et al.* (1991,1994), Sureda *et al.* (1986, 1991), Raskovsky y Castillo (1990) y Castillo *et al.* (1996).

En esta última década, han ocupado especial atención las manifestaciones secundarias de oro emplazadas en el distrito minero Santa Victoria, tales como los depósitos aluvionales de Vizcachani-Minas, Pucará, Condado y Toldos.

PROPIETARIO

Las coberturas legales en los aluviones se concretaron mediante establecimientos fijos que delimitan los sectores de exploración por parte de la Casualidad S.A., empresa del Estado Provincial.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área que comprende los aluviones auríferos se encuentra comprendida en la Provincia Geológica Cordillera Oriental, sector nororiental. En la figura 1 se destacan las unidades litoestratigráficas y las principales estructuras vinculadas con los depósitos minerales de la zona.

Las investigaciones realizadas señalan la ocurrencia de mineralizaciones de plomo-plata-cinc, cobre, hierro y oro en ganga de cuarzo y baritina, en lutitas, areniscas cuarzosas, grauvacas y cuarcitas, correspondientes a la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Eocámbrico), al Grupo Mesón (Cámbrico inferior) y al Grupo Santa Victoria, Formación Santa Rosita (Ordovícico inferior).

Los rasgos geomorfológicos más destacados corresponden a la actividad glaciaria, la cual logró el desarrollo de circos glaciarios y depósitos morénicos en las nacientes de la red de drenaje de la región.

Los efectos de la tectónica andina obliteran los rasgos estructurales previos e imprimen a la región un estilo de plegamientos y sobrecorrimientos de bajo ángulo, de rum-

[1] *Secretaría de Minería, Industria y Recursos Energéticos.*

2 Universidad Nacional de Salta.

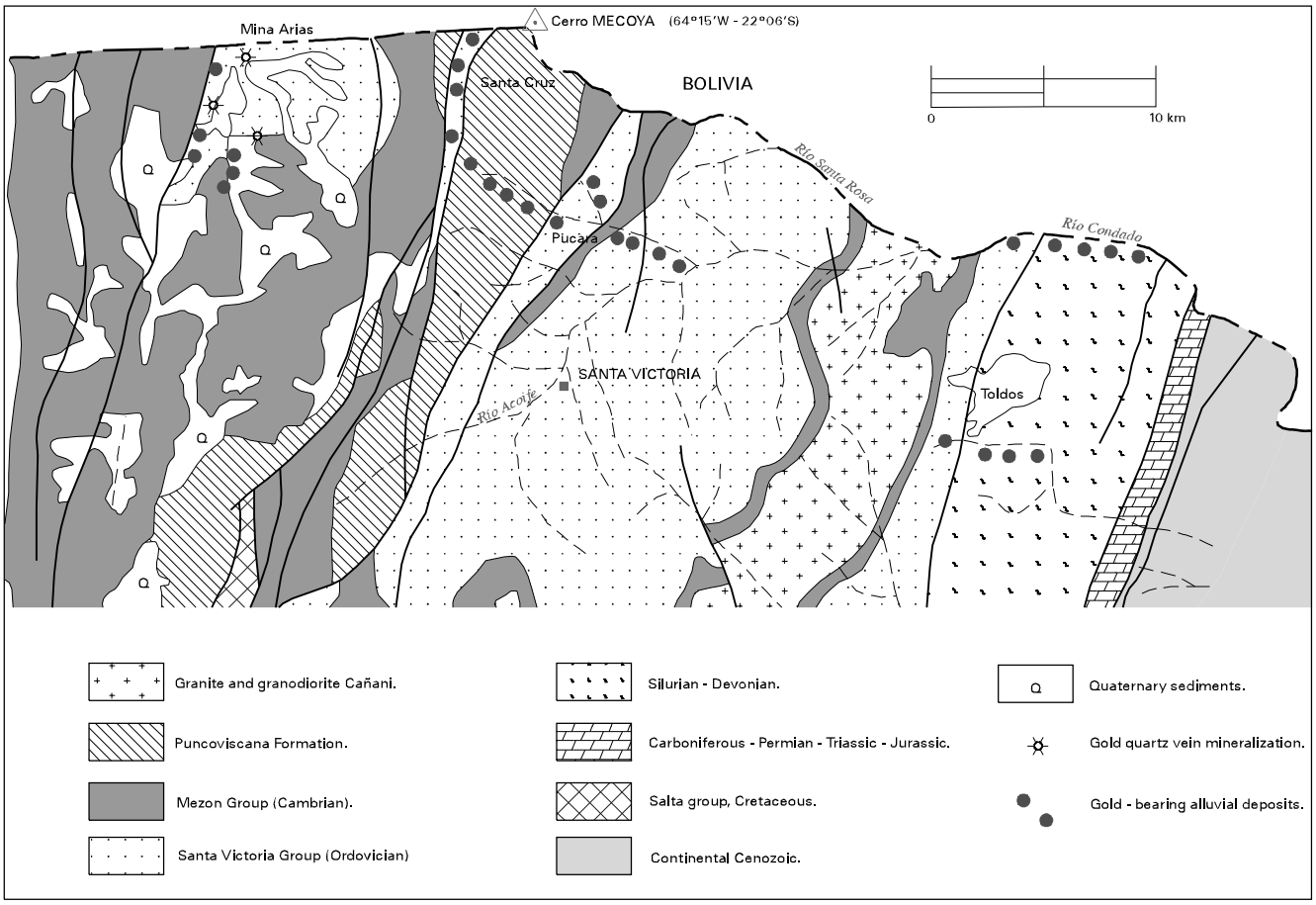


Figura 1. Unidades litoestratigráficas y mineralización de la zona en estudio.

bo submeridiano y vergencia oriental, con eventual desarrollo de abanicos imbricados y fallas lístricas de alivio, cuyos planos inclinan al este (Fernández Garrasino, 1985). Los alóctonos y subalóctonos resultantes probablemente aprovecharon superficies de discontinuidad primarias labradas en el basamento o en la cobertura paleozoica inferior o bien ocuparon los planos de antiguas fallas.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

En el distrito Santa Victoria los aluviones son del Cuaternario temprano y se identifican con depósitos de flujos densos de rápida acumulación; en su marco geológico se vinculan espacialmente con unidades geológicas del Precámbrico-Eocámbrico y del Paleozoico inferior afectadas por venas de cuarzo con oligisto, pirita y calcopirita esenciales, en áreas donde los procesos neotectónicos son bien manifiestos.

Los aluviones auríferos más importantes desde el punto de vista económico comprenden los aluviones de Vizcachani-Minas, al noreste del departamento Santa Victoria, al sur de la mina Arias en el límite con Bolivia, y el aluvión de Pucará, sector central septentrional de dicho departamento, al sur de Santa Cruz. Como aluviones menores se reconocen los de Condado y Los Toldos.

SECTOR VIZCACHANI-MINAS

En la zona de Vizcachani-Minas se han determinado anomalías de oro aluvional desde las nacientes de la quebrada Honda hasta el límite con Bolivia. De acuerdo con sus características geomorfológicas, para las tareas exploratorias ha sido dividida en cuatro cuerpos.

Se denomina Cuerpo 1 al sector ubicado en el extremo sur de la zona, en la margen derecha del arroyo Minas y corresponde al sector de antiguas labores.

El cuerpo 2 se ubica al frente del cuerpo 1 y el Cuerpo 3 en el extremo norte, próximo al límite con Bolivia y sobre la margen derecha del arroyo Minas.

El cuerpo 4 se ubica en el extremo sur del área, en las nacientes del arroyo Minas y es el de mayor altitud.

En el cuerpo 2 se delimita una superficie para futuros laboreos de 15 m por 30 m y dentro de esta demarcación, se realizó una labor de 10 m por 7 m, con una potencia de 5 metros.

El material aluvional es heterométrico, con presencia de bloques (60%), entre 40 cm y 1 m de diámetro máximo,

Depósito	Au g/t	Ag g/t
Vizcachani	86,52	13,56
Minas	96,07	3,51
Pucará	96,37	3,36

Tabla 1. Análisis químicos de partículas de oro.

en una matriz areno-limosa (40%) y arcillosa en menor proporción; los litoclastos son de cuarcitas, pizarras y lutitas principalmente, con cantidades menores de granitoides y volcanitas.

Los controles exploratorios indican la presencia de partículas de oro, con predominio de poblaciones finas. Se podrán definir las leyes de oro de todo el aluvión una vez finalizada las tareas en la labor exploratoria ya demarcada y preparada para tal fin. Acompañan a las partículas de oro, magnetita, oligisto, granate y circón.

Para el sector de Minas se han determinado contenidos de oro entre 210 y 440 mg/m^3, con valores máximos de 2,4 g por metro cúbico.

SECTOR PUCARÁ

El aluvión de Pucará comprende el lecho del río homónimo y las terrazas marginales al mismo. Los contenidos auríferos crecen del nivel superior hacia el aglomerado de base, próximo al *bed rock.* Se detecta la presencia de oro en distintas poblaciones de tamaño; algunas partículas alcanzan hasta 1,5 cm de diámetro máximo, con un peso aproximado de 5 gramos.

El volumen del material removido hasta el *bed rock* permitió determinar una ley de oro, de carácter preliminar, ligeramente superior a 1 g de Au por metro cúbico. Cabe aclarar, que el mayor porcentaje de oro se concentra en el último metro del depósito aluvional, que en este sector tiene de unos cuatro metros de potencia.

El material que compone el aluvión es heterométrico, con presencia de bloques (30%) de hasta 1 m de diámetro máximo; el resto del material (70%) corresponde a una matriz areno-limosa con algún contenido de arcilla, fácilmente disgregable. Los litoclastos corresponden a cuarcitas, areniscas cuarzosas, lutitas y grauvacas; también se observan fragmentos volcaníticos y de alnoitas.

El resumen de datos provenientes de las cuatro labores realizadas en Pucará es el siguiente:

Labor 1: ley media 1 g por metro cúbico.

Labor 2: con vestigios de oro, según monitoreo de avance, con batea, en toda la columna de desarrollo.

Labor 3: no se detecta oro.

Trinchera: 40 m por 0,60 m de sección y 0,40 m de profundidad promedio; existen problemas de inundación por influencia de la napa freática.

Espesor estimativo medio del aluvión del lecho del río: 4 metros.

Largo del río, para el sector de interés: 1.497 metros.

Ancho medio: 129 metros.

Superficie estimada del lecho del río, de la zona actual en estudio: 193.000 metros cuadrados.

Volumen estimado a remover: 772.000 metros cúbicos.

Volumen de bloques estimativo a remover: 231.600 metros cúbicos.

Volumen de material de nivel superior estimado a remover: 347.400 metros cúbicos.

Volumen estimado del último metro sobre bed rock*, para concentración:* 193.000 metros cúbicos.

Una ley media de mayor precisión para estos depósitos, de distribución irregular, se podrá apreciar una vez concluida las labores 2 y 3.

SECTORES DE CONDADO Y LOS TOLDOS

Los aluviones con manifestaciones auríferas de Condado y Los Toldos se encuentran ubicados al oriente de la localidad de Santa Victoria. Comprenden un sector distal respecto del aluvión de Pucará.

Las tareas exploratorias son preliminares y al momento se han detectado finas partículas de oro.

El material aluvional es herométrico con presencia de bloques de hasta 2 m de diámetro máximo (40%) y fracciones dominantes (60%) de arena muy fina y arcillas. Los litoclastos corresponden a cuarcitas, areniscas cuarzosas y lutitas principalmente, con granitoides y volcanitas asociados en menor proporción.

En la tabla 1 se indica la composición química promedio de las partículas de oro, determinada por microsonda en la Escuela de Minas de París, correspondiente a muestras procedentes de los aluviones de Vizcachani (Mina Arias)-Minas y Pucará.

En cuanto al contenido en elementos traza se ha determinado la presencia esporádica de valores de Te (hasta 0,1%), Hg (hasta 0,2%), Cu (hasta 0,08%) y As (hasta 0,1%).

MODELO GENÉTICO

Los índices de aplastamiento medidos y la morfología de las partículas de oro detectadas determinan distintas fuentes de origen, indicando distancias variables desde el área de aporte.

La mineralización siempre se presenta en aluviones recientes, pero a veces también en terrazas colgadas con placeres antiguos a distintos niveles. Los depósitos suceden al Ciclo tectónico Andino, y en parte son producto del retrabajo de aluviones anteriores (Argañaraz *et al.*, 1991).

En cuanto al origen primario del oro se reconocen mineralizaciones endógenas primarias paleozoicas que penetran las formaciones ordovícicas marinas y están vinculadas a fenómenos de secreción tardíotectónica (Sureda *et al.*, 1991).

BIBLIOGRAFÍA

Argañaraz, P., A. Castillo, J. Marcuzzi y O. Suárez., 1991. Geología regional y evolución de las partículas de oro, contenidas en los aluviones de la zona de Minas, departamento Santa Victoria, Salta, Argentina. *Simposio Internacional sobre Yacimientos Aluviales de Oro.* La Paz.

Argañaraz, P., M. Fornari, A. Castillo y R. Barttaglia, 1994. Characteristic of de gold ocurrences in the Santa Victoria Distric, Provincia de Salta, R. Argentina. *7° Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 725-730. Concepción.

Castillo, A., R. Battaglia y C. Moya, 1996. Depósitos minerales en los distritos Santa Victoria, Zenta e Iruya (Precámbrico-Paleozoico Inferior), Salta, Argentina. *12º Congreso Geológico de Bolivia,* 3: 1241-12152. Tarija.

Fernández Garrasino, C. A., 1985, El Basamento del Noroeste Argentino. *Boletín Informaciones Petroleras, Tercera Epoca (Buenos Aires),* 2 (5): 18-41.

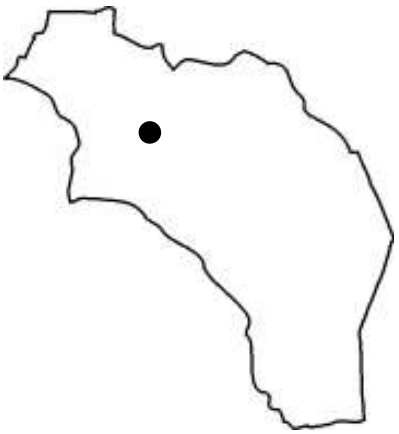
Raskovsky, M. y A. Castillo, 1990. Plan aurífero de la Provincia de Salta. *Revista Panorama Minero, Publicación Especial, 147: 2-6. Seminario Oro 90 Argentina.* Buenos Aires.

Sureda, R. J., P. Argañaraz y A. Castillo, 1991. Depósitos auríferos del distrito Santa Victoria, Salta, Argentina, y sus relaciones con la Provincia Metalogénica Quiaqueña. *Simposio Internacional sobre Yacimientos Aluviales de Oro.* La Paz.

Sureda, R. J., M. A. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Capricornio*, 1 (1): 39-95. Salta.

Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 41 (2): 163-196. Córdoba.

Marcos, O. R., 1999. Aluviones del Famatina, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1855-1861, Buenos Aires.



ALUVIONES AURÍFEROS DEL FAMATINA, LA RIOJA

Oscar R. Marcos[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La región con depósitos aluvionales auríferos se sitúa hacia el oeste del distrito Carrizal de la población de Famatina, extendiéndose por el oeste hasta sobrepasar las primeras estribaciones orientales del cordón de Famatina, y hacia el norte hasta algunos kilómetros al sur del pueblo de Angulos.

El área está enmarcada por las coordenadas 67º36´-67º 47´O y 28º46´-28º53´S, límites fijados por una antigua Ley de Reserva de la provincia de La Rioja, actualmente derogada.

Dentro de los límites indicados se localizan numerosos depósitos aluvionales cuaternarios, que forman niveles aterrazados en las márgenes de los ríos principales como Achavil, del Marcos y Amarillo, otros aluviones no aterrazados y niveles más bajos que localmente reciben el nombre de playas. Entre los niveles aterrazados se destacan los de Achavil, Chilicanta, Casablanca, Quebrada Seca y Mariposa de Oro, todos ubicados en las márgenes del río Achavil, y entre las playas, las planicies aluvionales de El Durazno, Quebrada Amarilla y Ramblones.

Otros depósitos menores ocupan paleocanales como los del cerro Cimarrón y Lomita Larga ubicados hacia el oeste y este respectivamente del área aluvional principal.

En general es posible acceder en automotores a toda la región aluvional. Los niveles aterrazados y playas pueden recorrerse a través de diversas huellas precarias que parten desde Los Corrales, punto terminal de Ruta Provincial 16 que comunica con el pueblo de Famatina en su recorrido de 18 kilómetros. Al sector de Lomita Larga, ubicado más al este, se accede directamente desde la Ruta Nacional 40, unos pocos kilómetros al norte de Famatina.

Leyes, reservas y producción

Prácticamente no se registra producción en los aluviones auríferos. En la actualidad (1999) la actividad extractiva se reduce a trabajos aislados de pirquineros que extraen material de los cauces actuales que disectan los depósitos aluvionales y lo transportan hasta el río Achavil para su lavado y recuperación de oro. En general se alternan unas tres o cuatro personas en esta actividad y su producción conjunta no supera los 10 g de oro por día. En verano los mismos pirquineros se trasladan hacia los depósitos aterrazados de altura del río Amarillo, conocidos como cuevas, lavando el material en el mismo río.

La información sobre volumen de los depósitos aluvionales y ley de sus minerales útiles se extrae de diversos informes técnicos producidos por personal de la delegación La Rioja del actual Servicio Geológico Minero Argentino a partir del año 1969, compendiados en un informe final del año 1980, además de otros estudios más recientes de la misma institución (Carrizo, 1995 y 1996). Se cita además la información producida por el Instituto de Investigaciones Mineras de la Universidad de San Juan (Cáceres Huaman y Matar, 1976) y por la Empresa Horacio Catalán SRL en el año 1989.

El volumen total de depósitos aluvionales del faldeo oriental de la sierra de Famatina ha sido estimado en 85 millones de metros cúbicos.

Las investigaciones estatales mencionadas permitieron determinar volúmenes y ley de mineral de los depósitos

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Delegación La Rioja.*

considerados de mayor interés como los de Ramblones y Playa Amarilla, incluyendo este último al sector conocido como Mariposa de Oro.

La cubicación se realizó con la información de 112 pozos de muestreo de 1 m de lado, cavados manualmente hasta una profundidad promedio de 10 m, siguiendo una grilla de 300 m de lado. De esta manera se determinaron prismas de sección cuadrada de 300 m de lado, con eje central en cada pozo y una altura igual a la profundidad de la mineralización en el mismo.

La distribución de los minerales pesados (oro, magnetita, monacita y circón) es en partes uniforme y en otros casos define niveles de mayor concentración.

ORO

PLAYA RAMBLONES

Sector sur. Sobre la base de 19 bloques de 300 m de lado definidos por igual número de pozos, se determinó un volumen de 10.944.000 m^3 con una ley media de oro: 0,154 gramos por metro cúbico.

De la correlación de los valores de oro entre los distintos pozos se comprobó su concentración en un nivel más superficial de 1 a 7 m de espesor, ubicado a partir de una profundidad variable entre 2 y 5 m, y un nivel inferior ubicado a 8 ó 10 m de profundidad, con una potencia entre 1 y 3 metros. Los valores por nivel son para el nivel superior: 3.061.000 m^3 - 0,3444 g/m^3 y para el nivel inferior: 722.000 m^3 - 0,314 gramos por metro cúbico.

Sector norte. Sector definido por 10 pozos de los que se extraen estos resultado, volumen: 5.910.000 m^3; ley de oro: 0,044 gramos por metro cúbico.

La mayor concentración de oro se registra en 1 m de espesor, cuya profundidad no está bien definida en la información, para el cual se cubican 330.000 m^3 con 0,174 g/m^3 de oro.

PLAYA AMARILLA

Este nivel aterrazado fue explorado por su cercanía a Ramblones, lo que permitiría su eventual explotación conjunta, y por sus antecedentes de producción, principalmente en el sector denominado Mariposa de Oro.

Sobre la base de cinco bloques definidos por los pozos donde se registraron mejores leyes de oro, se establecen los siguientes valores: volumen: 2.317.000 m^3; ley de oro: 0,120 gramos por metro cúbico.

También en esta playa la distribución del oro determina dos niveles enriquecidos, el más superficial a partir de una profundidad oscilante entre 2 y 4 m, con un espesor de 1 a 4 m, y el más profundo a partir de los 10 m con espesor promedio de 2 metros.

Los perfiles de correlación permiten calcular 870.000 m^3 para el primer nivel y 225.000 m^3 para el segundo, con ley de oro de 0,222 g/m^3 y 0,231 g/m^3, respectivamente.

Como síntesis de este trabajo de exploración el volumen cubicado entre las playas Ramblones y Amarilla es de 19.171.000 metros cúbicos. La ley general de este conjunto se calculó en 0,128 g/m^3, un 10% superior a la efectivamente obtenida considerando la pérdida de material fino en el proceso de concentración.

Sobre la base del análisis de 9 muestras de otros tantos pozos, el Instituto de Investigaciones Mineras de la Universidad de San Juan estableció un factor de corrección de 2,1 en más, con lo cual llevó a considerar una ley media 0,231 gramos por metro cúbico. Sin embargo, este mismo estudio, al realizar otras ponderaciones en función del volumen aluvional que necesariamente debería explotarse, ya que es imposible la explotación selectiva de niveles enriquecidos, redujo la ley de todo el depósito a 0,098 g/m^3 y la determinó en 0,76 g/m^3 para el conjunto de niveles enriquecidos.

La empresa Horacio Catalán SRL que realizó trabajos de exploración-explotación en el sector de Playa Ramblones, ejecutó cuatro excavaciones tipo calicatas o trincheras, en las cuales identificó un manto productivo, que llamó gris áspero, de 0,80 m de potencia media, con leyes en cada una de 0,517 g/m^3, 0,262 g/m^3, 0,366 g/m^3 y 0,320 gramos por metro cúbico.

Finalmente, los estudios citados de Carrizo (1995, 1996) determinaron volúmenes y ley de oro para los depósitos de Lomita Larga y Cerro Cimarrón, situados hacia el este y oeste, respectivamente, de Ramblones. En el primero se reconocieron 7 paleocanales, en los cuales se determinó una ley media de 0,692 g/m^3 para un volumen de 20.000 metros cúbicos. En el segundo una investigación similar puso de manifiesto 9.000 m^3 de paleocanales con una ley media de 0,834 gramos por metro cúbico.

MAGNETITA

El compendio de información de la Secretaría de Estado de Minería de la Nación (1980) también evaluó el contenido de magnetita del aluvión de Ramblones, aunque sólo utilizó el 60% de los pozos de muestreo para este cometido.

Siguiendo el mismo criterio que para el oro, se cubicaron 69 bloques de 300 m de lado, tomando como ley de mineral en cada caso la del pozo que constituye el eje central de cada bloque. La profundidad promedio de los 69 pozos es de 10 m, siendo por tanto ésta la potencia media de los bloques.

De esta manera se determinó un volumen del orden los 60 millones de metros cúbicos, equivalentes a 138 millones de toneladas (P.e. 2,3) con una ley media del 3,7%, lo cual representa unos 5 millones de magnetita.

La distribución del mineral permite definir dos sectores de mayor concentración, ubicados hacia el norte y este del depósito, los cuales representan volúmenes de 5 a 6 millones de metros cúbicos, donde la ley de magnetita supera el 5%, es decir contenidos de magnetita entre 600.000 y 800.000 toneladas.

No hay coincidencia entre los sectores más ricos en magnetita y en oro. En estos últimos la ley general de magnetita baja a valores entre 2,8% y 3,3%.

Es evidente que la cantidad de magnetita de la región es significativamente mayor, ya que los bloques cubicados se han definido con pozos de 10 m de profundidad media, estimándose al menos en 30 m el espesor promedio de la Playa Ramblones.

El Instituto de Investigaciones Mineras de San Juan también introdujo un factor de corrección a la ley de magnetita obtenida en el estudio anteriormente referido, alegando que en el método gravitacional no se diferenciaba la magnetita libre de la ligada a otros minerales, razón por la cual la ley real debería ser menor. De tal manera estableció el contenido de magnetita en 2,23%. No hay otros estudios que aporten información sobre este mineral.

MONACITA Y CIRCÓN

Estos minerales también han sido evaluados en la investigación de la Secretaría de Minería, determinándose una distribución uniforme de ambos en todo el depósito de Ramblones, con un contenido medio de 183 g/t y 22 g/t para monacita y circón respectivamente.

Sistema de explotación

La única explotación actual es realizada por algunos pirquineros, cuya actividad se limita a la extracción y clasificación manual del material aluvional (sólo se usan palas, picos y zarandas) y transporte de la fracción menor a 5 m hasta el curso de agua más próximo (ríos Achavil, Amarillo, etc.) para su lavado en canaletas especiales llamadas *sluices*, donde se concentra el oro con otros minerales pesados, de los cuales se separa por amalgamación con mercurio en operaciones muy rudimentarias.

En trabajos de explotación de fines del siglo XIX y principio del siglo XX se ensayaron diferentes métodos de extracción y concentración, a veces manuales y otras con cierto grado de mecanización, hasta llegar al uso de una draga de 2.000 m^3 de capacidad de extracción cada 24 horas. También se menciona la explotación hidráulica en algún período, impulsando el agua a presión por medio de monitores.

El método de concentración ha variado en su magnitud, pero siempre ha sido gravitacional mediante lavado del material aluvional en *sluices* de diferentes características.

En la exploración de la Secretaría de Minería se utilizó en la concentración un sistema combinado de Jig tipo Denver para la fracción más gruesa, un hidroclasificador y mesa sacudidora modelo Krupp.

La firma Horacio Catalán SRL realizó en el año 1989 los últimos trabajos de explotación conocidos en el área, los cuales se concentraron en el extremo sur de la playa de Ramblones. Para la extracción se utilizó un cargador frontal y una retroexcavadora, transportando el material en camiones hasta la planta concentradora ubicada en las inmediaciones, la que se componía de una cinta transportadora, una zaranda vibratoria y un concentrador centrífugo Hnelson de 30 pulgadas. El material grueso (mayor 2 mm) se trataba en *sluices* para recuperar el oro, y el más fino se obtenía por amalgamación.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y exploración

Existen referencias de antiguos trabajos realizados por los indígenas en el oro aluvional de la región.

Las explotaciones individuales por parte de pirquineros se mencionan desde la época colonial.

A partir del año 1893 está registrada la importante actividad que se origina por el descubrimiento de bonanzas, atestiguada por más de un centenar de pedimentos mineros en esa época.

La firma Bascuña y Cía fue la primera en explotar oro en quebradas del río Achavil, con trabajos de cierta magnitud, produciendo entre 35 y 60 g diarios de oro.

Los señores Fornet y Cía. también instalaron operaciones en la época realizando una intensa exploración con pozos manuales en unos 30 km^2 de superficie. Llegaron a cavar un pozo de 32 m conocido como «pique los franceses». También instalaron una fundición en Los Corrales.

Se menciona luego la presencia de empresarios americanos y australianos que llegaron a aplicar la explotación hidráulica, fracasando por la dificultad de obtener agua en abundancia.

Entre los años 1902 y 1905 el señor Guillermo Treular trabajó el depósito Mariposa de Oro por medio de 100 a 150 trabajadores individuales, llegando a producir 3 a 4 kg mensuales de oro, el que era fundido en el establecimiento de Tilimuqui (departamento Chilecito) y convertido en barras.

En el año 1907 la Compañía Rioja Aurífera se hace cargo de las pertenencias e inicia la explotación de Playa Ramblones por medio de una draga de fabricación inglesa, operación que realiza hasta principios de 1908. Previamente había explorado la zona con unos 200 pozos de 5 a 8 m de profundidad. La explotación no fue exitosa por la escasez de agua para mantener el equipo en flotación y por la presencia de grandes rodados. Sólo se dragaron 1,5 hectáreas de terreno hasta una profundidad de 7 metros. La producción fue del orden de 4,5 kg de oro mensuales.

Después de una prolongada inactividad, salvo los trabajos de pirquineros, la Secretaría de Minería reinicia la investigación de los depósitos aluvionales a través de su delegación La Rioja a partir del año 1969, realizando diversos estudios y un programa de exploración por medio de pozos siguiendo una cuadrícula de 300 m de lado, que se desarrolla entre los años 1974 y 1980. En total se ejecutan 112 pozos que representan 1.152 m, distribuidos en las playas Ramblones (84), Amarilla (13), Quebrada Seca (8), Achavil (2) y El Durazno (5).

Durante los años 1994-95 las empresas Geocor SRL y Horacio Catalán exploraron el área Ramblones, Mariposa de oro y Playa Amarilla. En 1989 la empresa Catalán realizó trabajos de exploración durante seis meses en un sector de Playa Ramblones.

En 1995 la delegación La Rioja de la Secretaría de Minería de la Nación investigó el área Lomita Larga, próxima a Famatina, mediante relevamiento geológico y muestreo en 20 pozos de 2 m de profundidad promedio. En 1996 el mismo organismo exploró los depósitos aluvionales del cerro Cimarrón ubicados hacia el borde oeste del distrito aluvional aurífero.

Propietarios

La región central del área aluvional, donde se localizan los depósitos de Playa Ramblones, Amarilla, Mariposa de Oro y otros, está incluida en el cateo denominado El Tata pedido por la firma Yamiri SA, el cual se encuentra en gestión de concesión.

Este cateo tiene una figura poligonal cuyas coordenadas extremo son: 28º45´14"-28º51´ de latitud sur y 67º37´55"-67º44´ de longitud oeste. No incluye las áreas Cerro Cimarrón y Lomita Larga.

GEOLOGÍA REGIONAL

Los depósitos aluvionales se encuentran enmarcados por el cordón Paimán-Chilecito y la sierra de Famatina, hacia el este y oeste respectivamente.

En la constitución geológica de los aluviones intervienen elementos de las Sierras Pampeanas y del Sistema del Famatina. Su composición y nombre formacional se toma de los trabajos de geología regional citados en bibliografía, esencialmente de Turner (1960). El ambiente pampeano preordovícico está representado por las metamorfitas foliadas y migmatitas granodioríticas de la Formación Antinaco y los granitoides de la Formación Paimán.

En el Sistema de Famatina afloran sedimentitas y leptometamorfitas marinas, representativas de diferentes niveles del Ordovícico, agrupados en las Formaciones Negro Peinado, Volcancito, Suri y Mollis en función de sus diferencias composicionales y de contenido fosilífero. Granitoides del Silúrico-Devónico, agrupados como Formación Ñuñorco, intruyen las formaciones precedentes generando aureolas de metamorfismo de contacto y, como manifestación final de este ciclo, se encuentran coladas y diques de naturaleza riodacítica y traquítica, regionalmente incluidos en la Formación Morado.

Completan el marco geológico sedimentitas continentales del Paleozoico superior-Triásico y del Mioceno-Plioceno aflorantes en depresiones tectónicas intermontanas, o marginando el desarrollo longitudinal del cordón del Famatina (Marcos, 1970, 1971).

Durante el Plioceno se reactivó la actividad ígnea con efusión de magma dacítico-andesítico-riodacítico, emplazado en forma de stocks y diques, con los cuales se vinculan los procesos de alteración hidrotermal y mineralización de la sierra de Famatina. Como manifestación póstuma de este evento ígneo se producen materiales piroclásticos, los cuales se depositan en cuencas marginales, junto a materiales detríticos, dando lugar a los conglomerados, areniscas y tobas que constituyen el bedrock de los aluviones auríferos. Esta formación es regionalmente conocida como El Durazno y aflora aisladamente hacia el oeste de playa Ramblones, principalmente en el cerro Cimarrón y en la zona de confluencia de los ríos del Marco y Amarillo. Los materiales tobáceos se repiten a lo largo del perfil indicando sucesivos eventos del mismo ciclo efusivo.

Los depósitos cuaternarios cubren discordantemente toda la columna estratigrafíca citada y se disponen en diferentes niveles aterrazados o como conos aluviales.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Por tratarse de yacimientos auríferos aluvionales del Reciente-Actual, su geología corresponde a la de los depósitos cuaternarios, y se la muestra en la figura 1.

Petrelli y Pelichotti (1975) en su informe geológico de los aluviones auríferos del Famatina identificaron tres entidades sucesivas de materiales cuaternarios:

PLEISTOCENO INFERIOR

Corresponde a un depósito cuaternario sobreelevado conocido como Loma de los Pocitos, que marca el borde oriental de Playa Ramblones.

El depósito, de más de 100 m de potencia, está integrado por materiales detríticos de diferentes tamaños, escasamente compactados, sin estratificación visible, predominando elementos de la Formación Negro Peinado (leptometamorfitas pelíticas) en los niveles basales, y clastos de rocas metamórficas e ígneas hacia la zona superior, procedentes de los cordones de Paimán y Famatina, respectivamente (Formaciones Antinaco y Ñuñorco).

PLEISTOCENO MEDIO Y SUPERIOR

Son depósitos clásticos poco consolidados que se extienden ampliamente en la región, conformando diversos niveles aterrazados a lo largo de los ríos principales de la zona como Achavil, del Marco, Blanco y otros.

Estos depósitos aluvionales están constituidos mayoritariamente por rodados de rocas granulares con proporciones menores de filitas, pizarras y de elementos de las sedimentitas continentales y piroclásticas mencionadas.

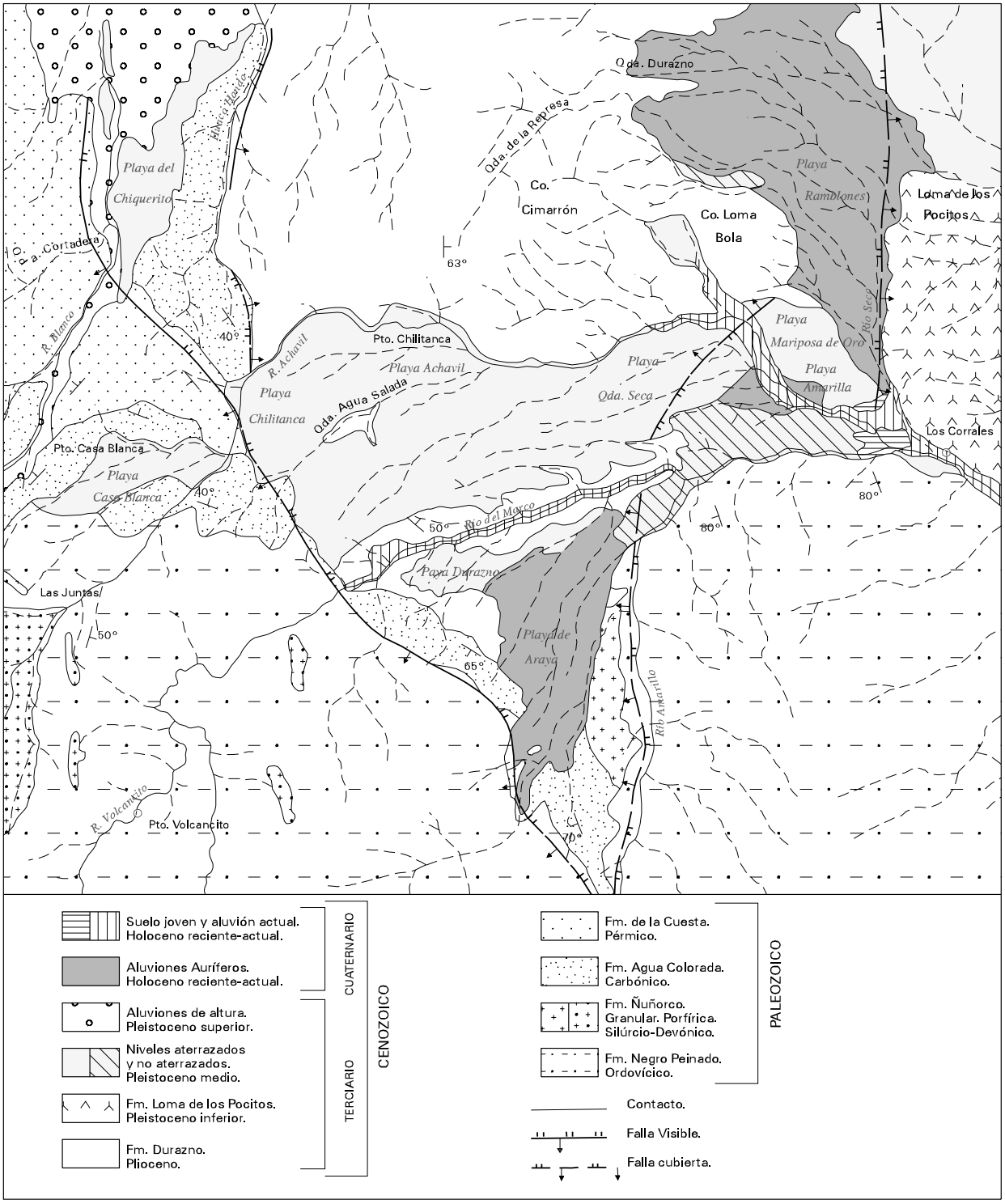


Figura 1. Geología de los depósitos aluvionales auríferos del Famatina.

La estratificación está poco marcada, observándose aisladas lentes psamo-pelíticas en un conjunto conglomerádico con bloques de hasta 0,50 m de diámetro.

La potencia de los depósitos es variable, alcanzando valores máximos de hasta 20 metros. En general apoyan sobre las facies clásticas o piroclásticas de la Formación El Durazno, y en ciertos casos sobre el Pleistoceno inferior. En algunos lugares la superficie aterrazada está localmente cubierta por entidades detríticas más recientes.

HOLOCENO

Son los elementos finales de agradación que se presentan acumulados en los valles y depresiones en general, diferenciándose terrenos del Reciente y Actual.

RECIENTE

Corresponde a los depósitos de Playa Ramblones Amarilla y de Araya, que se originan en un régimen de tipo torrencial formando fanglomerados donde se encuentran bloques mayores a 1 m de diámetro, gravas de diferentes tamaños, arenas y elementos pelíticos en escasa proporción, en un conjunto escasamente consolidado.

En cuanto a la composición, predominan los rodados de rocas plutónicas de la Formación Ñuñorco; le siguen las leptometamorfitas de la Formación Negro Peinado y, por último, rodados de las diferentes rocas sedimentarias de la región.

Localmente pueden ser predominantes elementos de la formación piroclástica del Terciario superior, cuyos afloramientos marginan la cuenca.

ACTUAL

Son los depósitos aluviales y eluviales que pueden cubrir parcialmente a los anteriores y rellenan cauces fluviales, incluyéndose aquí suelos jóvenes y sedimentos eólicos.

ESTRUCTURA

El Sistema del Famatina presenta una típica estructura de bloques limitados por fallas inversas de rumbo norte-sur. El movimiento a lo largo de estas tallas determinó la formación de valles paralelos al eje de la sierra, en los que se depositaron los materiales aluvionales.

La falla más notable se identifica hacia el oeste de los depósitos aluvionales siguiendo la quebrada Huaico Hondo, paralela al curso del río Blanco.

El contacto rectilíneo entre el borde oriental de Playa Ramblones y el depósito aluvional sobreelevado de Loma de los Pocitos está marcado por una falla de rumbo norte-sur.

Sobre la margen izquierda del río Achavil, aguas arriba del depósito Mariposa de Oro, se observa una falla de rumbo N25ºE y buzamiento de 35ºO que afecta al Pleistoceno aterrazado y que marca el límite oriental de los afloramientos tobáceos de la Formación El Durazno. Otra falla se identifica a la altura de la Playa Chilitanca, responsable de bruscos cambios de inclinación en los bancos de la Formación Durazno.

En el cerro Cimarrón, la Formación El Durazno se encuentra formando un aparente sinclinal producto de un plegamiento anterior a la tectónica de movimientos diferenciales de bloques.

MORFOLOGÍA

Los caracteres geomórficos están ligados originalmente a la estructura al formarse valles longitudinales por la tectónica del ciclo Andico, los cuales actuaron como zonas de acumulación hacia el este del Famatina.

Los aluviones se presentan en horizontes aterrazados de potencia variable, en general entre 2 y 10 m, que apoyan sobre superficies de erosión relativamente planas conformando niveles de altura decreciente en sentido oeste-este. Estas planicies aluviales están disectadas por una red de cauces fluviales de diversas profundidad.

Lavandaio y Planas (1969) interpretaron la morfología del área como el resultado de un proceso de múltiples capturas por parte del drenaje oeste-este, labrado siguiendo la pendiente regional de la sierra de Famatina (ríos consecuentes) y del sur-norte originado al producirse el ascenso de bloques a lo largo de estructuras meridianas (ríos subsecuentes). Este proceso se evidencia en la red de drenaje actual, donde los ríos principales como el Amarillo, del Marco y Achavil, cuyo curso superior es prácticamente norte, se ajustan a la pendiente general de la sierra tomando sentido oeste-este en la zona aluvional. Otros ríos como el Blanco, Huaico Hondo y de los Frailes, situados más al norte, mantienen el primitivo rumbo sur-norte.

El aterrazamiento de los depósitos a diferentes niveles tendría en parte un origen estructural y una evidente relación con los cambios de nivel de base producidos en cada proceso de captura de drenaje. Hay además una influencia litológica, ya que la menor dureza de las rocas sedimentarias del Paleozoico superior y Terciario del borde oriental de la sierra de Famatina facilita la formación de amplias planicies de erosión-depositación.

Es también destacable la influencia en el relieve de las variaciones en el régimen fluvial, con alternancia de períodos de alta y baja capacidad de erosión y de transporte de materiales ocurridos a lo largo del Cuaternario.

Playa Ramblones aparece como un caso particular que se habría formado por aporte de ríos de rumbo prácticamente norte-sur, y actualmente se encuentra en proceso de degradación que se deduce de la existencia de un nivel elevado en el sector norte y otro más bajo hacia el sur, con relictos de la primitiva topografía. Este proceso se interpreta como general para la zona, donde los niveles aterrazados más altos van aportando materiales que contribuyen a la formación de los inmediatamente inferiores, en un proceso continuo de erosión y redepositación que favorece la concentración de los minerales pesados.

MINERALOGÍA

Los minerales útiles y recuperables de los yacimientos aluvionales son oro, magnetita, monacita y circón, los cuales se presentan con las siguientes características.

Oro. Se encuentra siempre en estado nativo y sus características texturales y granulométricas son similares en todos los depósitos del área. Predominan las formas laminares y tabulares y en menor proporción aciculares y equidimensionales.

La superficie de las partículas es irregular y en general límpida. En algunos casos presenta recubrimientos limoníticos o carbonáticos. A veces presenta incrustaciones

de otros minarales como cuarzo y magnetita, o está acompañado de relictos de la veta original como sílice microcristalina principalmente.

Los diámetros de las partículas oscilan desde menores a 0,074 mm (malla Tayler 200) hasta 0,5 cm como máximo. Los análisis de curvas acumulativas de tamaños indican una relación directa entre las dimensiones de las partículas de oro y ley de mineral.

Los principales depósitos portadores de oro como Ramblones y Playa Amarilla, con su sector Mariposa de Oro, muestran el mineral en todo su perfil con una ligera tendencia a aumentar su concentración hacia el lecho rocoso, y ocasionalmente concentrarse en ciertos niveles del depósito, aparentemente relacionado con paleocanales o con variaciones en la capacidad de carga del medio de transporte. También aumenta la concentración de oro en los cauces actuales que recorren los depósitos (Borelli, 1976).

Magnetita. Se presenta en formas euhedrales y anhedrales y en tamaños que en general varían entre 0,1 y 0,3 mm, aunque son comunes los granos de mayor tamaño, los que excepcionalmente llegan hasta 15-20 cm de diámetro cuando provienen de la destrucción de vetas portadoras. Los de tamaño fino derivan principalmente de la Formación El Durazno y su diámetro promedio se ha calculado en 0,16 milímetros.

Por lo general los granos de magnetita se encuentran libres y con superficies límpidas.

Dentro del depósito, la magnetita se encuentra diseminada en el material detrítico o concentrada en bancos de algunos milímetros hasta 5 cm de espesor.

Las mayores concentraciones de magnetita se encuentran en Playa Ramblones, revelando los pozos de exploración una tendencia a aumentar la ley en su mitad superior. En los otros niveles aterrazados la proporción de magnetita decrece notablemente.

Monacita y circón. Estos minerales se encuentran distribuidos en todo el depósito aluvional de Ramblones, donde fueron preferentemente investigados, sin haberse evidenciado niveles de enriquecimiento.

La monacita se presenta en granos ligados, subidiomorfos, de colores variables entre verde amarillento y castaño rojizo. El tamaño de los granos varía entre 0,05 y 2 milímetros.

El circón se presenta en forma de prismas tetragonales bipiramidales con aristas facetadas, de color rosado, en tamaños equivalentes a los de monacita.

MODELO GENÉTICO

En cuanto a la caracterización genética es evidente que se trata de depósitos auríferos y de otros minerales pesados relacionados con sedimentación clástica.

El oro proviene originalmente de vetas, venillas y diseminaciones localizadas a gran altura en la sierra de Famatina, hacia el sudoeste del área aluvional, donde se identifican yacimientos conocidos como La Mejicana, Offir, Montey, Nevados del Famatina, etc., cuyas zonas cúspides ya habrían sido erodadas y transportadas a esta región. La fracción clástica de la Formación El Durazno es equivalente a la de las áreas de aporte ubicadas en el curso superior de los ríos Achavil y del Marco.

La alta energía de transporte posterior al ascenso del Plio-Pleistoceno no fue favorable a la concentración de minerales pesados en los aluviones antiguos, tanto aterrazados como no aterrazados. El retransporte de estos sedimentos y la erosión de la Formación El Durazno es la causa principal de la concentración del oro y de otros minerales pesados que caracterizan principalmente a las playas de Ramblones y Amarilla, además de otros depósitos menores que aparecen como relictos de erosión, barrancas de ríos, y en las pequeñas quebradas que surcan los niveles aterrazados.

La magnetita es mayoritariamente aportada por la Formación El Durazno. Sólo los fragmentos mayores tendrían su origen en la destrucción de vetas.

La monacita y el circón son productos de la erosión de las rocas eruptivas de las Formaciones Ñuñorco, Mogote y El Durazno. Sólo se los encuentra en depósitos cuyos componentes clásticos son de esas formaciones y están ausentes, o son muy escasos, en aquellos aluviones donde predominan clastos de rocas pelíticas de la Formación Negro Peinado.

BIBLIOGRAFÍA

Borelli, D., 1976. Estudio sobre las áreas de aporte de los aluviones de Los Corrales y evaluación de los conglomerados del río Amarillo. Famatina. La Rioja. *Secretaría de Minería, Plan La Rioja,* informe inédito. La Rioja.

Cáceres Huaman, F. y J. Matar, 1976. Estudios de concentración de oro, monacita, circón y otros minerales pesados de muestras de los aluviones auríferos del faldeo oriental del Famatina, provincia de La Rioja. *Universidad Nacional de San Juan, Instituto de Investigaciones Mineras.* San Juan.

Carrizo, R., 1995. Perfil técnico económico del depósito aluvional "Lomita Larga". Sierra de Famatina. La Rioja.

Carrizo, R., 1996. Perfil técnico-económico del depósito aluvional Cerro Cimarrón. Sierra de Famatina. La Rioja. *Secretaría de Minería de la Nación, Delegación La Rioja,* informe inédito. La Rioja.

Lavandaio, E. y H. F. Planas, 1969. Aluviones auríferos del faldeo oriental de la Sa. del Famatina. Reconocimiento expeditivo. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan La Rioja,* informe inédito. La Rioja.

Petrelli, H. y R. Pelichotti, 1975. Informe geológico de los aluviones auríferos del Famatina. *SNMG., Plan La Rioja,* informe inédito. La Rioja.

Secretaría de Estado de Minería, 1980. Proyecto Aluviones Auríferos del faldeo oriental de la sierra de Famatina. Provincia de La Rioja. *Servicio Minero Nacional, Plan La Rioja.* La Rioja.

Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la sierra del Famatina y adyacencias. La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias,* 42. Córdoba.

Marcos, O. R., 1999. Aluviones auríferos Mogote del Río Blanco, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1863-1866, Buenos Aires.



ALUVIONES AURÍFEROS MOGOTE DEL RÍO BLANCO, LA RIOJA

Oscar R. Marcos[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El aluvión aurífero Mogote del río Blanco forma parte del depósito vetiforme cuproaurífero emplazado en el cerro homónimo.

Se ubica en las primeras estribaciones orientales de la sierra de Famatina, nueve kilómetros hacia el oeste-sudoeste de la población de Angulos, en el departamento Famatina localizada a 70 km al norte de la ciudad de Chilecito.

Desde Angulos, se accede al depósito por una huella que se desarrolla alternativamente por él cause y márgenes del río Blanco. La huella se destruye, en los cruces del río, por alguna creciente estival, pero se repara fácilmente y es transitable prácticamente todo el año con vehículos tracción simple.

Leyes, reservas y producción

Este depósito aluvional fue objeto de una incipiente explotación entre los años 1983-84, paralizando totalmente su producción después de ese período.

Con respecto a las reservas y contenido de oro, la información disponible es escasa, por cuanto los principales informes (Stoll, 1949) describen el yacimiento primario (vetas con oro y cobre) y sólo hacen mención del depósito aluvional sin profundizar su estudio. La información más detallada se obtiene de una reseña técnica incluida en una presentación que la campaña de Minas S.A. efectuó en el año 1981 ante la Dirección Nacional de Promoción Minera, solicitando beneficios promocionales "para la explotación de los yacimientos aluvionales denominados Mogote del Río Blanco".

No hay estudios posteriores que permitan confirmar esa información aportada por la empresa propietaria del depósito.

Se reseña, en orden cronológico, la información disponible sobre reservas y leyes del yacimiento aluvional.

La primera información escrita se obtiene del informe del ingeniero C. Bravo (1934) quien se refiere a la exploración que realizó para la Dirección de Minas y Geología, por pedido de la United Smelting Refining and Mining Co., en las gravas del río Blanco.

La exploración consistió en tres perforaciones transversales al cauce del río Blanco (1, 2 y 3), emplazadas respectivamente en la margen derecha, cauce y margen izquierda del río Blanco, obteniéndose los siguientes resultados.

Las bajas leyes de oro entre 0,004 y 0,0650 g/m^3 decidieron la finalización de la exploración. No hay referencias sobre el volumen del depósito.

Stoll (1949) repite la información precedente y agrega que se "se extrajeron buenas cantidades de oro aluvial de un horizonte a 10 m por debajo de la superficie", en un pozo cavado en las inmediaciones de la casa administración del yacimiento. Por encima de ese nivel se encontró poco oro por lo cual no se le asigna importancia al depósito.

Bassi (1953) analiza el resultado de las tres perforaciones de Bravo (1934) y concluye que el mayor contenido de oro se obtiene en el pozo Nº 3, ubicado en la margen izquierda del río Blanco, próximo a la desembocadura del río Colorado, donde converge el drenaje de las laderas del sur y este del cerro Mogote, lugares de emplazamiento de las principales vetas del distrito. Por ello, sostiene que exis-

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Delegación La Rioja.*

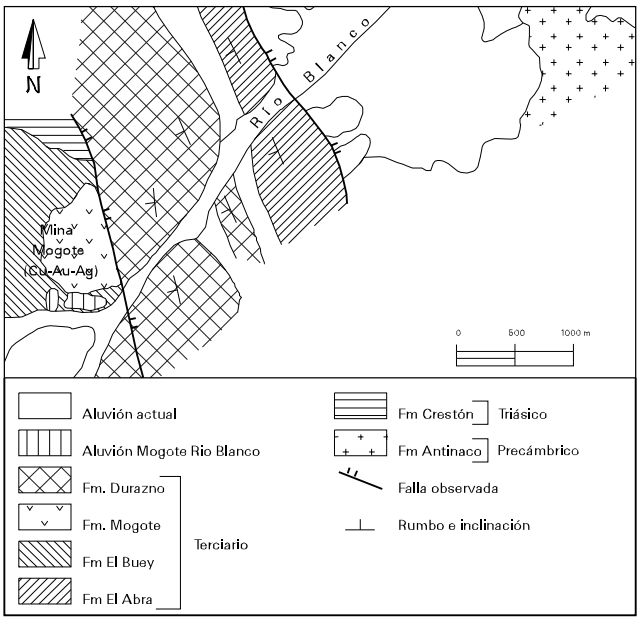


Figura 1. Geología aluviones auríferos Mogote del Río Blanco.

te la "posibilidad que los aluviones próximos al cerro sean de interés". Analiza las áreas de aporte, características del drenaje y cuencas de depositación, concluyendo que la zona más promisoria estaría en la vertiente sur del cerro Mogote. Para tener una guía sobre la ley de oro de ese sector, el autor citado realizó un pozo de reconocimiento de 1,50 m de profundidad y 1,50 x 1,30 de sección, obteniendo una ley de 0,036 g/m^3 de oro. Una muestra tomada en el fondo del pozo dio 0,070 g/m^3 de oro, equivalente a 0,025 gramos por tonelada. Como en el pozo se encontró pirita se analizó separadamente este material dando una ley de 5 g/t de oro, que, en función de su proporción, agregaría sólo 0,00012 g/t de oro al depósito aluvional, es decir un valor insignificante.

Otro pozo de 5,45 m de profundidad se realizó en la zona del campamento, donde el aluvión superior, dio una ley similar de 0,065 gramos por metro cúbico.

En conclusión, Bassi no hace referencia al volumen del depósito y lo considera sin importancia por el bajo contenido de oro.

Lavandaio y Planas (1969) mencionan este depósito en un reconocimiento expeditivo de aluviones del faldeo oriental de la sierra de Famatina. Aluden a su "reducida extensión" a la toma de dos muestras de superficie, de 50 kg de peso, en una de las cuales obtienen 0,00021 gramos de oro.

Marcos (1976) en una investigación preliminar del área aluvional del sector Angulos hace referencia a una antigua exploración a lo largo de una trinchera de unos 200 m de longitud por 2 a 5 m de ancho y a algunos trabajos menores en pequeños cauces que surcan del depósito.

El mismo autor manifiesta que el aluvión margina por el sur al cerro Mogote en una "longitud aproximada de 500 m alcanzando hasta él cause del río Blanco una extensión de 200 a 250 metros". Asigna al depósito un espesor variable entre 2 y 10 m, "determinando un volumen superior a 500.0000 metros cúbicos". En una muestra tomada en la antigua trinchera de exploración, de 25 kg de peso, se obtuvieron 4 mg de oro, lo que equivale a 0,16 gr/t de oro.

Finalmente, la Compañía de Minas S.A. en su presentación ante la Dirección Nacional de Promoción Minera (1981) divide el depósito en cinco sectores que denomina Cuerpo Nº 1, Cuerpo Nº 3, Playa Sur, Playa Norte y Playa del río Blanco. De la cubicación de los distintos cuerpos obtiene 1.783.485 t con una ley promedio de 1,1 gramos por tonelada. Estos valores surgen de la excavación manual de 30 pozos, de 3 a 17,5 m de profundidad y una serie de cortes escalonados en el talud del depósito, con los respectivos trabajos de relevamiento planimétrico, muestreos y análisis.

En la misma presentación agrega otras 900.000 t con una ley similar, producto de la excavación de 5 pozos, de 5 a 12 m de profundidad, en el sector noroeste entre los cuerpos citados anteriormente y la quebrada El Salto.

En conclusión, la empresa alude a "una reserva real y positiva del orden de los 2.700.000 t, con leyes entre 1 y 1,2 g/t Au.

Sistema de explotación

En el breve período de explotación la firma Compañía de Minas S. A. utilizó una retroexcavadora para remover el material y cargadora frontal de 2 m^3 de capacidad para la carga de camiones que lo transportaban a la planta de zarandeo (tolva, cinta transportadora y zaranda vibratoria), desde la cual se llevaba nuevamente con camiones hasta la tolva de la planta de concentración. Esta tolva, de 70 t de capacidad, conecta con una cinta transportadora a una planta concentradora de dos módulos, cada uno compuesto de un hidroclasificador y dos módulos de mesas vibratorias triples superpuetas. El concentrado de estas mesas se enviaba al laboratorio, ubicado en la misma planta, donde por amalgamación se recuperaba el oro libre.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

El distrito Mogote de río Blanco es conocido desde el siglo pasado, Encontrándose referencias a partir del año 1885 cuando la sociedad Bausch y Tiana construye un pequeño establecimiento llamado "Durazno de Oro" para tratar minerales de vetas y aluviones, produciendo 60 kg de oro hasta el año 1894.

A partir del año 1899 se hace cargo de estas minas la Sociedad Anónima del río Blanco, constituida en Bélgica, y realiza labores en la veta Santa María.

En 1902, Bodembender en "El Nevado del Famatina" hace las primeras consideraciones geológicas sobre el área, y Viteau (1910) en su "Informe sobre el estado de la mine-

ría en los distritos mineros de Famatina y Guandacol" también se refiere a estos yacimientos.

Después de un informe de Lannerfors y Wasman (1930) llegamos a las exploraciones y estudios ya reseñados al considerar el apartado de reservas y leyes donde, como se destacó, la información mas detallada esta referida a las vetas del distrito. Sólo la información de la empresa (1981) está centralizada en el depósito aluvional y para su estudio realizó pozos y trincheras a las que hizo referencia.

PROPIETARIOS

La Compañía de Minas S.A., mantiene la concesión del depósito aluvional Mogote de río Blanco.

GEOLOGÍA REGIONAL

En el área de cerro Mogote del Río Blanco afloran entidades geológicas características del Sistema del Famatina como rocas sedimentarias y complejos vulcaníticos asociados del Permo-Triásico, sedimentitas continentales del Terciario Superior y complejos hipabisales, en forma de diques y stocks del Mioceno-Plioceno.

El cerro Mogote, donde se alojan vetas con calcopirita, pirita y oro, está integrado, en su parte inferior, por aglomerados volcánicos estratificados, tobas y areniscas, conjunto asignado al Período Triásico (Formación Crestón). Se diferencia un aglomerado porfirítico en la parte inferior, de composición andesítica y color violeta, de otro verdoso, asociado con tobas de igual tonalidad y areniscas que ocupan niveles más altos. Hacia arriba predomina la secuencia detritica con areniscas marrones a pardo rojizas y delgados niveles de conglomerado.

En la parte superior del cerro Mogote aflora una dacita de grano fino, en parte vesicular, de color claro y estructura masiva. Este cuerpo dacítico y los aglomerados y areniscas más antiguos están cortados por diques delgados de dacitas y andesitas netamente porfíricas. El conjunto de rocas daciticas, masivas y porfíricas, constituyen la Formación Mogote asignada al Mioceno.

El ambiente geológico local se completa con las formaciones sedimentarias del Terciario (Formaciones El Buey, El Alba y El Durazno) aflorantes en los sectores oriental y occidental del cerro Mogote (figura 1).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO ALUVIONAL

Tal como lo expresa Stoll (1949) "en el área se hallan representados dos períodos de aluvión cuaternario". El más antiguo es de color rojizo y está compuesto por gravas bien cementadas y se encuentra sobre terrazas labradas en las sedimentitas terciarias. En su constitución predominan elementos de la formación vulcanita-sedimentaria del Triásico. El aluvión más moderno, según el mismo autor, forma el relleno de pequeños valles tributarios del río Blanco que descienden del flanco sur y este del cerro Mogote. En estos sectores se concentran las principales vetas del distrito como María, Rosalía, Calchaquí y Atahualpa en el sur y Manto Verde y Caserón en el este, de cuya erosión proviene el oro contenido en el aluvión.

Bassi (1953) considera que el sector de aluvión más promisorio es el originado en la erosión del área Atahualpa por concentrarse en una cuenca cerrada limitada por el río de El Salto, tributario del río Blanco. En su mención a este depósito sólo indica que "sus componentes son poco clasificados" y que "se encuentra bloques hasta de un metro de diámetro". También hace referencia a la presencia de pirita aurífera como componente del depósito aluvional.

Finalmente señala que el aluvión del campamento es el producto de la redeposición del aluvión del faldeo sudeste del cerro Mogote y que se trata de un depósito "poco clasificado y sin líneas definidas de concentración". Marcos, al referirse a observaciones en una trinchera de explotación de unos 50 m de longitud conocida como "corte de los chilenos", dice que el material está medianamente compactado, poco seleccionado, estimando la relación de granulometrías en un 40% de finos (menor de 0,5 cm), 50% entre 0,5 cm y 5 cm y bloques mayores de un 10%. Destaca que el componente detrítico predominante es de rocas porfíricas (dacitas y andesitas).

Campaña de Minas S.A. (1981) hace referencia a gravas poco consolidadas sobre los sedimentos terciarios, a las que siguen conglomerados polimicticos con un alto porcentaje de clastos de areniscas y pelitas rojas provenientes de depósitos permo-triásicos de las inmediaciones.

El material detrítico, en partes, está fuertemente cementado por carbonato de calcio.

Finalmente como producto de redepositación de los materiales detríticos anteriores y aporte directo de los materiales que componen el cerro Mogote, se encuentran las gravas auríferas que constituyen el depósito en el cual se han concentrado los trabajos exploratorios.

Un estudio de la fracción gravas citado por la empresa determina un 37% de dacitas, 31% de sedimentitas "propilíticas"(sin duda triásicas), 23% de sedimentitas terciarias y 9% de otras rocas no determinadas. La fracción menor de 6 mm representa según según este informe, el 43% del total de materiales detríticos.

El oro, se presenta libre, en láminas de 150 μ a un milímetro, distribuido uniformemente en sentido vertical y en forma variable en la superficie. La distribución vertical uniforme de oro, en finas partículas desde la superficie hasta 17,5 m (máxima profundidad de un pozo de exploración) se atribuye al escaso transporte del material y al breve tiempo de depositación.

El depósito aluvional forma diferentes cuerpos como se indica en la lámina respectiva, cuya denominación obedece a su posición (sur, norte, etc.) o el orden en que fueron explorados (Nº 1, 2, 3).

MODELO GENÉTICO

En cuanto a la caracterización del yacimiento por su modelo genético, es evidente que se trata de un depósito

aurífero relacionado a sedimentación clástica en pequeñas cuencas cercanas a vetas hidrotermales cuproauríferas.

BIBLIOGRAFÍA

Bravo, C., 1943. Exploración de placeres auríferos. *Dirección de Minas y Geología, Publicación,* 106. Buenos Aires.

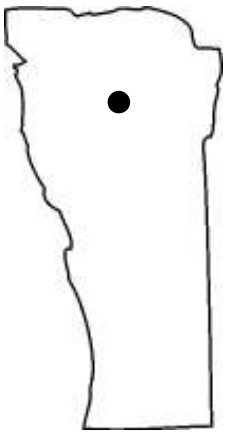
Compañía de Minas, S. A., 1981. Anexo técnico de presentación ante Dirección Nacional de Promoción Minera de Proyecto de explotación de los yacimientos aluvionales denominados Mogote río Blanco. *Comité de Promoción Minera La Rioja.* La Rioja

Lavandaio, E. y F. Planas, 1969. Aluviones auríferos del faldeo oriental de la sierra del Famatina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan Cordillera Norte, La Rioja,* inédito.

Marcos, O., 1976. *Investigación preliminar del área aluvional Mogote río Blanco-Angulos. Secretaría de Minería de la Nación, ex-Plan La Rioja,* inédito. La Rioja.

Marcos, O., 1985. Mina Mogote río Blanco (Au-Cu)- Ficha de Evaluación Previa. *Secretaría de Minería de la Nación, Plan La Rioja*, inédito. La Rioja.

Castro, L. N., 1999. Depósitos aluvionales auríferos de San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1867-1872, Buenos Aires.



DEPÓSITOS ALUVIONALES AURÍFEROS DE SAN LUIS

Liliana N. Castro[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El área está ubicada en el sector noroeste de la provincia de San Luis, departamento Pringles, dentro del distrito minero de La Carolina. El acceso se realiza por la Ruta Provincial 9, a unos 80 km al noroeste de la capital.

Dentro del distrito minero La Carolina, los yacimientos primarios más importantes son los depósitos diseminados (Cerro del Valle y Los Mellizos), vetiformes (minas La Rica, La Estancia, Raineli y Juana) y rocas del basamento con potencial aurífero. Los aluviones presentan una distribución radial a partir de estas fuentes primarias. Están ubicados principalmente en las nacientes de la cuenca del río Quinto representados por los ríos Carolina, Grande y Cañada Honda hasta la latitud de Villa Mercedes. La divisoria de aguas a 1.700 m s.n.m. divide a la región en dos, con características distintivas. Hacia el norte constituye una pampa con elevaciones dadas por los cerros Canutal (1.992 m), La Virgen (1.960 m) y el faldeo oriental del cerro Los Mellizos (1.900 m). Hacia el sector sur, el relieve es más pronunciado, surcado por profundos cañadones submeridionales, donde se distribuyen los depósitos aluvionales más interesantes y donde se destacan los cerros Tomolosta (2.018 m), Potrerillos (1.970 m), del Valle (1.890 m) y Sololosta, entre otros.

Leyes, reservas y producción

Los aluviones están caracterizados por sus contenidos auríferos (1 a 5 g/m^3), así como de otros minerales detríticos pesados con interés económico. Entre ellos se encuentra monacita con contenidos de ThO_2= 3,8%; U_3O_8=0,2%, CeO_2 = 15,7% y otros óxidos de tierras raras 45,4% (Noya y Lucero Michaut, 1981) y columbita-tantalita, tapiolita, asociadas a almandino, xenotima, ilmenita, circón y magnetita, descripto, por Rossello y Barbosa (1988) y Rossello (1989). Guillou y Cardó (1995) indican para los placeres auríferos en la zona de Cerritos Blancos y Mundo Nuevo, dos reservas: la primera de 1,2 millones de m^3 considerando el material aluvional total con una ley media de 0,2 g/m^3 y la segunda de 300.000 m^3 que incluye sólo los sectores con una ley media > a 0,3 gramos por metros cúbicos.

Sistemas de explotación

Hasta el momento no se ha encarado una explotación sistemática. Los depósitos han sido trabajados en pequeña escala durante muchos años, tanto por pequeñas empresas como por pirquineros. El número de personas que interviene en esta actividad depende de la temporada del año. *Sluices* y concentradoras centrífugas tipo Knelson han sido probados en Cañada Honda para efectuar ensayos tipo planta piloto. A pesar de presentan leyes altas, los espesores bajos no hacen alentadora la explotación a mayor escala (Rossello, com.pers.).

Cuatro son los aluviones más importantes: La Carolina, Cañada Honda, Cerritos Blancos y Los Descarpes. Otros aluviones con presencia de oro son Cerro Negro, Río Intihuasi, Río de La Carpa, Santo Domingo, Aventaderos Grandes, Arroyo del Águila, Mundo Nuevo.

[1] *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas.*

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las primeras menciones que se conocen acerca de la existencia de oro se remontan a épocas precolombinas, incluso previo a la explotación de las vetas. En 1792, el gobierno de España organiza la explotación a gran escala de los aluviones de Cerritos Blancos y Cañada Honda. Muchos trabajos hacen una reseña histórica sobre estos depósitos: Barrie (1910) y Burmeister (1934), entre otros.

Entre 1933 y 1937 los aluviones de Cañada Honda han sido trabajados intensamente por la compañía Lavaderos Puntanos mediante el empleo de dragas y produjo unos 1.000 kilogramos. La ley media del horizonte mineralizado se estimó entre 2 a 4 g/m^3 y 0,25 a 0,5 g/m^3 en el estéril (Angelelli, 1950). La distribución del oro es irregular llegándose a encontrar en el pasado pepas de 100 g pero en su mayoría en la actualidad se presentan como pepitas, pajuelas y hojitas de pocos gramos o miligramos.

También la Compañía de Minas Intihuasi trabajó los aluviones del río La Carpa, mediante *sluices* con una ley media de 6 gramos por metro cúbico.

Bassi (1948) describió numerosas labores en la región de Cerritos Blancos, correspondientes a pozos atravesando el estéril hasta llegar al «llampo» y de ahí trabajos subterráneos en distintas direcciones. Guillou y Cardó (1995) sintetizaron los datos de la exploración obtenidos en los placeres auríferos en la zona de Cerritos Blancos y Mundo Nuevo realizados por el Centro de Exploración Minera San Juan, el Centro de Exploración Minera NOA y la Dirección de Minería de la provincia de San Luis. Esta exploración consistió en el muestreo semisistemático sobre el paleocauce; se ejecutaron seis pozos en Cerritos Blancos donde existían evidencias de antiguas explotaciones que delinean un paleocauce no erosionado. También se cavaron treinta y nueve pozos más en Los Descarpes, Nuevo Mundo y La Alameda.

Reverberi (1964) realizó una prospección aluvional preliminar por oro en los depósitos del río Quinto desde La Florida a Paso Carretas. Dicha prospección puso en evidencia la presencia de oro fino en los sedimentos finos y gravas de las terrazas pleistocenas y prepleistocenas.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de San Luis se encuentra dentro de la provincia de Sierras Pampeanas, caracterizada por el basamento cristalino plutónico-metamórfico. Está constituido por esquistos micáceos, gneises y esquistos anfibólicos, de rumbo general norte-sur y buzamiento subvertical, intruidos por pegmatitas graníticas, aplitas y granitos asignadas al Precámbrico-Eopaleozoico. Lentes de cuerpos ultramáficos completan la composición del basamento (Kilmurray y Villar, 1978). Sobre este basamento se emplazan, en el Terciario superior, Mio-Plioceno, rocas volcánicas (andesitas traquiandesitas, brechas y aglomerados volcánicos) afectados por procesos de alteración hidrotermal (Llambías y Brogioni, 1981).

En discordancia se dispone la cubierta detrítica cuaternaria compuesta por: a) coluvio-aluvional portadora de la mineralización exógena que rellena cauces labrados en el basamento con pasaje lateral transicional netamente eluvial. Presenta una potencia muy variable que tiende a nivelar el relieve peneplanizado del basamento y está integrada por material psefítico de hasta varios decímetros de diámetro, b) manto loéssico, que cubre a todas las anteriores alcanzando una potencia de 15 m (Rossello y Castro, 1995). Placeres de segunda generación, aluviales de cauce actuales, fueron generados por el reciclaje de los anteriores.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Los análisis granulométricos indican una distribución granulométrica típica de depósitos aluvionales, con alto porcentaje de bloques y gravas (60 a 75%), dentro de una matriz arenosa (40%), con escasa participación de limo-arcilla, no cementada. La relación granulométrica (porcentaje de limo-arcilla/componentes mayores) indica una alta permeabilidad del aluvión (Castro, 1992). La forma de los clastos depende del transporte siendo angulosos e irregulares próximos a la fuente a redondeados y equidimensionales en posiciones más alejadas.

La composición litológica de las gravas y bloques es esencialmente metamórfico-granítica (esquistos micáceos, pegmatitas) y volcánica (andesita, traquiandesitas) en forma subordinada. Bassi (1948) citó en cabeceras del río La Carpa la presencia de aluviones cementados por óxidos de hierro hidratados de alta coherencia. El contenido aurífero que se observa dentro de estas psefitas disminuye a partir del centro dispersor con la distancia recorrida.

Las características del *bed rock* en gran parte compuesto por rocas del basamento condicionan la depositación del aluvión. Los parámetros más importantes son el rumbo de la esquistosidad, comparado con la dirección de la corriente, grado de alteración y la presencia de mineralización primaria como vetillas o diseminada dentro del *bed rock*.

Por el otro lado, la cubierta estéril presenta un contacto neto con el aluvión y está compuesta por material con moderada selección, masiva, con presencia de clastos aislados.

Estructura

Tectónicamente se evidencian dos eventos: el primero de edad paleozoica y uno de edad terciaria vinculado a los procesos hidrotermales, que dieron origen a los depósitos diseminados (cerro del Valle y Los Mellizos), vetiformes (minas La Rica, La Estancia, Raineli y Juana). El centro dispersor y de mayor altura del drenaje coincide con los afloramientos más importantes de las rocas efusivas tercia-

rias, actualmente constituyente de los relictos de aparatos volcánicos. La disposición radial del drenaje principal, y por consiguiente de los rellenos sedimentarios modernos mineralizados, es bien conocida en la comarca de Cañada Honda (Bassi, 1948, Rossello y Barbosa, 1988, Rossello y Castro, 1995).

Los depósitos presentan una geometría simple con un horizonte mineralizado de ancho variable entre 5 a 30 m y largos entre 10 a 100 metros.

La disposición submeridional de la foliación y el clivaje del *bed rock* metamórfico constituye una trampa para retener minerales pesados. Cuando el cauce es perpendicular a la estructura, ésta actúa como *riffles* naturales reteniendo el material pesado.

Morfología

Los depósitos detríticos se circunscriben a las efusiones traquiandesíticas terciarias y permiten diferenciarse dos tipos de depósitos por sus características morfológicas. Hacia el norte de la divisoria de aguas son más amplios, llegando en algunos casos a 200 m, de poco espesor, no superior a 3 metros. En muchos casos sólo se desarrollan depósitos eluviales. Dentro de este sector se encuentran:

Cerritos Blancos, Los Descarpes y Mundo Nuevo: Constituyen un mismo depósito aluvional. Guillou y Cardó (1995) los describieron como un paleocauce de un valle aluvial maduro. Constituye un placer fósil, sepultado en su mayor parte. En el sector de Los Descarpes se ha producido una captura que ha erosionado parte del «llampo». Aguas abajo del arroyo Cerritos Blancos se encuentran otros dos aluviones: Alto de los Dados y Alto de los Aventaderos.

Otros aluviones de vertiente norte descriptos por Bassi (1948) son:

Río La Estancia: Nace en el sector sudeste del cerro Los Mellizos y atraviesa distintas vetas auríferas; gran parte del recorrido lo efectúa sobre el *bed-rock* compuesto por esquistos. El aluvión tiene un ancho promedio de 4 a 5 m con un «llampo» de 0,5 a 0,6 metros.

Arroyo Lavaderos Grandes: Conforman una serie de aluviones parcialmente explotados sobre la Pampa de Zabala.

Por el otro lado, los de vertiente sur muestran fenómenos de rejuvenecimiento donde se desarrolla un mayor gradiente, valles encajonados y erosión sobre valles antiguos; el ejemplo más característico es de Cañada Honda.

La vertiente sur presenta los principales aluviones:

Aluvión La Carolina: Se ubica sobre el río Grande aguas debajo de la confluencia del río de las Invernadas con los arroyos Carolina y Santa Rosa. Las condiciones favorables de este sector están dadas por atravesar numerosas mineralizaciones auríferas, las características geomorfológicas del área y del sistema fluvial. Trabajos exploratorios indican la presencia de mineralización aurífera a lo ancho y largo del aluvión.

Aluviones al sur del Tomolasta: Entre las localidades de Carolina y Cañada Honda, existe una serie de aluviones surcados por los arroyos que nacen en el flanco sur del cerro y se encauzan en los arroyos La Ciénaga, El Alumbre y Las Lajas, que unidos al Maray son afluentes del río Grande. Se caracterizan por presentar en las nacientes amplia extensión pero escaso espesor (entre 3 y 4 m con horizonte mineralizado de 0,5 a 0,6 m), aumentando su espesor aguas abajo y disminuyendo su ancho.

Aluviones de Cañada Honda: Presentan una distribución radial a partir de sus fuentes primarias representadas por los depósitos diseminados (Cerro del Valle y Los Mellizos), vetiformes (minas La Rica, La Estancia, Raineli y Juana) y rocas del basamento con potencial aurífero (Rossello y Castro, 1995). Se reconocen dos tipos diferentes de placeres auríferos:

a) Placeres de primera generación, coluvio-aluviales del Pleistoceno superior-Holoceno y cubiertos por materiales loéssicos más jóvenes. Son simples por su geometría y complejos por su mineralogía; los materiales psefíticos forman niveles separados por paleosuperficies edafizadas del orden de decímetros hasta un metro de potencia e integradas por bloques (a veces mayores a 1 m^3) y guijarros esencialmente metamórficas y de volatinas y pegmatitas subordinadas. El aluvión llega a 15 m de espesor y 200 m de ancho.

b) Placeres de segunda generación, aluviales de cauce actuales, generados por el reciclaje de los anteriores, aunque cuantitativamente más pobres en el contenido aurífero, pero más constantes que éstos.

Aluvión río La Carpa: Sobre la ladera este del cerro Federico y cerro del Valle, donde nacen diversos arroyos que se unen en el aluvión de Barranquitas Negras donde se forma el río La Carpa. A la altura del cerro Intihuasi el aluvión se hace más extenso. El depósito tiene un espesor promedio de 6-7 m con un "llampo" de 1 metro.

Los depósitos eluviales son comunes en toda la región, que pasan en transición a aluviales. Se destacan los de Cerritos Blancos y Mundo Nuevo (Bassi, 1948). Son irregulares, con extensión limitada. Están formados por clastos de grano grueso, angulosos, mal seleccionados.

Bassi (1948) hizo referencia a la explotación de depósitos eluviales de wolframita y scheelita.

Mineralogía

El mineral de importancia económica es el oro, acompañado por monacita, tantalita, columbo-tantalita, estudiados por Rossello y Barbosa (1988). Los minerales económi-

cos presentan una distribución bastante uniforme dentro de niveles irregulares, apareciendo con mayor concentración en facies de mayor energía dentro del paleocauce del sistema entrelazado.

El oro presenta tamaños variables, desde submicroscópico hasta individuos mayores de 15 milímetros. Rossello (1989) estimó en los aluviones de Cañada Honda que el 60% oscila entre 1 y 4 milímetros. La densidad promedio para partículas mayores de 5 mm varía entre 9,46 y 12,22 g/cm^3, lo cual indica la existencia de oquedades o la asociación de minerales como cuarzo con menor peso específico.

El hallazgo de evidencias morfoscópicas y geoquímicas indican la participación de fenómenos secundarios de enriquecimiento químico en la evolución genética exógena del oro en los placeres auríferos.

La forma de las partículas es muy variable dependiendo del tamaño, sector del aluvión y su grado evolución genética. La presencia de partículas de oro de distinta morfología indica la presencia de dos o más poblaciones con diferente fuente de origen y transporte (Herail, 1984). El oro clástico se presenta como clastos laminares, alargados a equidimensionales, con sus vértices redondeados a subredondeados, con oquedades y protuberancias en superficie (tamaño < 4 mm). La mayor distancia de la fuente de origen aumenta la redondez y el aplastamiento. Aguas abajo disminuye el tamaño del oro transformándose en delgadas láminas o pajuelas.

El oro químico está representado por la formación de pepitas de oro a partir de soluciones coloidales, con la formación de una textura botroidal que indican un claro proceso de acreción química. En un estado intermedio de evolución se observa la formación incipiente de cristales. Rossello y Castro (1995) esquematizaron las formas de partículas auríferas de primera generación más comunes en el aluvión de Cañada Honda: obladas, laminares, alambriformes, equidimensionales, espigadas, escamosas, botroidales o globosas, dendriformes, estrelladas y escoriáceas.

MINERAL	Ta	Nb	Fe	Mn	Ti
Tapiolita	76,46	2,67	10,02	0,68	0,36
Tantalita	79	11	4	6	-
Columbo-tantalita	35	52	7	6	-

Tabla 1. Composición química en % en peso.

MINERAL	P	Th	La	Ce
Monacita	42	13	14	31

Tabla 2. Composición química en % en peso.

Los placeres de segunda generación muestran deformaciones características como consecuencia del transporte en un ambiente de alta energía. Deformaciones más comunes de las partículas de oro halladas por Rossello (1989) en Cañada Honda son: estrías, aplastamientos, curvamientos, pulimientos, fisuras, combamientos, quebraduras e incrustaciones.

Además del oro se encuentran dentro de la fracción pesada tapiolita, tantalita y columbo-tantalita en tamaños menores de 1,4 mm, asociados a granate, biotita, turmalina, sillimanita, epidoto, andalucita, circón, xenotima, pirita, apatita, ilmenita y magnetita. La fracción liviana está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, grafito, illita, caolín y esmectita.

Estudios geoquímicos

Oro: El estudio de las partículas indica valores de fineza entre 700 y 800. Considerando el porcentaje de plata se puede hablar de electrum. Estudios de microscopía electrónica indican una distribución no uniforme del oro y la plata. La mayor concentración de oro está en el borde de la partícula aurífera y con aumento de Ag hacia el centro (Rossello y Castro, 1995).

Los análisis realizados con microsonda indican según los datos indicados por Rossello y Barbosa (1988):

Tapiolita: compuesta principalmente por Ta y Fe, lo que la caracteriza como una tapiolita tantalífera prácticamente pura de fórmula $FeTa_2O_6$. Presenta gran homogeneidad composicional entre los diferentes individuos y dentro de cada individuo (tabla 1).

Tantalita-Columbita: Se identificó tantalita y columbo-tantalita, predominando cuantitativamente la primera. La tantalita posee una relación Nb/Ta=1/8 y columbo-tantalita 2/1 (tabla 1).

Monacita: Análisis por microsonda dieron valores que se indican en la tabla 2.

La presencia de minerales de tantalio mejora las perspectivas económica de estos placeres, conocidos por sus contenidos auríferos y monacíticos.

MODELO GENÉTICO

El modelo de evolución genética del material aurífero detrítico corresponde al presentado parcialmente por Rossello (1989) y completado por Rossello y Castro (1995). Se propone para los placeres de primera generación coluvio-aluviales del Pleistoceno superior-Holoceno, simples por su geometría y complejos por sus mineralogías, una génesis mixta. En un primer estadio predomina la concentración mecánica de las partículas auríferas conjuntamente con el resto de los clastos que constituyen el placer. Se sugiere que las mineralizaciones de sulfuros diseminados y vetiformes

congénitas son las difusoras del oro que integra las acumulaciones detríticas (Rossello y García, 1983). No deben descartarse el aporte de otras fuentes primarias de oro no tradicionales como los esquistos y gneises portadores de grafito (Prozzi y Rosso, 1990) que, junto con otras rocas volcánicas asociadas a antiguas efusiones marinas (Brodtkorb *et al.,* 1984), serían una asociación favorable para la generación de oro.

En un segundo estadio, caracterizado por una marcada reducción de la actividad erosiva, el sedimento coluvioaluvional es sepultado por una cubierta de loess edafizada y está prácticamente saturado por un nivel freático estabilizado y con escasa circulación en el que aún se conserva materia orgánica protegida por un Eh reductor a partir de soluciones ferrosas originadas por la oxidación ácida de los sulfuros hipogénicos. Una vez depositada o retenida la partícula aurífera experimenta crecimientos por fenómenos secundarios de enriquecimiento supergénico como han sido mencionadas por Castro y Gamba (1994), dentro de un medio muy diferente al anterior. El hallazgo de evidencias morfoscópicas y geoquímicas permiten confirmar las observaciones adelantadas de Burmeister (1934) y Bassi (1948), al sugerir la participación de fenómenos secundarios en la evolución genética exógena del electrum en los placeres auríferos del área de Cañada Honda.

Las variaciones morfológicas, como ya lo sugirieron Lawrance y Griffin (1994), indican que el oro ha precipitado inicialmente como cristales octaédricos y por la subsiguiente disolución y recristalización asociada a las fluctuaciones químicas en el ambiente que condujeron al desarrollo de formas más irregulares. La relación Au/Ag pone de manifiesto un carácter selectivo de este proceso ya que las porciones centrales de las partículas de oro contienen cantidades importantes de Ag, en general con una disminución de Ag hacia la periferia.

En Cañada Honda, el oro que viene a enriquecer las partículas existentes llegaría en solución a partir de la alteración de sus fuentes, ricas en sulfuros, como se evidencia en la actualidad por el carácter ácido y arsenical de las aguas de escurrimiento superficial. Marchairas (1967) propone las siguientes reacciones químicas dentro de una fase exógena oxidante a la cual se expone la mena hipogénica, sea pirítica o arsenopirítica y que provoca la solubilización del oro y su posterior recristalización:

$$2\ FeS_2 + 15\ O + H_2O \longrightarrow Fe_2(SO_4)_3 + H_2SO_4$$

$$4\ FeAsS + 28\ O + 8\ H_2O \longrightarrow$$
$$\longrightarrow\ 2FeAsO_4.2H_2O + 2\ H_3AsO_4 + Fe2(SO_4)_4 + H_2SO_4$$

Al comienzo de la óxido-reducción, el Fe^{+3} $Fe_2(SO_4)_3$ domina con relación al $FeSO_4$ y se produce un aumento continuo del potencial acompañado de una disminución del pH, ligado a la formación de H_2SO_4. Durante esta fase el H_2SO_4 + $Fe_2(SO_4)_3$ generado es muy oxidante y provoca solubilización del oro primario, incluso dentro de los sulfuros. Luego, las soluciones auríferas acceden a sectores del aluvión y de su basamento fisurados más reductores y de circulación restringida y con material orgánico. La participación de la materia orgánica en estos fenómenos está evidenciada en Cañada Honda por: a) el hallazgo de material orgánico fosilizado (briofitas); b) la existencia de concreciones ferruginosas cilíndricas tubeiformes coaxiales y con trazas de raíces dispuestas verticalmente dentro del loess; y c) por la llamativa mayor acumulación de partículas auríferas junto a restos vegetales y de bajo de raíces fibrosas de gramíneas actuales, tanto en laderas de cerros (por ejemplo: Cerro del Valle, próximo a Mina Reynela) o en planicies aluviales de placeres de segunda generación. En este caso, se puede suponer que realizan un efecto químico en la precipitación de soluciones, o bien, sólo retardan la circulación y detienen con un efecto semejante al producido en un *sluice* el desplazamiento mecánico de las partículas.

La disminución del oxígeno en las soluciones implica una disminución del potencial ligado al aumento del Fe^{+2} como $FeSO_4$ con relación al Fe^{+3} como $Fe_2(SO_4)_3$, tanto que el pH no varía mucho. Como se conoce, el $FeSO_4$, es muy reductor y el oro solubilizado durante la anterior fase se moviliza y recristaliza aquí con los minerales neoformados (sulfatos férricos hidratados/o escorodita). Finalmente, puede considerarse la producción local *in situ* de hidrólisis en la que el $Fe_2(SO_4)_3$ da sus óxidos de hierro asociados al oro recristalizado.

Los placeres de segunda generación, aluviales de cauce actuales, fueron generados por el reciclaje de los anteriores. La reactivación del proceso fluvial determina la formación de un nuevo ciclo en el que todos los elementos clásticos preexistentes vuelven a movilizarse, en un ambiente de mayor energía, incorporando los sedimentos loéssicos en un ambiente inestable con mayor circulación de agua. El transporte sufrido en esta etapa es importante y rápido, encontrándose partículas auríferas probablemente originadas en esta comarca, mucho más al sur de Paso de las Carretas (a unos 50 km), con características morfotexturales semejantes a partículas que han recorrido varias decenas de kilómetros (Hallbauer y Utter, 1977; Herail, 1984). A medida que aumenta la distancia recorrida por los materiales auríferos disminuyen progresivamente en cantidad dentro del aluvión, como así su tamaño. La interacción con los restantes clastos en tránsito lo degrada y genera sobre las morfologías heredadas deformaciones típicas como rayaduras, abolladuras, estrías, curvamientos e incrustaciones que otorgan un nuevo aspecto totalmente diferente al material aurífero. Las partículas de oro presentan un aspecto más compacto, una textura superficial con marcas de impacto y un brillo opalescente a céreo debido a pulimentos incompletos. Las formas más frecuentes son las allanadas con bordes romos. La casi omnipresente aparición de estas características sugieren, en consecuencia, la ausencia de procesos de enriquecimiento secundarios que no sean los desarrollados durante la primera generación. Por las condiciones oxidantes (Hallbauer y Utter, 1977), la fineza puede aumentar progresivamente gracias a la lixiviación de la Ag. Son cuantitativamente más pobres en el contenido aurífero, pero más constantes en su distribución.

Estos fenómenos de enriquecimiento secundario de naturaleza química permiten utilizar estos placeres como guías de prospección.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos. *Museo Bernardino Rivadavia, Instituto Nacional de investigaciones de Ciencias Naturales.*

Barrie, C, 1910. Informe sobre el estado de la minería en la provincia de San Luis. *Ministerio de Agricultura, sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 4, 4. Buenos Aires.

Bassi, H. L., 1948. Los aluviones auríferos de la zona «La Carolina-Río de la Carpa», provincia de San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 3 (1): 5-53.

Brodtkorb, M. K. de, N. E. Pezzutti y L. H. Dalla Salda, 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. *4º Congreso Geológico Argentino,* 2: 181-190.

Burmeister, C., 1934. El oro de la Sierra de San Luis. *Revista Minera,* 4: 65-119.

Castro, L. N., 1992. Los aluviones del río Neuquén y su ambiente regional, entre La Herradura en las cercanías de Chos Malal y Balsa Huitrín. provincia del Neuquén. *Universidad de Buenos Aires,* tesis doctoral.

Castro, L. N. y M. T. Gamba, 1994. Sedimentary gold of the Neuquen river and Cerro Mayal stream deposits, Neuquén province, Argentina. *14º International Sedimentological Congress.* 1: J7-J10 Recife.

Guillou, J. y R. Cardó, 1995. Exploración del placer aurífero Cerritos Blancos-Mundo Nuevo y la Alameda. *5º Congreso Nacional de Geología Económica, Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica, Actas,* 1: 12-23. San Juan.

Hallbauer, D. K. y T. Utter, 1977. Geochemical and morphological characteristics of gold particles from recent river deposits and fossil placers of Witwatersrand. *Mineral Deposita* 12: 293-306. Berlín.

Herail, G., 1984. Dynamique géomorphologique et sédimentogique des piedemonts et bassins intramontagneux du nord-ouest de l'Espagne et litologie de l'or détritique. *Chron.rech.min.* 474: 49-68.

Kilmurray, J. O. y L. M.Villar, 1978. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. *8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Relatorio:* 34-54. Buenos Aires.

Lawrance, L. M. y B. J. Griffin, 1994. Crystal features of supergene gold at Hannan South, Western Australia. *Mineral Deposita,* 29: 391-398. Springer-Verlag.

Llambías, E. y N. Brogioni, 1981. Magmatismo mesozoico y cenozoico. *8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Relatorio:* 101-115. Buenos Aires.

Machairas, G., 1967. Dissolution et cristallisation de l'or primaire pendant l'oxydo-reduction des sulfures auríferes. *Bulletin. BRGM,* 5: 111-121.

Noya, J. y H. Lucero Michaut, 1981.Recursos minerales nucleares. *8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Relatorio:* 287-300. Buenos Aires.

Prozzi, C. R. y M. C. Rosso, 1990. Pizarras carbonosas en el «Basamento» de San Luis, Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas,* 1: 202-205. Buenos Aires.

Reverberi, O., 1964. Prospección aluvional preliminar por oro. Río Quinto desde La Florida a Paso Carretas, provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Minería,* Carpeta 80. Buenos Aires.

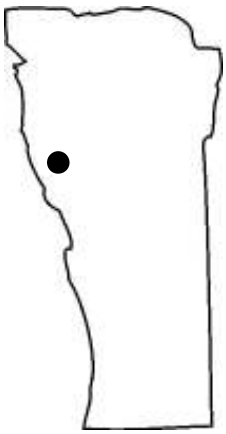
Rossello, E. A., 1989. Evolución genética del oro exógeno de Cañada Honda, provincia de San Luis, Argentina. *Universidad Central del Ecuador (Quito), Memoria*, 1989: 45-55.

Rossello E. A. y C. E. Barbosa, 1988. Tantalatos y otros minerales detríticos con interés económico en el aluvión aurífero de Cañada Honda, San Luis. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 22 (3): 296-303.

Rossello, E. y L. Castro, 1995. Consideraciones genéticas del oro detrítico de Cañada Honda, Carolina, San Luis, Argentina. *5º Congreso Nacional Geología Económica, Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica,*1: 95-108. San Juan.

Rossello, E. A. y H. H.Garcia, 1983. Geología de la Comarca del Cerro del Valle y sus manifestaciones auríferas adyacentes. Departamento de Pringles, provincia de San Luis. *2º Congreso Nacional Geológica Económica,* 2: 617-630.

Beninato, M. A., 1999. Yacimientos de arena silícea, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1873-1874, Buenos Aires.



YACIMIENTOS DE ARENA SILÍCEA, SAN LUIS

Miguel A. Beninato[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los yacimientos se sitúan sobre el río Jarilla, afluente del río Desaguadero, partido Chosmes, departamento La Capital, 75 km al oeste de la Ciudad de San Luis y 10 km al este del límite interprovincial con Mendoza.

Reservas, producción

Para el sector principal con 12 km de longitud por 150 m de ancho promedio, con una profundidad promedio de 1,50 metros, puede estimarse una reserva mínima de 5.000.000 t de arena silícea sobre el cauce del río Jarilla, a lo que debe agregarse los montículos de origen eólico acumulados en las proximidades de las líneas de ribera, de renovación periódica.

Desde 1972 se viene explotando en forma contínua, con una producción total en los últimos 25 años del orden de las 190.000 toneladas. La producción se destina a la industria del vidrio (vidrio coloreado) esencialmente.

Calidad

Se trata de un material de grano mediano a fino, subredondeado, teñido de amarillento a pardo claro por hidróxidos de hierro que registran una escasa participación de minerales opacos y feldespatos.

Estas arenas se caracterizan por un alto contenido de cuarzo (entre 60-70 %); el porcentaje de feldespato oscila entre 25-30 %. Los principales accesorios son muscovita, turmalina, magnetita y granate; también hay fragmentos líticos.

De la curva de frecuencia acumulada se destaca:

1- El porcentaje mayor corresponde a la malla 80.
2- El porcentaje de finos es baja.
3- El polvo es mínimo.
4- El mayor porcentaje está entre las malla 40 y 80 (74,14 %). En la tabla 1 se señala el análisis granulométrico de una muestra.

Contenido de hierro total: sea como pátina de óxido o incluido en minerales: oscila entre el 0,2 al 1 %.

En la tabla 2 se indican los porcentajes relativos de impurezas en cada fracción.

Sistema de explotación

Sistema de cantera a cielo abierto, siguiendo capas con frentes de 10 m promedio por 1 m de profundidad, con avances de hasta 40 metros. Se usan palas cargadoras y herramientas menores. El transporte es por camión.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La explotación en el área se inició en el año 1966, con la cantera Rayén Curá, luego se sumaron otras canteras.

Malla	Abertura (mm)	Peso (g)	% Retenido
20	0,841	6,50	4,54
40	0,420	31,00	21,66
80	0,177	75,10	52,48
100	--	16,69	11,66
200	0,0074	12,20	8,38
Totales:	141,49	98,72	

Tabla 1. Análisis granulométricos.

[1] *Dirección Provincial de Minería de San Luis.*

Tamíz	20	40	80	100	200
Magnetita	--	--	0,12	0,11	0,11
Turmalina	0,80	0,30	0,25	0,69	0,34
Granate	0,30	0,30	0,18	0,26	0,16

Tabla 2. Porcentaje de impurezas en las diferentes fracciones.

Actualmente operan alrededor de diez, en una superficie total del orden de las 280 hectáreas.

GEOLOGÍA REGIONAL

Está representada por las siguientes unidades geológicas:

Grupo del Gigante: (Eocretácico): Constituido por conglomerado rojizo sobre bancos de areniscas estratificadas, afloran al norte de Jarilla en la Cerrillada de la Cabra.

Formación San Roque (Oligoceno – Mioceno): Constituida por areniscas rojas. Cubren el Alto Estructural de Alto Pencoso. Al sur de Jarilla y Alto Pencoso están cubiertas por sedimentos cuaternarios, con un espesor que oscila entre 2 y 3 metros.

Pleistoceno-Holoceno: constituido por depósitos pedemontamos e intermontanos. Se sitúan al este, oeste y sur de la Cerrillada de la Cabra.

Depósitos loésicos pardo rojizos de 1,50 a 4 m de espesor con gravas y rodados procedentes de la destrucción de las areniscas terciarias y de los conglomerados subyacentes del Grupo del Gigante.

Finaliza hacia arriba en tierra negra (paleosuelo) de 0,20 a 0,30 m de espesor, cubierta por un manto de sedimentos aluviales y eólicos de 0,30 a 0,70 m de espesor que forman el suelo actual.

Sedimentos fluvio palustres recubren la cañada del Milagro, al este de la Cerrillada de la Cabra (nacientes del río Jarilla), río Jarilla (curso medio e inferior) y paleocauce del río Jarilla, con rumbo noreste-suroeste, a partir de la estación Jarilla, con drenaje al río Desaguadero.

Sedimentos loésicos margosos arcillosos, pardo rojizo, de origen palustre de 1,50 a 3 m de espesor, descansando sobre areniscas rojas terciarias; hacia arriba hay un horizonte de tierra negra fósil (paleosuelo), calcáreo-arcilloso de 1,50 m a 2 m de espesor.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

Sedimentos fluviales predominantemente arenosos cuaternarios recubren el cauce actual del río Jarilla, donde se localiza el yacimiento.

Depósitos eólicos de arena fina conforman montículos en las proximidades de las líneas de ribera y campos adyacentes, siendo también explotados por su finura y selección, recursos de carácter renovables.

Estructura

El principal lineamiento estructural del sector responde a una falla norte-sur que limita por el oeste el bloque montañoso de la Cerrillada de la Cabra, cuyo extremo meridional se ubica 4 km al norte de la estación Jarilla (centro del yacimiento), con labio hundido al oeste.

Morfología

El yacimiento se sitúa principalmente sobre un fondo plano del cauce actual del río Jarilla, con un ancho promedio de 150 m delimitado por barrancas verticales con alturas que oscilan entre 2 y 3 metros.

El río Jarilla presenta meandros, con dos paleocauces, al oeste y suroeste respectivamente de la estación Jarilla, aguas abajo.

En las proximidades de las líneas de ribera existen montículos de arena de escasa altura producto de la acción eólica.

MODELO GENÉTICO

Se estima que las arenas existentes en el río Jarilla proceden de la destrucción, arrastre y acumulación fluvioeólica de las areniscas terciarias del flanco occidental del Alto Pencoso, situadas sobre la margen izquierda de la Cañada del Milagro.

BIBLIOGRAFÍA

Beninato, M. A., A. R. Cañadas y A. R. Gili, 1984. Informe sobre las arenas silíceas del río Jarilla, provincia de San Luis. *Dirección Provincial de Minería,* informe interno, 548.

Castro, L. N., 1999. Aluviones auríferos del río Neuquén, Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1875-1881, Buenos Aires.



ALUVIONES AURÍFEROS DEL RÍO NEUQUÉN, NEUQUÉN

Liliana N. Castro[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El área está ubicada en el sector noroeste de la provincia del Neuquén, entre Huingancó, 70 km al noroeste de la localidad de Chos Malal (70º29', 37º20', límite noroeste) y Balsa Huitrín (70º02'; 37º39', límite sureste), cubriendo un área de 850 kilómetros cuadrados. El acceso a la zona se realiza por la Ruta Nacional 40, parcialmente asfaltada distante 370 km de la ciudad del Neuquén. Rutas provinciales y caminos vecinales permiten el acceso a distintos sectores del río. Los aluviones descriptos están incluidos en las hojas geológicas, 32 b, Chos Malal (Zöllner y Amos, 1973); 33 b, El Huecú (sólo hoja topográfica); 32 c, Buta Ranquil (Holmberg, 1975) y 33 c, Chihuidos Norte (Ramos, 1981).

Leyes, reservas y producción

Los datos de estimación de reservas posibles entre la Herradura 15 km al oeste de Chos Malal y Balsa Huitrín distante 85 km al sudeste a lo largo del río reflejan una ley media en superficie de 74 mg/m^3, los que se infieren aumentarán en profundidad, y una fineza de 840/60 Au/Ag con un volumen de 1.300 x 10^6 m^3 (Castro, 1994).

Para el sector del Cerro Mayal una reserva potencial de doce millones de onzas de oro recuperables, con una ley media de 350 mg/m^3 y una fineza de 847/35 Au/Ag (Gamba y Castro, 1994).

Sistemas de explotación

Hasta el momento no se ha encarado la explotación sistemática. Los aluviones portadores de oro continúan siendo trabajados al pirquén por los pobladores locales, en casi todos los estrechos arroyos que bajan de la Cordillera del Viento hacia el poniente y sobre el río Neuquén. Están incluidos de sur a norte los arroyos: Milla Michicó, Manzano, Colo, Cajón de los Caballos, Los Maitenes, Las Cabras, Durazno, Torreón, Huaraco, Malal Caballo, Huingancó, Rosario, Huemules y Rahuecó, todos en el tramo norte-sur del río Neuquén al noroeste de la zona de estudio.

Los depósitos han sido trabajados en pequeña escala durante muchos años. Desde el decubrimiento, el oro ha sido explotado por pequeñas empresas y pirquineros a escala muy chica. Los lavadores de oro recuperaban en promedio 1 a 6 g por día de trabajo por persona (Stoll, 1957). El número de personas que interviene en esta actividad depende de la temporada del año. Sluices y concentradoras centrífugas tipo Knelson han sido probados en diferentes sectores del río para efectuar ensayos tipo planta piloto.

HISTORIA DEL DISTRITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las primeras menciones que se conocen acerca de la existencia de oro se remontan al siglo XVI, en épocas de la conquista de Chile, donde los españoles enviaron hombres para explorar el norte neuquino.

En 1890, fue descubierto el oro aluvional y las vetas de oro alrededor de 1900. Una detallada síntesis de los descubrimientos posteriores en el área se describen en Castro (1992).

[1] *Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas.*

El primer informe minero corresponde a Vatin y Barrie (1911), donde se describe las características de los distritos de Milla Michicó y Malal Caballo. Bravo (1934), hace una reseña sobre la exploración de las aluviones del río Neuquen. Según este autor los aluviones del lecho contienen entre 0,01 a 0.33 g/m^3. En l936 la compañía Butter y Virant, comenzó la explotación de las minas Erika y Aurora cerca de Huingancó, al norte de Andacollo. El primer yacimiento produjo 188 kg de oro. Los sistemas de explotación utilizados eran platos, bateas, cunas y canaletas para los placeres auríferos y pico, barreta, martillos y morteros para las vetas de oro.

Pichetti (1943), menciona el descubrimiento de mercurio en los aluviones de los arroyos Manzano y Milla Michicó, lo cual no ha sido corroborado posteriormente. El informe más completo realizado es el de Stoll (1957), sobre los depósitos de minerales auríferos del Distrito de Andacollo. En este estudio se incluye el análisis detallado y mapeo regional en el área de las vetas Sofía, Fortuna, Rosario, Carlitos, Juanitas y otras. Además atribuye a los extensos depósitos fluvioglaciares, como portadores parciales de oro en las cercanías de La Primavera. Un nuevo aporte sobre la influencia fluvioglacial la realizan García *et al.* (l990).

En el año 1969, como parte del Plan Cordillerano llevado a cabo por la Dirección General de Fabricaciones Militares y las Naciones Unidas se han prospectado diez áreas en la provincia de Neuquén, siendo el objetivo la búsqueda de depósitos de cobre diseminado. Dentro de dichas áreas sólo tres están ubicadas en la zona de influencia en el río Neuquén en la sección estudiada: a) Cerro Mayal, con presencia de oro y oxidados de cobre como mena y calcita, yeso, limonita y hematita como ganga, fue considerado con pocas perspectivas para alojar sulfuros diseminados; b) Cerro Caycayén constituye una fractura mineralizada con pirita, casi totalmente oxidada, fue descartada como zona de interés; c) Cura Mallín la cual ha sido considerada de alto interés por los tenores de Cu (de 30 a 3.400 ppm) y de Mo (entre 16 y 2 ppm). Cabe destacar que en ese momento el interés de Fabricaciones Militares, era el cobre, desconociéndose los posibles contenidos auríferos.

Holmberg (1971) hace un análisis de las características geomorfológicas del río Neuquén en las proximidades de Balsa Huitrin, infiriendo la probable depositación de oro en este sector. Zöllner y Amos (1973), indican la existencia de aluviones auríferos en el Distrito de Andacollo y en la Quebrada del Cerro Mayal.

Nuevamente la Dirección General de Fabricaciones Militares toma interés en la zona y Centeno (1975) hace un amplio informe de la zona desde el arroyo Milla Michicó hacia el norte, donde postula la participación de una extensa y poco profunda zona de alteración hidrotermal como elemento principal de aporte del oro aluvional, justificando dicha información en los valores de los sondeos realizados en un estrecho sector comprendido entre los arroyos Los Maitenes y Cajón de los Caballos. Una nueva prospección por mercurio fue realizada por Gelós y Domínguez (1981), en la zona de la Primavera consistiendo en un muestreo geoquímico orientativo en sedimentos de corrientes y de suelo, arrojando como resultado escasas anomalías. Angellelli (1984), hace referencia a la presencia de oro en los aluviones de la Pampa de Malal Caballo y en los arroyos Curileuvú y Avileuvú, cerca de Chos Malal Entre los años 1981 a 1987, la Empresa Cormine realizó un plan de exploración preliminar en Los Maitenes, Pampa de Malal Caballo y Colo en primer término, una segunda etapa en la zona de La Primavera y la tercera en el río Neuquén en las cercanías de Andacollo. Por su parte en la Secretaria de Minería pusieron en marcha el denominado proyecto aluviones, (Herrero, 1989), que tuvo como objetivo determinar el potencial minero entre la Primavera y Varvarco al noroeste del área de estudio. Los resultados inducían a continuar con la prospección. Entre los años 1985 y 1988 la Minera Athor llevó a cabo tareas de exploración en el sector comprendido entre Andacollo y Chos Malal. Se realizaron ensayos con sluices y concentradoras centrífugas.

Los depósitos aluvionales del Cerro Mayal han sido estudiados por Gamba (1986, 1994), dando un origen tanto químico como clástico a las formas de oro encontradas. Acompaña al trabajo una estimación de las reservas y un cálculo de la ley de oro.

Sobre el río Neuquén, García *et al.* (1990), analizaron los minerales de los depósitos aluvionales entre Andacollo y Chos Malal con el reconocimiento de oro, baritina y magnetita, su variación a lo largo del río y las posibilidades económicas. Castro (1992, 1994) realiza el muestreo y análisis genético de los aluviones y sobre el río Neuquén y quebradas principales desde Andacollo hasta Balsa Huitrin. Castro y Tourn (1995), caracterizan los tipos de depósitos en el Distrito de Andacollo. Posteriores trabajos de investigación sobre las terrazas del río Neuquén en el sector de la Herradura y arroyo Curileuvú, completaron el estudio del área (Alvarez, 1995; del Dago Cato, 1997).

A comienzos de los años 90 un *join venture* entre Sikaman Gold Resources Ltd. y una empresa local comenzó tareas de exploración en el sector del Cerro Mayal; dicha empresa se retiró en situación conflictiva con entidades del Estado (Cormine) y empresas particulares (Sureda, 1997).

GEOLOGÍA REGIONAL

La región está dentro de la provincia geológica de Cuenca Neuquina (Digregorio, 1972). La columna estratigráfica se conoce a partir del Carbónico constituida por tobas silicificadas, areniscas, areniscas argilíticas y pelitas oscuras del Grupo Andacollo. Durante el Pérmico, se produce la intrusión y emplazamiento de cuerpos ácidos a mesosilícicos, que provoca una extensa aureola de metamorfismo sobre los sedimentos preexistentes. El Triásico está representado por los potentes mantos de pórfiros cuarcíferos, porfiritas y horizontes tobáceos que constituyen el Grupo Choyoi. Entre el Triásico tardío y el Cretácico tardío con una expansión gradual y transposición hacia el antepaís, se desarrollan una serie de cuencas con características de ci-

clicidad transgresiva-regresiva. (Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza).

En discordancia le suceden los depósitos continentales del Grupo Neuquén. Durante el Oligoceno, tiene lugar una intensa actividad efusiva e intrusiva mesosilícica que conforman la Serie Andesítica (Formación Molle). En su fase intrusiva se manifiesta como diques y stocks que forman los Cerros Caycayén, Negro y Mayal. Coladas basálticas de diferentes edades (Terciario-Cuaternario) se observan en distintos sectores. Depósitos glaciales, eólicos y aluviales del Pleistoceno al Reciente están ampliamente representados en el área.

Desde el punto de vista estructural el área se enmarca dentro de lo que Ramos (1981) denominó «Fosa Plegada del Agrio», caracterizada por extendidos (>100 km) y apretados (<7 km) anticlinales de rumbo general nornoroeste-sursureste (Allen *et al.*, 1984), asociado a fallas. El fallamiento está interrumpido por cuerpos andesíticos discordantes del Oligoceno, por lo cual se puede asignar una edad preoligocena a la estructura de plegamiento.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Litología

Los análisis granulométricos indican un porcentaje entre el 30 y 75 % de bloques y gravas, entre un 8 y 50 % de arena y < 5% de limo-arcilla, sobre el aluvión del río Neuquén. La composición litológica de las gravas y bloques es esencialmente volcánica (mesosilícica a básica), en orden de abundancia siguen las graníticas y muy subordinadas las sedimentarias. Depósitos dominantemente psamíticos tienen una localización restringida a lo largo del río. Las arenas constituyen en la mayoría de los casos la matriz de las gravas. En general la granulometría disminuye en la dirección del transporte, afectando a todas las litologías. Se observa un gradual aumento de arena y una disminución consecuente de los tamaños mayores. Arcilla y limo se mantienen constantes a lo largo de todo el trayecto. La relación granulométrica (porcentaje de limo-arcilla/ componentes mayores), indica una alta permeabilidad del aluvión. (Castro, 1992).

Estructura

De acuerdo con Castro (1992), en el tramo norte-sur dentro del Distrito de Andacollo, el río Neuquén corre paralelo al eje del braquianticlinal de la Cordillera del Viento, presentando un fuerte control estructural. Desde La Primavera hasta Balsa Huitrín en este tramo de 100 km el río Neuquén atraviesa la secuencia-jurásica-cretácica de Cuenca Neuquina, conformando un valle en el sector oeste-este transversal a la estructura regional, mientras en el tramo noroeste-sudeste, el valle es de tipo subsecuente longitudinal paralelo a los ejes de la estructura plegada. El ancho promedio del aluvión actual es de 1 km con una profundidad media de 10 metros. El tipo de *bed rock* que constituye gran parte del río Neuquén es una trampa para retener minerales pesados colectados por el río, especialmente en el tramo oeste-este donde los términos friables de las formaciones cretácicas tienen un rumbo perpendicular a la dirección del río. Otro factor importante es la «barrera» que forman los diques andesíticos del complejo del Cerro Mayal que permiten inferir una mayor depositación de minerales pesados aguas arriba.

Morfología

De acuerdo a Castro (1992) los aluviones del área se clasifican teniendo en cuenta su morfología, localización y proceso en:

Depósitos residuales: No se han localizado en el sector de estudio, ni hay evidencias de laboreos; sin embargo no se descarta la posibilidad de pequeños y aislados depósitos en las adyacencias de las vetas del Cerro Minas, Mayal y Caycayén.

Depósitos eluviales: Corresponden a los depósitos ubicados en los faldeos del Cerro Minas, sobre el flanco occidental de la Cordillera del Viento. Son irregulares, con extensión limitada. Están formado por clastos de grano grueso, angulosos, mal seleccionados. Intensos laboreos se han visualizado en las laderas de las quebradas de los arroyos Cajón de los Caballos, Los Maitenes y El Durazno entre otros, al sur de la localidad de Andacollo.

Depósitos deluviales: Similares a los eluviales se ubican en los mismas áreas mencionadas para aquellos. Además de los observados en las laderas del Cerro Yeguas, el Cerro Guaraco se agregan los del Cerro Caycayén y Mayal, y los inferidos por la existencia de laboreos en las adyacencias del arroyo Chacayco.

Depósitos proluviales: La formación de conos de deyección observados a lo largo de las laderas que forman el cauce de los arroyos sobre el flanco oeste de la Cordillera del Viento, como así también sobre el río Neuquén en toda su extensión.

Depósitos fluvioglaciales: Stoll (1957) hace referencia especial a los localizados en La Primavera, en el codo del río Neuquén, también menciona mantos de depositación glacial en la Pampa de Malal Caballo, con un espesor máximo de una decena de metros. El contenido de oro en estos depósitos se desconoce, pero se infiere que debe tener valores muy erráticos.

Depósitos de corrientes: Este tipo se subdividió de acuerdo al tipo de drenaje.

Aluviones de quebradas. Stoll (1957), clasifica como (*gulch placers*) portadores de oro a la mayoría de los estrechos arroyos que drenan la zona oeste y noroeste con des-

Depósitos de quebradas y arroyos	
Lugar de muestreo	**Ley (mg/m³)**
Las Manzanas	120
Rahueco	65
Huaraco	175
Malal Caballo	62
El torreón	12
Durazno	23
Las Cabras	8
Los Maitenes	237
Cajón de los Caballos	130
Colo	124
Manzano	117
Milla Michicó	126
Quebrada Honda	300
Lileo	4
Guaraco	5
Trocomán	v
Mayal	349
Curileuvú	234
Chacaicó	89

Tabla 1. Valores de oro obtenidos en la desembocadura de distintos arroyos al río Neuquén.

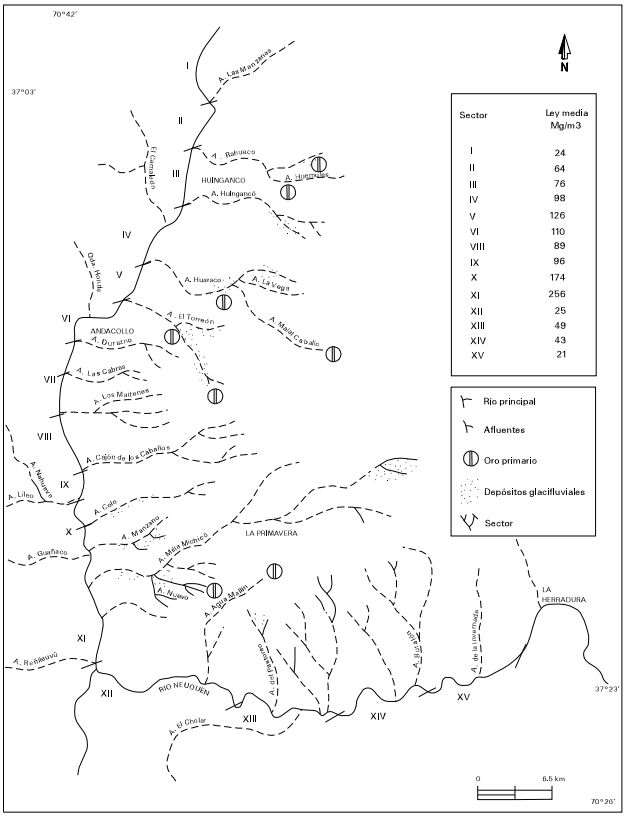


Figura 1. Valores medios de oro en Sector Huinganco-La Herradura.

embocadura en el río Neuquén. Son los arroyos Huemules, Huingancó, Huaracó, Malal Caballo, Maitensito, El Torreón, Durazno y Las Cabras. Todos estos depósitos son estrechos, poco profundos e irregulares. Están constituidos por bloques y gravas mal seleccionados, angulosos por la caída del material de las laderas de la quebrada.

Aluviones de arroyos. Por su extensión areal y la presencia de agua durante todo el año, pueden considerarse «Creek placers» a los depósitos en los arroyos Milla Michicó, Los Maitenes, Cajón de los Caballos, Coló, Rahuecó, Mayal, Curileuvú y Chacayco, entre otros. Un examen detallado sobre el Mayal se puede encontrar en Gamba (1994). Están compuestos por gravas y arenas con algunos bloques dispersos. La profundidad se calcula menor de 1 m, aunque ocasionalmente llega a 6 metros. Ninguno de estos dos tipos serían aptos para la explotación mecánica a gran escala. La tabla 1 indica los datos obtenidos en las principales quebradas y arroyos por el método de la batea, durante la prospección de los aluviones auríferos (García *et al.*, 1988).

Aluviones de río. Sector Huingancó-La Primavera: En el tramo norte- sur, dentro del Distrito de Andacollo, la planicie aluvional del río Neuquén constituye una faja angosta con un ancho máximo de 500 m, con paredes abruptas, limitado en la margen derecha por basaltos y andesitas terciarias y en la margen izquierda están flanqueados por las tobas y areniscas silicificadas intruídas por granitos y granodioritas y las porfiritas y pórfiros cuarcíticos del Grupo Choyoi. Hacia el sur aparecen los primeros afloramientos del Jurásico inferior.

-Sector La Primavera -La Herradura: El tramo oeste-este antes de llegar a La Herradura, no presenta una planicie aluvial extensa, sólo está limitada a depósitos de barras en espolón (point bar), de escasa magnitud, dentro de un diseño meandroso. Geomorfológicamente el río presenta en este tramo un paisaje juvenil evidenciado en los profundos cañadones y fuerte gradientes. Evidencias de erosión retrocedente y captura se observan en las cabeceras de la Cordillera del límite y en la Cordillera del Viento.

Los valores de oro obtenidos en muestreos subsuperficiales sobre la planicie aluvial del río Neuquén en el sector Huinganco- La Herradura se indican en la figura 1.

-Sector La Herradura-Balsa Huitrín: En el sector denominado» La Herradura» el valle se ensancha conformando un gran meandro y luego comienza a divagar adoptando un diseño entrelazado.

Aguas abajo de Chos Malal, el río Neuquén toma dirección sudeste, la red de drenaje tiene un fuerte control

estructural y litológico, donde se alternan tramos de diseño entrelazado con recto. La gran cantidad de barras longitudinales y transversales, centrales y laterales permiten inferir amplias áreas de depositación de minerales pesados, debido a la diversificación y retardo en los cursos de aguas por la obstrucción de las barras provocando la depositación en su sector distal.

En Balsa Huitrín se presenta un diseño meandroso. Sobre el río Neuquén se diferencian distintos niveles que corresponden a antiguos niveles del río, ocasionados por los cambios climáticos del Pleistoceno. Los valores de oro obtenidos en muestreos subsuperficiales sobre la planicie aluvial del río Neuquén en el sector-La Herradura se indican en la figura 2.

A partir de los datos hidrológicos se observa que en el estiaje el módulo puede llegar hasta 1/10 del valor promedio (306 m^3/seg), en cambio en creciente puede superarlo hasta nueve veces. Bajo estas características se puede clasificar al río Neuquén como torrencial con períodos de bajantes durante el otoño y períodos de crecientes de corta duración en cualquier época del año.

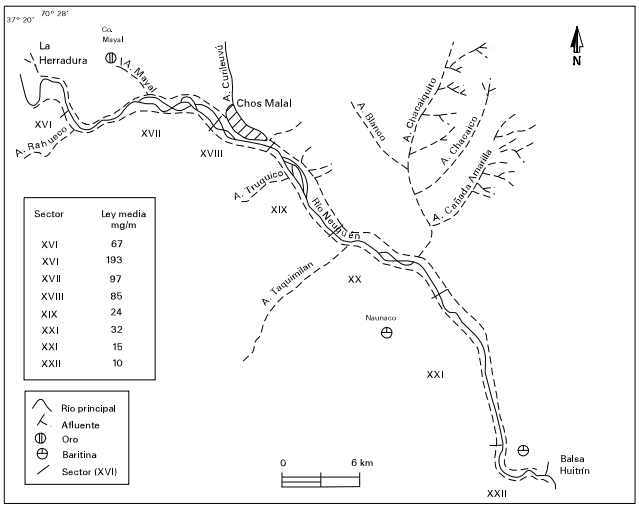


Figura 2. Leyes medias de oro de los bloques indicados sobre la planicie aluvial del río Neuquén. Sector La Herradura-Balsa Huitrín.

Mineralogía

El mineral de importancia económica es el oro, acompañado por magnetita y baritina.

Se determinó la presencia de oro en todas las muestras aunque aparezca en algunas como vestigio, con valores que llegan a 350 mg/m^3 (se considera vestigio a contenidos menores de 0,5 mg/m^3). El peso promedio de las partículas es de 0,1 mg con un peso máximo de 2,5 mg y una longitud variable entre 1,5 y 0,062 mm, con una fineza en oro de 940 y de plata a 60. La granulometría del oro disminuye desde los depósitos de quebrada a los de río dentro de los depósitos aluvionales.

De acuerdo con los especímenes separados el oro puede considerarse de origen químico y un origen detrítico subordinado. (Gamba, 1986; García *et al.*, 1990; Castro, 1992). La presencia de partículas de oro de distinta morfología indica la presencia de dos o más poblaciones con diferente fuente de origen y transporte. (Herail, 1988).

El oro clástico se presenta como clastos laminares, alargados a equidimensionales, con sus vértices redondeados a subredondeados, con oquedades y protuberancias en superficie (tamaño < 1 mm). Unos pocos individuos (> 1 mm) presentan nódulos de cuarzo adheridos a las pepitas de oro, con características similares a las del oro primario. La mayor distancia de la fuente de origen aumenta la redondez y el aplastamiento. Aguas abajo disminuyen el tamaño del oro transformándose en delgadas láminas o pajuelas.

El oro químico está representado por la formación de pepitas de oro a partir de soluciones coloidales, con la formación de una textura botroidal que indican un claro proceso de acreción química. En un estado intermedio de evolución se observa la formación incipiente de cristales.

El comportamiento del oro a la luz de los resultados de las muestras analizadas está dado por una cierta uniformidad de valores, con algunos picos que responden a factores de influencia preponderante local. La presencia de oro en la planicie aluvial del río Curileuvú, puede indicar el aporte del Cerro Negro, como así también el aporte de los depósitos glacifluviales, localizados en el sector nordeste del área (del Dago Cato, 1996). Otro pico se da aguas abajo del arroyo Chacayco, puede indicar otra fuente de oro primaria no conocida. La presencia de depósitos glacifluviales como se han descripto que abarcan una amplia extensión areal justifican parcialmente la presencia de oro en sectores donde no se conoce mineralización primaria.

La magnetita acompaña a la mineralización de oro, los mayores valores se observan en los sectores bajo la influencia de basaltos cenozoicos y las andesitas. Está representada por clastos equidimensionales de color gris azulado con bordes rectos, subredondeados. Los valores varían entre 50 g/m^3 a casi 1.000 gramos por metro cúbico.

La baritina está presente en la mayoría de las muestras tomadas en los aluviones del río Neuquén entre La Herradura y Balsa Huitrín, vinculada a los depósitos evaporíticos descriptos por Brodtkorb *et al.*, (1975, 1989). Los valores máximos obtenidos alcanzan los 98 gramos por metro cúbico. En general aparece como individuos aislados de color blanco grisáceo, de grano grueso y bordes angulosos determinados por la intersección de los planos de clivaje. En ocasiones aparecen con formas más irregulares y equidimensionales. La granulometría observada varia entre arena fina y sábulo.

Los minerales de ganga representan entre el 60 y 95 % de la fracción arenosa y está compuesta por cuarzo, plagioclasa, fragmentos líticos, vidrio volcánico, feldespato potásico, augita , hipersteno, hornblenda y en menor proporción lamprobolita, actinolita, olivina, zircón. No existe variación en la composición mineralógica de la fracción arena. Por la ausencia de tributarios con régimen perma-

Muestra	Au	Ag	Hg	Cu	Total
RN1	75,60	10,74	7,98	0,00	94,32
RN2	87,92	1,85	6,75	0,20	96,73
RN3	76,84	2,38	6,18	0,00	93,26
RN4	91,85	0,85	5,62	0,00	98,32
RN5	78,92	16,57	3,45	0,30	99,22
RN6	71,27	24,43	2,42	0,00	98,12
RN7	66,69	31,85	0,72	0,00	99,25
RN8	89,45	2,19	5,59	0,07	97,29

Tabla 2. Análisis con EDAX de partículas de oro.

nente, con excepción del Curileuvú, se puede inferir que el aporte detrítico proviene del sector superior. Los procesos de remoción en masa pueden constituir otras fuentes de aporte.

GEOQUÍMICA

La tabla 2 indica las características del oro químico en los aluviones del Mayal, Curileuvú y del río Neuquén basados en los análisis de microquímicos con EDAX (realizados por el Dr. Craig, Virginia Polytechnic Institute and State University, USA) y muestran bajo porcentaje de Ag distribuido homogéneamente y escaso cobre formando parches en los granos.

No se ha encontrado mercurio en las muestras del Mayal, pero se ha detectado en algunos casos en el río Neuquén (Castro y Gamba, 1994).

Sobre muestras del Mayal se observó hierro, muy abundante distribuido como pátinas; silicio, relativamente abundante, ubicado en los bordes; teluro negativo; azufre, relativamente abundante, en oquedades, su distribución coincide con el Cu; cloro negativo; oxígeno positivo, distribuido homogéneamente, que podría indicar pátinas de oxidación (Gamba, 1994).

MODELO GENÉTICO

De acuerdo al tipo de depósitos descriptos se los puede clasificar como «Depósitos relacionados a sedimentación clástica».

La formación de estos depósitos está vinculado al ascenso de la Cordillera del Viento. En el Cretácico superior los movimientos Patagónicos, elevan la región cordillerana y las áreas adyacentes como la Fosa del Agrio, desvinculando parcialmente la región de las transgresiones pacíficas.

Antes del Eoceno la peneplanicie por la que circulaba el río Neuquén tenía una pendiente hacia el Pacífico, con un nivel de base profundo. Como consecuencia de los movimientos orogénicos de la Fase Incaica (I Movimiento de la orogenia Andina) se produjo el ascenso de la Cordillera del Viento.

Esta dorsal de relieve positivo permitió establecer una primera divisoria de aguas pacífica-atlántica, que no afectó el sector superior del río Neuquén, que continuó con su pendiente pacífica. Con los movimientos de la Fase Quechua (III movimiento); prefase y fase principal, ocurridos entre el Plioceno y Pleistoceno (entre 4 a 1,8 Ma) , la configuración se modifica y la divisoria se desplaza a su posición actual y se revierte la pendiente hacia el Atlántico, con la consecuente formación de una nueva red de drenaje y la formación de depósitos aluvionales.

Los movimientos diastróficos posteriores han profundizado los niveles de base; esto junto con los cambios climáticos del Pleistoceno, dieron lugar a los distintos niveles de terrazas. Las glaciaciones del Holoceno serían responsables de la redistribución de algunos placeres auríferos del Distrito de Andacollo.

BIBLIOGRAFÍA

Allen, R., E. García y J. Feedham, 1984. Low- angle thrusting in the Neuquén Basin South of Chos Malal., northwest Neuquén province, Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 137-146.

Alvarez, M., 1995. Caracterización geológica y evaluación de los depósitos aluvionales en el sector comprendido entre «La Herradura y arroyo Rahuecó», Neuquén. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, trabajo final de licenciatura.*

Angellelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de investigaciones científicas y técnicas de la Provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata,* 2: 431-432.

Boyle, R., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Canada Geological. Survey, Bulletin,* 280: 584-604.

Bravo, C., 1934. *Informe sobre exploraciones auríferas.* Dirección Nacional de Minería y Geología, 106.

Brodtkorb, M. K de, V. A. Ramos y S. Ametrano, 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina- baritina de la Formación Huitrin y su origen evaporítico, provincia del Neuquén, Argentina. *2º Congreso. Iberoamericano de Geología Económica,* 2: 143-167. Buenos Aires.

Brodtkorb, M. K. de, I Schalamuk y S. Ametrano 1989. Celestine and barite stratabound orefields in Argentina. En: Brodtkorb M. Ed. Non metalliferous stratabound orefiels. *Van Nostrand.* 41-68. New York.

Castro, L., 1992. Los aluviones del río Neuquén y su ambiente regional entre La Herradura y Balsa Huitrin, provincia del Neuquén. *Universidad de Buenos Aires, tesis doctoral,* 265 pp.

Castro, L., 1994. Los aluviones del Río Neuquén, aguas abajo del Distrito aurífero de Andacollo, provincia del Neuquén, Argentina. *International Mining Meeting,* 1: 141-145. Buenos Aires.

Castro, L. y M. Gamba, 1994. Sedimentary gold of the Neuquen river and Cerro Mayal stream deposits, Neuquen province, Argentina. *14º International Sedimentological Congress,* 1: J7-J10 Recife.

Castro, L. y S. Tourn, 1995. Types of gold mineralization in Andacollo mining district, Neuquén province, Argentina. *Society of Geologists and Mineral Technologists, Bulletin,* 5: 53-57. Pakistán.

Centeno, R., 1975. Informe final Area de Reserva 55 Los Maitenes-El Salvaje, provincia de Neuquén. *Dirección General Fabricaciones Militares.*

del Dago Cato, 1997. Geología y síntesis de los recursos minerales de los alrededores de Chos Malal, Neuquén. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, trabajo final de licenciatura.*

Digregorio, J., 1972. Neuquén. En A. Leanza. *Geología Regional Argentina. Academia Nacional Ciencias,* 439-506. Córdoba.

Gamba, M., 1986. Aluviones auríferos del Cerro Mayal. Departamento de Chos Malal, provincia del Neuquén. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, trabajo final de licenciatura.*

Gamba, M., 1994. El oro químico del Cerro Mayal, provincia del Neuquén. 2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. *Instituto de Recursos minerales. Universidad Nacional de La Plata,* 3: 119-129. La Plata.

Gamba, M. y L. Castro, 1994. Estudio económico minero del prospecto «Placeres auríferos Cerro Mayal y su área de influencia sobre el Río Neuquén», provincia del Neuquén, Argentina. *2º Congreso Cubano de Geología y Minería,* 1: 92-93.

García, H., Castro, L., Rovere E., Soto J. y Caselli A., 1988. Estudio de los aluviones auríferos del Río Neuquén en el departamento de Minas, provincia del Neuquén. *Universidad de Buenos Aires, informe final.* Ex. 104.

García, H., J. Soto, L. Castro y N Alarcón, 1990. Minerales económicos en los aluviones entre Andacollo y Chos Malal, provincia del Neuquén. *3º Congreso Argentino de Geología Económica,* 3: 239-252.

García, H. y J. Soto, 1990. Influencia glaciar en la distribución del oro aluvional en el Distrito de Andacollo, provincia del Neuquén. *Congreso Nacional de Geología Económica,* 3: 253-263.

Gelós, E. y E. Domínguez, 1981. Prospección de Mercurio en la zona de la Primavera. Andacollo. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 4: 383-390.

Herail, G., 1988. Morphological evolutions of supergenetic gold particles, geological significance and interest for mining exploration. *5º Congreso Geológico Minero,* 1:B165- B180.

Herrero, J. C., 1989. Proyecto aluviones. Area Andacollo. *Secretaría de Minería,* informe 148.

Holmberg, E., 1971. Condiciones geomórficas favorables para el depósito de aluviones auríferos en la región de Huitrín, provincia del Neuquén. *1º Simposio Nacional de Geología Económica,* 1: 267-271.

Holmberg, E., 1975. Descripción geológica de la Hoja 32 c, Buta Ranquil. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 152. Buenos Aires.

Pichetti, J., 1943. Descubrimiento de mercurio en los aluviones de los arroyos del Manzano y Milla Michicó. *Departamento Minas Neuquén.*

Ramos, V., 1978. Estructura. En geología y recursos naturales del Neuquén. *7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio.* Neuquén.

Ramos, V., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33 c, Los Chihuídos Norte. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 182.

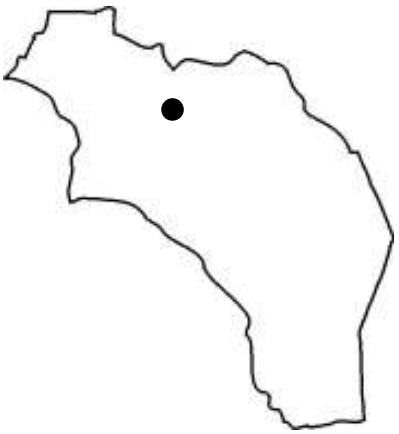
Stoll, W., 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia del Neuquén. *Dirección de Minería, Boletín,* 6. Buenos Aires.

Sureda, R., 1997. Actualidad minera de la República Argentina. *Asociación de Geólogos Economistas, Revista,* 11: 46-83. Buenos Aires.

Vatin, J y G. Barrie, 1911. Estado de la industria minera en el Distrito de Milla Michicó y Malal Caballo del territorio del Neuquén. *Ministerio de Agricultura, sección Geología y Minería, Anales,* 4. Buenos Aires.

Zöllner, W, y A. J. Amos, 1973. Descripción geológica de la Hoja 32 b, Chos Malal. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín,* 143. Buenos Aires.

Zappettini, E. O., 1999. Depósito de ocre de Corral Amarillo, La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1883-1884, Buenos Aires.



DEPÓSITO DE OCRE DE CORRAL AMARILLO, LA RIOJA

Eduardo O. Zappettini[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

El depósito se localiza en las estribaciones nororientales del nevado de Famatina, a 60 km de la ciudad de Chilecito. El acceso se realiza por la Ruta Provincial 16 hasta el paraje Los Corrales y de allí por una huella de 12 km que conduce a la mina La Mejicana.

Se ubica a 2.800 m s.n.m. en ambas márgenes del río Amarillo.

Leyes y reservas

Los ocres de Corral Amarillo se presentan en dos variedades, una de color rojo oscuro a chocolate, denominado localmente «librito» y otro predominantemente amarillo claro «canario». El primero contiene 57,3% y el segundo 49,5% de Fe_2O_3.

Peruca (1975) cubicó reservas medidas e indicadas que suman 375.000 t de ocres recuperables.

Explotación

La explotación es manual, de bajo rendimiento, debido al encape con material poco consolidado proveniente de conos de deyección.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El depósito se emplaza en un área de terrazas subhorizontales apoyadas en metasedimentitas de la Formación Negro Peinado, ordovícica, y rocas plutónicas de la Formación Ñuñorco.

Morfología

La mineralización suprayace a un conglomerado compacto que es cubierto por material limo-arcilloso con intercalaciones de capas de ocres.

La secuencia inclina de 4º a 12° al S-SE y es cubierta por material conglomerádico escasamente consolidado.

Los niveles de ocres tienen un espesor entre 1,5 y 3 m y contienen una intercalación de conglomerado de 0,5-0,6 m de espesor.

Las capas de óxidos de hierro poseen espesores individuales de de 1 a 4 cm y están integradas por láminas de hasta 1 mm con colores alternados amarillos y pardos. Las capas alternan con niveles arcilloso-limosos de espesor similar a algo mayor. Se cuentan hasta 40 capas de óxidos intercaladas en un espesor de 2 m (Schalamuk *et al.*, 1983).

En algunos sectores los ocres se presentan como lentes de hasta 2 m de potencia (Valania, 1963).

Mineralización

El banco mineralizado está constituido por delgadas capas de goethita y en menor proporción hematita, asociadas a illita.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.*

MODELO GENÉTICO

El yacimiento se originó en ambiente lacustre por endicamiento del río Amarillo. Las aguas del río, cargadas de hierro originado en la lixiviación de rocas ricas en sulfuros y de mineralización de sulfuros aguas arriba, depositaron los óxidos en forma de ritmitas estacionales en condiciones físico-químicas favorables (Schalamuk *et al.*, 1983).

BIBLIOGRAFÍA

Peruca, J., Yacimientos de ocres limoníticos de Corral Amarillo, La Rioja. Informe privado.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). *Subsecretaría de Minería, Anales,* 20. Buenos Aires.

Valania, J., 1963. Inventario minero de la provincia de La Rioja, zona Famatina. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Carpeta N° 544, biblioteca SEGEMAR,* Buenos Aires.



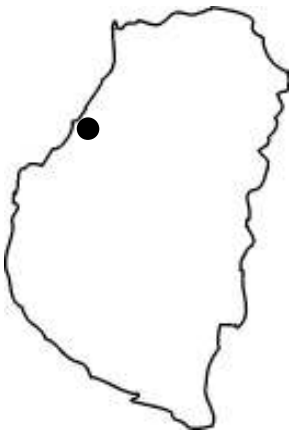
PLEISTOCENO-HOLOCENO:

Depósitos aluvio-coluviales, litorales, eólicos

Depósitos asociados a sedimentos
Depósitos de yeso de Piedras Blancas, Entre Ríos

Depósitos de placer y sedimentos
Arenas silíceas de Diamante, Entre Ríos
Arenas silíceas de Ibicuy, Entre Ríos
Arenas ferrotitaníferas y circoníferas del litoral de la provincia de Buenos Aires

Schalamuk, I. B., S. Romero y P. Moreira, 1999. Depósitos de yeso de Piedras Blancas, Entre Ríos. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1887-1891, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE YESO DE PIEDRAS BLANCAS, ENTRE RÍOS

Isidoro. B. Schalamuk[1], Sonia Romero[2] y Pilar Moreira[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Los depósitos se localizan en las cercanías de Piedras Blancas, departamento La Paz, forman parte de un área yesífera que ocupa una franja de 5 a 20 km de ancho y una longitud de 80 km aproximadamente, extendiéndose desde el norte de Piedras Blancas hasta las cabeceras del arroyo El Sauce al sureste de la ciudad de Paraná.

Leyes, reservas y producción

Los depósitos de yeso, constituyen un importante recurso minero, con una contribución oscilante en los últimos años entre 100 y 130.000 t/año, constituyéndose así en el tercer productor a nivel nacional.

La mineralización se encuentra en una secuencia arcillosa a limo-arcillosa situada en la base del Cuaternario. La mayor parte de la producción de yeso se calcina y se destina a la construcción, abasteciendo a industrias localizadas en las provincias de Buenos Aires, Santa Fé y Córdoba. Parte del yeso crudo se exporta al Paraguay y abastece la industria cementera de ese país.

La explotación se efectúa mediante destapes amplios del horizonte yesífero; una vez alcanzado el banco productor se profundiza por medio de labores semicirculares a elípticas conformando excavaciones que alcanzan 150-200 m de eje mayor y aproximadamente entre 100 a 200 m de eje menor, no superando las 3 o 4 ha de superficie.

El espesor de la capa estéril varía entre 4 y 8 m y el material arcilloso yesífero de 3 a 8 m, por lo que se deben realizar excavaciones que oscilan entre 7 y 16 m como máximo. Las canteras una vez abandonadas y, como consecuencia de las lluvias y pisos impermeables, se inundan frecuentemente originando cuerpos lagunares artificiales. Solo en contadas ocasiones los productores han reconstruido parcialmente la topografía original. La participación del yeso en el horizonte productor es del 10 a 12%; por lo que de cada mil toneladas de arcillas yesífera se obtienen 100 a 120 t de piedra de yeso.

La explotación, en las principales canteras en actividad de la zona, se realiza en forma semimecanizada, procediendo a una clasificación y separación del material limo arcilloso en las mismas canteras y luego en planta se efectúa la elaboración de yeso comercial, operación que comienza con trituración, prosigue con deshidratación, molienda y posterior envasado.

Entre los autores que han aportado al conocimiento estratigráfico de la región y se refieren a sus características geológicas y económicas es dable mencionar a Frenguelli (1920), Battaglia (1948,1961), Cordini (1949), Scartarscini (1957) y más recientemente Aceñolaza (1976,1984), Iriondo (1973,1976,1980), Vitulich (1982), Bertolini (1982), Rubinstein (1985), Romero (1986) y Romero y Schalamuk (1992).

GEOLOGÍA REGIONAL

En la tabla 1 se señala la secuencia completa definida en la región, siguiendo los conceptos sugeridos por Iriondo (1980), Aceñolaza y Sayago (1980) y Aceñolaza (1984).

Con respecto a la secuencia aflorante en la zona de estudio, en el perfil realizado en Puerto Pirayu, localidad próxima a la cantera Tuyango (2,5 km al suroeste), afloran

[1] *Universidad Nacional de La Plata, INREMI.*

[2] *Universidad Nacional de Salta.*

Período	Unidad estratigráfica	Litología
Holoceno	Formación La Picada	Cobertura aluvional constituida por conglomerados, arena y arcilla.
Pleistoceno superior	Formación Córdoba	Loess. Niveles de loess de color marrón claro.
Pleistoceno medio-superior	Formación Hernandarias	Arcilla con niveles de yeso. En la base presenta sedimentos arcillosos de color verde con nódulos yesíferos.
Pleistoceno medio	Formación Yupoi	Tosca maciza marrón clara a blanca
Pleistoceno-Plioceno	Formación Ituzaingo	Arena cuarzosa color ocre con estratificación entrecruzada planar, (ambiente fluvial).
Mioceno superior	Formación Paraná	Arcilla gris verdosa oscura con lentes de *Ostrea parassitica* y *Lumachella* sp., (ambiente costero).
Cretácico inferior	Formación Curuzú-Cuatia Miembro Posadas	Basalto tholeítico con textura afanítica compacta microcristalina y alveolar.

Tabla 1. Secuencia geológica del depósito Piedras Blancas.

sedimentos correspondientes al lapso Mioceno superior-Holoceno.

En la figura 1, se muestran perfiles esquemáticos realizados en diferentes localidades: Paraná, Villa Hernandarias, Cantera Tuyango y El Sauce, que ponen de manifiesto los distintos esquemas estratigráficos.

Los sedimentos yesíferos se encuentran contenidos en horizontes correspondientes a la Formación Hernandarias, cuya edad se asigna (Aceñolaza, 1984), por evidencias que brinda su posición estratigráfica, al Pleistoceno medio superior (Ensenadense/Lujanense). La sección tipo expuesta en la localidad homónima presenta un espesor medio de 20 m, alcanzando un máximo de 70 metros. En la zona de canteras de yeso no supera los 16 metros. La secuencia se define como predominantemente arcillosa portadora de niveles yesíferos, limitada en el techo por el loess de la Formación Córdoba y, en su base, por calcáreos de la Formación Yupoi.

Informalmente para la Formación Hernandarias se propone (Romero y Schalamuk, 1992) dos miembros; un miembro inferior verdoso que presenta un material limo arcilloso, verde oliva, con nódulos y concreciones de yeso,

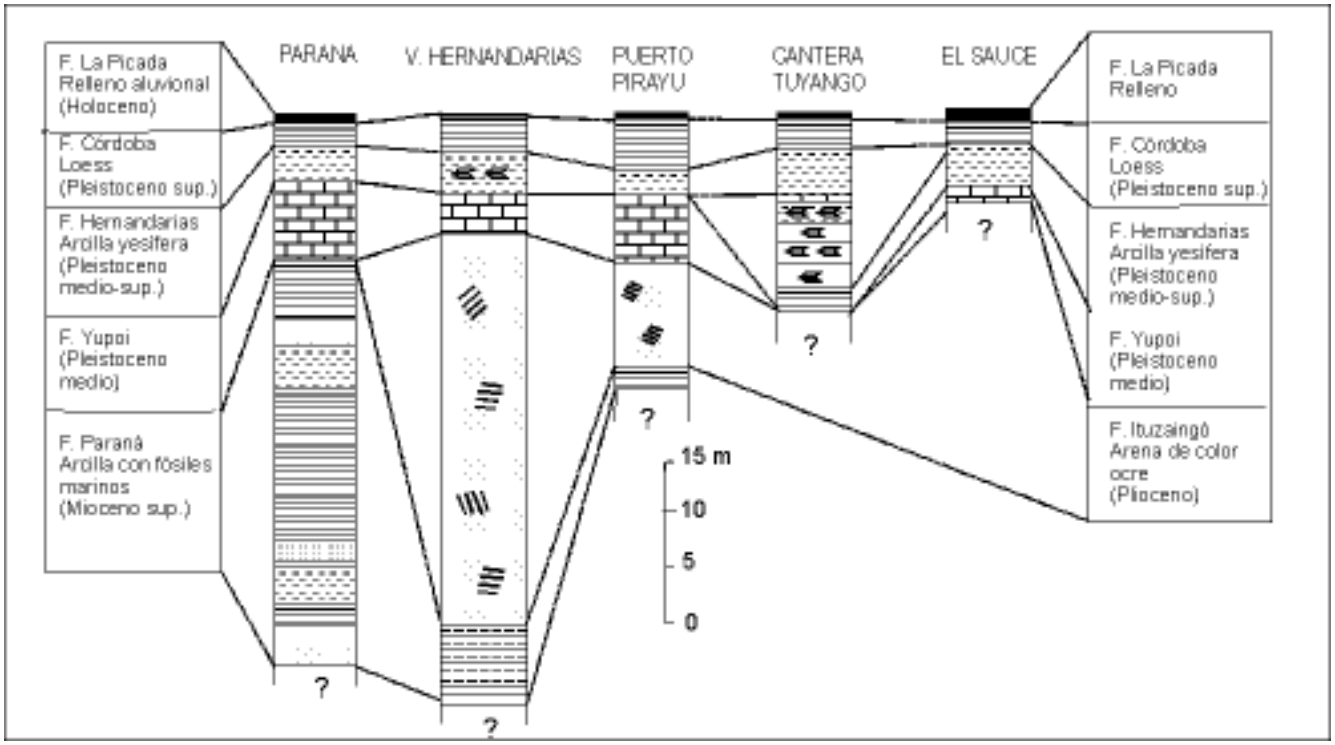


Figura 1. Perfiles esquemáticos de canteras de yeso.

objeto de explotación, y un miembro rojizo superior compuesto de sedimentos limo arcilloso, castaño rojizo, con concreciones de carbonato de calcio y rosetas de yeso. Tanto el miembro inferior como el superior presentan abundantes proporciones de óxidos de hierro y manganeso. La sección inferior indica la formación de cuencas palustres-lacustres de ambiente reductor, mientras la sección superior representa condiciones más oxidantes y mayor aporte eólico.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

En el área de los yacimientos se presentan dos tipos de explotaciones, las denominadas canteras de agua y las canteras que actualmente son trabajadas: Cantera Tuyango, Aebi y Cabrol. En la figura 2 se registran los perfiles estratigráficos de las mencionadas canteras. En cada uno de los cortes se ubica la mineralización en horizontes de la Formación Hernandarias.

Canteras de agua

Se trata de antiguas explotaciones, están situadas en las barrancas del arroyo Fray Diego. El yeso aflora en la base del cauce del citado arroyo a unos 4 o 5 m de profundidad. Los nódulos de yeso son escasos, con tamaños de 3-4 cm de espesor; la forma más frecuente de mineralización es la roseta, presente en el horizonte limo arcilloso pardo rojizo.

Estos depósitos fueron otrora objeto de explotación, en la actualidad se hallan abandonados.

Canteras Tuyango, Aebi y Cabrol

Son las más importantes en la zona, se sitúan a 4,3 km de la población de Piedras Blancas. Cubren dos campos, de una superficie del orden de las 100 ha, cada uno.

El yeso se observa principalmente bajo forma de nódulos con dimensiones de 10-15 cm de diámetro, las concreciones con textura radiadas y zonadas están cubiertas por una fina capa de material arcilloso.

Intercalados en el sedimento se encuentran óxidos de manganeso en forma de dendritas y pequeños nódulos con psilomelano.

Estudios petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos

Microscópicamente el yeso en rosetas presentan grandes individuos anhedrales a subanhedrales de aspecto nuboso. Los cristales, a su vez contienen individuos alargados, a modo de pequeñas tablillas orientadas con clivaje paralelo a la dirección de alargamiento, mientras otros individuos presentan hábito alotriomorfo. La masa cristalina aparece sucia o parcialmente teñida en los bordes y en la zona central, debido a la presencia de óxidos férricos y minerales arcillosos.

Las muestras nodulares presentan al microscopio textura porfiroblástica formada por grandes cristales tabulares, dentro de una masa de yeso alotriomorfo de grano fino. Los porfiroblastos se presentan alargados con una orientación definida dentro de la matriz. La dirección de clivaje preferencial es paralela a la dirección de alargamiento, dis-

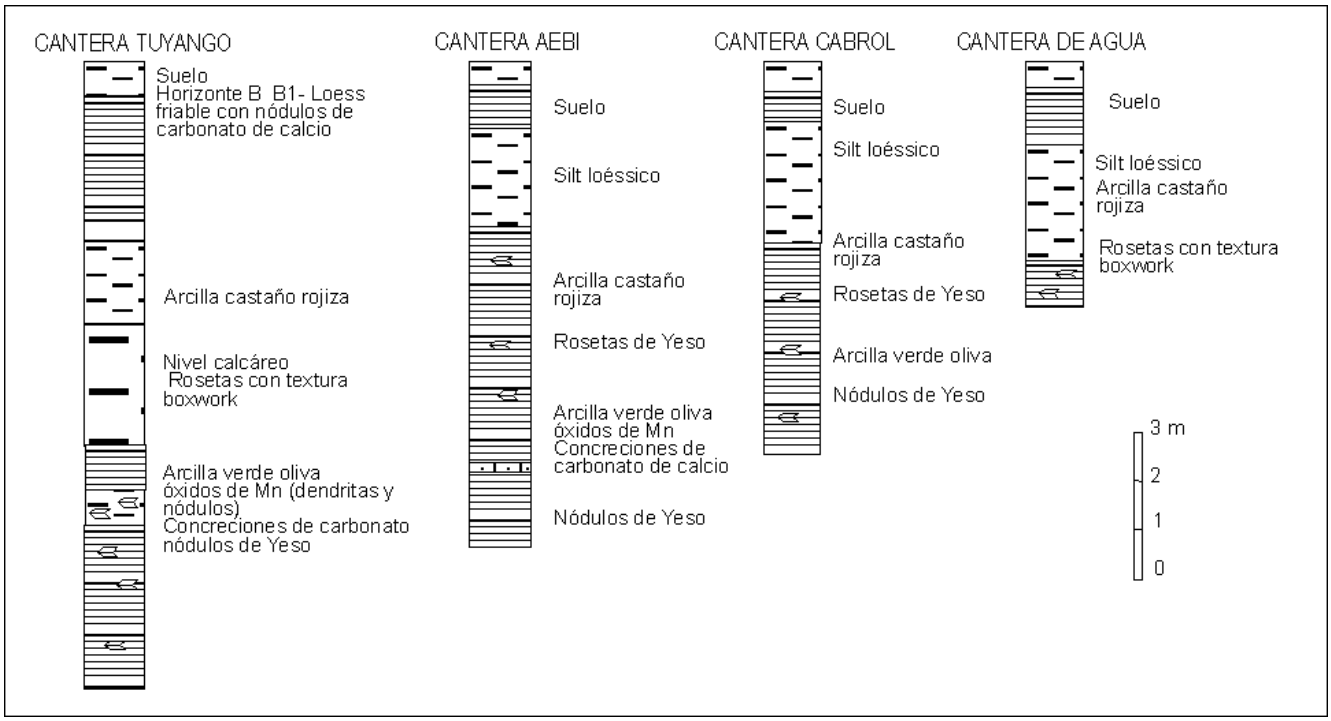


Figura 2. Perfiles de las canteras principales de yeso, departamento La Paz, Entre Ríos.

	SiO_2%	K_2O%	Na_2O%	SO3%	Al_2O_3%	Fe_2O_3%	CaO%	MgO%	P_2O_5%	Calc.%
1	69,5	1,50	0,2	0,080	15,7	4,6	1,1	0,40	0,100	5,8
2	72,5	1,20	0,2	0,150	13,2	3,6	1,5	0,40	0,100	6,2
3	77,6	0,60	0,1	0,100	11,6	3,0	0,6	0,30	0,080	5,0
4	72,0	0,07	0,2	0,070	14,5	3,6	1,5	0,20	0,010	5,6
5	67,3	1,60	0,2	0,100	16,4	4,9	1,1	0,40	0,009	5,7
6	76,4	0,80	0,1	0,080	11,6	3,1	0,8	0,30		5,7
7	72,8	0,50	1,2	0,400	13,1	4,0	1,0	1,20		6,0
8	72,4	0,50	0,0	0,050	10,4	3,5	1,3	1,15		6,0

Tabla 2. Análisis de las arcillas portadoras de Yeso.

tinguiéndose líneas de fracturas normales a la dirección mencionada. Se observa tanto en la matriz como en los cristales, participación de arcillas e impurezas férricas que la tiñen, en gran parte, con colores pardo rojizos.

Los resultados de análisis químicos de muestras de roseta y nódulo indican valores de 94,9 % de yeso, para las primeras con CaO % 32; SO_3 % 42; insoluble % 4,5; R_2O_3 % 2,4; pérdida por calcinación % 20,6; y 95,8% de yeso para los nódulos con CaO % 30; SO_3 % 44,0; insoluble % 1,1; R_2O_3 % 2,4; pérdida por calcinación % 20,9.

Han sido determinados Sr, Mg y Ca. Los valores de Sr varían entre 103 y 850 ppm, estos tenores, en general son bajos en relación a los que presenta Wedepohl (1969) que determina rangos de 210-2.820 ppm para yeso.

Por otra parte, es notorio que los materiales con textura en roseta tienen menor tenor de Sr que el yeso nodular. Tal disminución en la concentración podría deberse a que las condiciones diagenéticas de disolución y recristalización, que son más intensas en las texturas en roseta (origen secundario), produjeron eliminación o empobrecimiento de Sr. (Fort *et al.*, 1986).

Con respecto al Mg también se registra una variación entre el contenido y textura. En los nódulos yesíferos el contenido varía entre 388-600 ppm, mientras que en las rosetas este contenido disminuye oscilando entre 120-239 partes por millón.

Para contribuir al conocimiento genético de las concentraciones yesíferas (Romero y Schalamuk, 1992) determinaron el contenido isotópico de Sr^{87}/Sr^{86} en distintas muestras de yeso. El de roseta registra un valor de 0,70790, esa relación probablemente se deba a la baja proporción de Sr presente como consecuencia de los distintos procesos secundarios soportados; en el yeso nodular la relación isotópica es de: 0,7089 correspondiendo este valor a la relación isotópica del agua del mar durante el Mioceno superior, (Paolo y Ingram, 1985), con lo cual se postula que las soluciones mineralizantes, formadoras del yeso serían el producto de lixiviación del horizonte paranense (Mioceno marino), que registra buen desarrollo dentro de la serie estratigráfica local.

Mineralogía de las arcillas

Las arcillas están compuestas por montmorillonita (en cantidades no mayores a un 90%), con trazas de caolinita, illita e impurezas de cuarzo, óxidos de hierro y calcita. También se confirmó la participación de nontronita.

Los análisis químicos de las arcillas en elementos mayoritarios obtenidos mediante fluorescencia de RX, se muestran en la tabla 2. Puede observarse que tanto los contenidos del Si_2O_3, Fe_2O_3 y la Al_2O_3 en el horizonte yesífero verdoso guardan cierta relación con la profundidad (se trata de valores relativos medidos desde el techo hasta la base).

La sílice tiende a aumentar con la profundidad presentando valores de 67,3% a los 8 m y alcanzando 77,6% a los 12, en cambio el óxido férrico y la alúmina a los 12 m de profundidad del horizonte presentan 3,1% y 11,6% respectivamente y hacia los 8 m aumentan gradualmente a 4,6% y 16,4%. El CaO y el MgO presentan valores más elevados en el horizonte medio (1,5% y 5,6 % respectivamente). Asimismo, el K_2O muestra variación con la profundidad, incrementándose hacia los niveles superiores desde 0,6% hasta 1,5%.

MODELO GENÉTICO

Se considera que las concentraciones evaporíticas se deben a la lixiviación de la Formación Paraná (Miembro inferior) y posterior evaporación en cuencas de gran extensión areal y escasa profundidad.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, G. F., 1976. Consideraciones bioestratigráficas sobre el Terciario Marino de Paraná y alrededores. *Acta Geológica Lilloana,* 23. San Miguel de Tucumán.

Aceñolaza, G. F. y J. M. Sayago, 1980. Análisis preliminar sobre la estratigrafía, morfodinámica y morfogénesis de la región de Villa Urquiza, prof. de Entre Ríos. *Acta Geológica Lilloana,* 15 (2): 134-154. San Miguel de Tucumán.

Aceñolaza, J. F., 1984. Conceptos estratigráficos y geomorfológicos sobre el pleistoceno de Entre Ríos. Informe inédito.

Barbieri, M., U. Masi y L. Tolomeo, 1976. Distribuzione dello stronzio nei gessi e nelle anidriti delle formazioni evaporitiche dell´Italia Centrale. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.* 32 (2): 551-560.

Battaglia, A. A. C., 1961. Estudio geológico del yeso de Hernandarias, prov. de Entre Ríos. *1º Reunión de Trab. y Com. de Cs. Nat. Geog. del Litoral Arg. Inst. del Prof. Básico U.N.L.* Santa Fé.

Bertolini, J. C., 1982. Descripción y clasificación de los movimientos de masa en las barrancas entrerrianas del Río Paraná. *5º Congreso Latiamericano de Geología, Actas,* 4: 37-52.

Cordini, I. R., 1949. Contribución al conocimiento de la Geología económica de Entre Ríos. *Gral. Ind.y Minería, Anales,* 11: 1-78.

De Paolo, D. J. y B. L. Ingram, 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227: 938-941.

Fort, R. y M. Bustillo, 1986. Estudio geoquímico de los yesos Miocenos de la zona este de la Cuenca de Madrid. *Estudios de Geología*, 42: 387-395.

Frenguelli, J., 1920. Contribución al conocimiento de la Geología de Entre Ríos. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 24: 55-256. Córdoba.

Greene-Kelly, B. H., 1975. Dehidratation of montmorillonite minerals. *Mineralogical Magazine:* 604-615.

Iriondo, M., 1973. Análisis ambiental de la Formación Paraná en su área tipo. *Asociación Geológica de Córdoba, Revista,* 2 (1). Córdoba.

Iriondo, M., 1976. Algunos problemas geológicos del Litoral. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 31: 1-62.

Iriondo, M., 1980. El cuaternario de Entre Ríos. *Asociación de Ciencias Naturales del Litoral, Revista,* 11. Santa Fé.

Romero, S., 1986. Estudio geológico y económico de los depósitos yesíferos de Piedras Blancas, Entre Ríos. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo*, inédito.

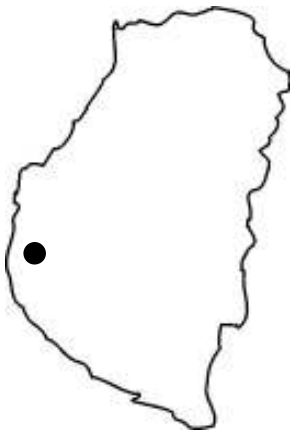
Romero, S. e I. Schalamuk, 1992. Estudio geo-económico de los depósitos yesíferos de Piedras Blancas. Departamento La Paz. Provincia de Entre Ríos. P: 371- 326.

Rubinstein, 1985. Estudio sedimentológico de la zona de Hernandarias. Departamentos La Paz y Paraná. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, t*rabajo final de licenciatura, inédito.

Vitulich, E. B., 1982. Descripción geológica de los depósitos yesíferos de la provincia de Entre Ríos (Región Paraná-La Paz). *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,* tesis inédita. Buenos Aires.

Wedepohl, K. H., 1969. Handbook of geochemistry. *Springer-Verlag,* Berlin, 38-K-7.

Arrospide, M., 1999, Arenas silíceas de Diamante, Entre Ríos. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1893-1895, Buenos Aires.



ARENAS SILÍCEAS DE DIAMANTE, ENTRE RÍOS

Martín Arrospide[1]

INTRODUCCIÓN

Las arenas silíceas comprenden un grupo de sedimentos que han sido segregados y refinados por procesos naturales que los convirtieron en depósitos de cuarzo prácticamente monominerales.

En virtud del alto grado de pureza son materia prima para usos especiales tal como la fabricación de vidrio.

UBICACIÓN

Los depósitos de arena se encuentran en las proximidades del Arroyo El Salto a unos 3 km de Aldea Brasilera, departamento Diamante.

Su acceso desde Paraná se efectúa por la Ruta Provincial 11, asfaltada, en dirección a Diamante. En el paraje llamado El Cruce, unos 5 km antes de Aldea Brasilera se accede por camino pavimentado que lleva al Sanatorio Fidanza, por el cual se debe transitar unos 2 km y desde allí por un camino vecinal mejorado, que lleva hasta las canteras. La distancia total desde la zona de los depósitos hasta la ciudad de Paraná es de alrededor de 30 km (figura 1).

RESERVAS, LEYES Y PRODUCCIÓN

En cuanto a su distribución areal estos depósitos han sido reconocidos mediante perforaciones sobre ambas márgenes del arroyo El Salto, desde cercanías de la localidad de Aldea Brasilera, hasta las proximidades de la desembocadura en el río Paraná, ocupando unos 20 kilómetros cuadrados. Aunque a primera vista las reservas parecen cuantiosas, no toda la arena alcanza las rígidas especificaciones de la industria. Por ello es que las empresas que explotan estos materiales deben realizar planes de cateo mediante perforaciones con el fin de obtener reservas probadas.

El banco productivo es explotado por minado directo mediante cargador frontal o por dragado. El material luego es transportado a las plantas de tratamiento por medios mecánicos o hidráulicos. Allí la arena es tamizada mediante trommels y zarandas, atricionadas y deslamada mediante gusanos Akins e hidrociclones. Las recuperaciones dependen del sector explotado pero en general superan el 95 por ciento. El flete hacia los centros de consumo (Buenos Aires y Rosario) es fluvial. El grueso de la producción de arena se comercializa húmeda aunque este material puede ser secado y pasado por separadores magnéticos de alta intensidad para obtener calidades superiores. El destino de la producción es esencialmente la fabricación de vidrio flint container.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Los primeros estudios detallados donde aparecen citados estos depósitos corresponden a los realizados por Cordini (1949), donde ya los califica como “una de las mayores riquezas de la provincia”. Allí menciona la existencia de antiguas explotaciones como las de Donda y Battauz, las que se realizaban a pico y pala y no superaban un volumen de 400 t mensuales. Battaglia (1951) realiza una contribución mas ilustrativa de estos depósitos, con ejecución de una serie de perforaciones con los análisis químicos correspondientes sentando las bases para la prospección de estos depósitos. En la década del 60 se instalan plantas de lavado para mejorar la calidad, y los volúmenes despachados comienzan a ser mayores. Estas explotaciones continúan has-

[1] *Cristamine S.A.*

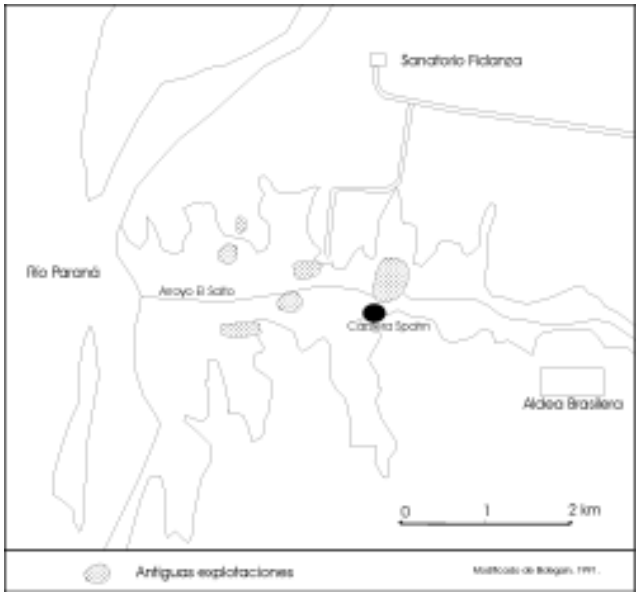


Figura 1. Ubicación de los depósitos de arenas de Diamante.

	Rechazo en tamiz U.S. Standard N°	%
GRANULOMETRÍA	# 16	-
	# 30	2,3
	# 40	13,6
	# 70	76,9
	# 100	98,4
	# 140	99,7
	retenido # 140	0,3
	Elemento	**%**
COMPOSICIÓN QUÍMICA	SiO_2	98,5
	Fe_2O_3	0,060
	Al_2O_3	0,70
	Na_2O	0,1
	K_2O	0,3
	p. p. c.	0,3

Tabla 1. Granulometría y tenores químicos de las arenas silíceas.

ta la actualidad acompañando los vaivenes de la economía con volúmenes que oscilan normalmente entre 8.000 a 10.000 t mensuales.

GEOLOGÍA REGIONAL

Geomorfológicamente, este sector de la provincia de Entre Ríos es una peneplanicie que está cubierta superficialmente por una acumulación de depósitos eólicos que sólo permiten observar la sucesión estratigráfica en las barrancas sobre el río Paraná o en los cañadones provocados por la erosión de los numerosos arroyos que surcan la región.

La constitución geológica del área está integrada por una secuencia sedimentaria cenozoica sin aparente disturbación tectónica (figura 2).

Los depósitos más antiguos se pueden observar en la parte más baja de los cortes naturales y canteras. Se trata de bancos de arena blanca con estratificación entrecruzada de alto ángulo. Los espesores son de entre 10 y 15 m poseyendo algunas lentes de arcillas arenosas, especialmente en la parte más profunda del banco. Se trata de sedimentos fluvio-eólicos continentales litorales pudiendo tratarse de antiguos médanos sujetos a remociones eólicas.

Esta formación yace sobre arcillas azuladas de origen marino deltaico (Battaglia, 1949) que se pueden observar en las barrancas del río Paraná en épocas de grandes bajantes.

Por encima de las arenas se apoya una unidad de arcilla limosa que corresponde a una transgresión marina, constituida por un banco de arcilla, algo arenosa, portadora de fósiles marinos (*Ostrea patagónica* D'Orb., etc.). Este horizonte que integra espesores de 0,5-2,0 m, pertenece al banco calcáreo que se utiliza en la ciudad de Victoria, donde adquiere mayor espesor, como conchilla para la fabricación de alimentos balanceados. Se puede deducir que la ingresión marina que depositó este banco de ostreas tuvo lugar bajo un corto período de tiempo debido al poco espesor y a que las valvas están aun articuladas indicando la muerte *in situ* y subsecuente cobertura por sedimentos. Tradicionalmente se le asignó una edad miocena; de acuerdo a datos paleomagnéticos aportados por Bidegain (1991) sería de edad pliocena y se pueden correlacionar con la Formación Paraná descripta al norte de la región por Aceñolaza (1976).

Le siguen limos arenosos y arenas finas arcillosas gris verdosas, de cementación incoherente, con espesor de 3,5 metros. Bidegain los interpreta como de regresión marina y reactivación de procesos de erosión en la tierra emergida y correlacionables con la Formación Ituzaingó aflorante al norte de Paraná.

El perfil continúa con limos frecuentemente cementados por SiO_2 y CO_3Ca que alcanzan espesores de 3 a 6 metros. Su esporádica cementación les comunica una apariencia reticular, que manifiesta la estratificación del conjunto.

Por encima se ubica un horizonte lenticular de tosca calcárea, epigenético, poco potente (0,5-1,5 m) pero macizo y duro, que fuera explotado en las proximidades de la ciudad de Paraná para la industria del cemento portland.

Continua un nivel calcáreo lenticular de baja consistencia y de origen epigenético (corresponde al igual que el horizonte de tosca infrayacente a la depositación de carbonatos resultante de la circulación de aguas sobresaturadas). Estos depósitos afloran en las partes cuspidales de las lomadas.

Por encima y mediando una discordancia erosiva la columna estratigráfica sigue con depósitos de ambiente

continental, con predominio de actividad eólica, que ocupan las laderas de las lomadas. Estos son limos loéssicos, pardo rojizos con dendritas de manganeso y finalmente sedimentos loéssicos pardo rojizos claros, pulverulentos, en partes acompañados por tosquillas calcáreas Los espesores varían entre 0,5 y 5 metros. Suelen aparecer intercalados lentes de un conglomerado calcáreo compuesto por rodados de variado tamaño, de hasta 6 cm de diámetro, provenientes del banco de tosca del Terciario erodado. Es posible hacer una correlación entre estos sedimentos y los de la formación loéssica de las provincias de Buenos Aires y Córdoba; por ello Aceñolaza los define como Formación Córdoba.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Estructura y morfología

Se trata de un banco de 8 a 15 m de espesor, de un color blanco característico, sólo interrumpido en algunos sectores con tintes rojizos relacionados a la presencia de de óxidos e hidróxidos de hierro. Presenta estructura entrecruzada de gran escala que nos indica su probable origen eólico. El material posee un destape que puede superar los 25 m de potencia, dependiendo de la topografía ya que tanto el techo como la base del banco es subhorizontal.

Mineralogía

Granulométricamente está dominada por partículas tamaño arena con una moda bien marcada entre los 250 y 355 μ, pero en sectores es notable la presencia de lentes de arcillas que dificultan la extracción. Estas lentes se van haciendo cada vez mas importante hacia la base del banco.

Microscópicamente se puede observar que casi en su totalidad la arena luego de ser lavada está compuesta por cuarzo sin inclusiones, limpio, redondeado a subanguloso (80%), le sigue la fracción de cuarzo que presenta inclusiones aciculares de rutilo o columnares de apatita o que presenta pátinas de hidróxido de hierro (10%), feldespatos, tanto potásico como calcosódicos, débilmente sericitizados (5%), calcedonia (3.6 %). El resto corresponde a anfíboles y piroxenos (1%) y turmalina, granate, circón apatita. La cantidad de minerales opacos difícilmente supera el 1%, constituido fundamentalmente por magnetita.

Desde el punto de vista químico la variabilidad de la arena también es importante, aunque los tenores de los elementos mayoritarios se tienden a estabilizar luego que la arena se somete a un proceso de lavado.

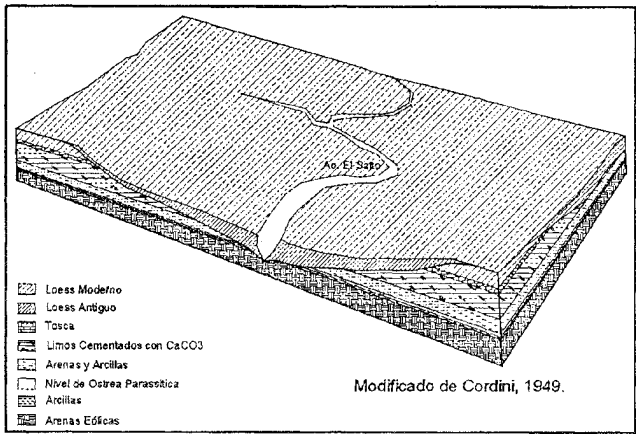


Figura 2. Geología del área con arenas silíceas de Diamante.

Normalmente podemos considerar su granulometría y los tenores químicos de estas arenas de acuerdo a lo indicado en la tabla 1.

MODELO GENÉTICO

Se trata de sedimentos eólicos del litoral continental de la transgresión marina miocena.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G., 1976. Consideraciones bioestratigráficas sobre el Terciario marino de Paraná. *Acta Geológica Lilloana,* 13 (2).

Battaglia, A. C., 1959. Arenas entrerrianas para la Industria del Vidrio. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín Informativo,* 16.

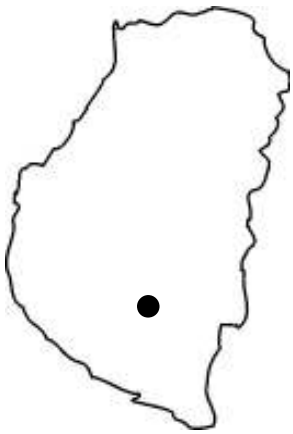
Bidegain, J. C., 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. *Tesis. Paleogeophysics & Geodynamics. Deparment of Geology and Geochesmistry, Stockholm.* Sweden.

Celeda, A. y E. Mari, 1994. Arenas para la industria del vidrio. Características y procesos de purificación. *Publicación técnica del Intemin,* 1.

Cordini, R. I., 1948. Contribución al conocimiento de la geología económica de Entre Ríos. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 24. Córdoba.

Grianta, L., 1911. Contribución al estudio de las arenas argentinas. *Universidad de Buenos Aires, Tesis.*

M. Arrospide, 1999, Arenas silíceas de Ibicuy, Entre Ríos. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1897-1898, Buenos Aires.



ARENAS SILÍCEAS DE IBICUY, ENTRE RÍOS

Martín Arrospide[1]

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

Los depósitos de arenas silíceas se encuentran en una franja de 6 a 15 km al noroeste de la ciudad de Holt o Ibicuy, departamento Gualeguaychú. Se accede desde Holt a través de un camino vecinal mejorado.

RESERVAS, LEYES Y PRODUCCIÓN

Estos depósitos de arena son superficiales y constituyen cordones litorales. Adoptan para el área una forma de medialuna con un brazo paralelo al actual río Paraná Ibicuy que se extiende desde las proximidades de Mazzaruca hasta Holt (unos 12 km) y desvía de allí al noreste hacia la localidad de la estación General San Martín, donde los depósitos poseen una textura mas limosa. Entre Holt y Mazzaruca posee un ancho de alrededor de 1 km (figura 1). Las reservas son cuantiosas y representan la producción de varias décadas para los ritmos actuales. La producción actual oscila entre 10.000 y 12.000 t/mes.

El banco se explota por minado directo y se transporta a las plantas de tratamiento mediante camiones. En la planta la arena es tamizada, lavada e hidroclasificada. Las recuperaciones dependen del sector explotado pero en general superan el 95 por ciento. Mayoritariamente esta arena se embarca en barcos areneros en un atracadero cercano a Puerto Perazzo. El destino de la producción es esencialmente la fabricación de vidrio plano y silicato de sodio.

[1] *Cristamine S.A.*

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Estos depósitos vienen siendo explotados desde principios de siglo y constituyen la fuente de abastecimiento mas antigua de la industria vidriera argentina. Sin embargo, son pocos los trabajos que se refieren a estas importantes acumulaciones y su aprovechamiento hasta épocas recientes. Totino (1984), la cita como fuente de sílice para la fabricación de vidrio y presenta un resumen de sus características, al igual que Celeda y Mari (1994) que aplican un conjunto de técnicas de beneficio a escala de laboratorio para estas arenas.

GEOLOGÍA REGIONAL

La zona corresponde a una llanura baja surcada por innumerables cauces fluviales apenas esbozados y sometida periódicamente a grandes inundaciones. Estas extensas áreas de ambiente palustre registran láminas de agua de muy poca profundidad. Buena cantidad de albardones, actuales y abandonados, indican la acción fluvial y, en las partes relativamente más altas, cadenas de médanos de gran arco de radio, con el centro de curvatura dirigido preferentemente hacia el noreste, muestran la influencia eólica.

Los depósitos de las partes altas son referidos como Formación Isla Talavera (Rimoldi, 1979) y se las asigna a la ingresión querandina. Durante esta ingresión se depositaron cordones litorales de arenas y conchillas, espaciados y subparalelos, que aún en la actualidad conservan su clásica morfología, parcialmente modificada por los modernos depósitos deltaicos y la erosión reciente.



Figura 1. Ubicación de las arenas silíceas de Ibicuy.

	Rechazo en tamiz U.S. Standard N°	%
GRANULOMETRÍA	# 16	-
	# 30	0,2
	# 40	2,6
	# 70	31,9
	# 100	35,0
	# 140	99,7
	retenido # 140	0,3
	Elemento	**%**
COMPOSICIÓN QUÍMICA	SiO_2	98,9
	Fe_2O_3	0,130
	Al_2O_3	0,47
	Na_2O	-
	K_2O	0,2
	p. p. c.	0,3

Tabla 1. Tenores químicos y fracciones de minerales.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Estructura y morfología

Los depósitos de arena silícea de Ibicuy poseen un espesor de alrededor de 4 m con un destape que raras veces supera el metro de desarrollo. Son comunes las estructuras entrecruzadas y la aparición de algunas lentes arcillo arenosas que le otorgan una coloración más verdosa. Se apoyan sobre bancos de arcillas y lentes de arenas oscuras debido al contenido de limos presencia de arcillas.

Mineralogía

Las arenas son blancoamarillentas, redondeadas, bien seleccionadas. Granulométricamente son finas, bien clasificadas, con una moda bien marcada entre los 180 y 250 µ, poseen también algunos lentes de arcilla que se van haciendo cada vez más potentes ha medida que se profundiza.La fracción liviana de estas arenas (99,7%) es esencialmente de cuarzo (Celeda y Mari, 1994) parcialmente impurificado con óxido férrico con impurezas de hierro en los contornos primitivos; cuarzo con hoyuelos y marcas de percusión rellenos con material ferruginoso; con pátinas de hierro, o con inclusiones que le confieren color blanco amarillento. Son accesorios de esta fracción calcedonia y feldespatos parcialmente alterados.

En la fracción de minerales pesados (0,3%) el 50% en peso es asignado a ilmenita/magnetita. El resto se asigna a estaurolita, leucoxeno, turmalina, circón, hematita, rutilo, hornblenda, biotita, topacio, líticos, etc.Los tenores químicos y las fracciones habituales para estas arenas (Totino, 1984), se indican en la tabla 1.

MODELO GENÉTICO

Se trata de sedimentos eólicos del litoral continental de la transgresión marina querandina.

BIBLIOGRAFÍA

Battaglia, A. C., 1959. Arenas entrerrianas para la Industria del Vidrio. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín informativo,* 16.

Carta de suelos de la República Argentina, Departamento de Diamante, Entre Ríos, 1991. *Instituto Nacional de Tecnología Agraria (INTA). Estación Experimental Agropecuaria Paraná.*

Celeda, A. y E. Mari, 1994. Arenas para la industria del vidrio. Características y procesos de purificación. *Publicación técnica del Intemin,* 1.

Totino, L., 1984. El vidrio – características generales. *Panorama Minero*, 38-50.

Cábana, M. C. y K. Mykietiuk, 1999. Arenas ferrotitaníferas y circoníferas del litoral de la provincia de Buenos Aires. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1899-1903, Buenos Aires.



ARENAS FERROTITANÍFERAS Y CIRCONÍFERAS DEL LITORAL DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

María C. Cábana[1] y Karina Mykietiuk[2]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

Las acumulaciones de hierro, titanio y circón, de origen detrítico, conocidas desde hace décadas, se encuentran ubicadas en el sector costero sudoriental de la provincia de Buenos Aires. En la zona de la bahía San Blas, partido de Carmen de Patagones, es donde históricamente se han realizado estudios, debido a que es ahí donde se presentan las mayores concentraciones de minerales opacos del litoral bonaerense. Estas acumulaciones ferrotitaníferas (circoníferas) se desarrollan, en el área mencionada, a lo largo de 30 km del área costera, tanto en las arenas de playa como en los principales cordones de médanos (figura 1).

Cabe destacar la presencia de médanos ferrotitaníferos y circoníferos en otros parajes costeros de la provincia de Buenos Aires, tales como los de Necochea, Miramar y Claromecó.

Leyes, reservas y producción

En el área de la bahía San Blas, los depósitos detríticos de la zona de playa se encuentran ubicados en la isla Jabalí, en el tramo comprendido entre la baliza La Torre y el faro Segunda Barranca, mientras que los médanos con concentraciones ferrotitaníferas están emplazados en la zona de la baliza La Ballena, Campo Brown y faro Segunda Barranca.

Según los datos obtenidos por Angelelli y Chaar (1964) para los dos ambientes mencionados, en la zona de playa el tonelaje de arenas asciende a 1.378.360 t con 234.528 t de minerales magnéticos, 1.845 t de circón y 251.000 t de rutilo, contenidos en una superficie de unas 120 ha hasta una profundidad promedio de 0,60 metros. Con respecto a los médanos, se llegó a una reserva de 2.966.037 t de arenas, incluyendo unas 500.000 t correspondientes a médanos pequeños de poca altura; dicho tonelaje incluye 439.876 t de minerales magnéticos, 3.869 t de circón y 545 t de rutilo.

Los cálculos de reservas totales registran, en cifras redondas, 1.300.000 t de minerales magnéticos con 57,3% de Fe y 14,5% de TiO_2 y 650.000 t de minerales no magnéticos con 44,9 % de Fe y 22,1% de TiO_2, involucrando en estos últimos 10.400 t de circón y 1.400 t de rutilo, contenidas en 12.000.000 t de arena.

Angelelli y Chaar (1967) estudiaron el área de Claromecó con el fin de ampliar las perspectivas que ofrecen en conjunto las arenas costeras, en particular los médanos, como fuente de extracción de circón. El tramo estudiado abarca unos 15 km de extensión, donde se determinó 6.217.000 t de arenas con 4% de minerales magnéticos, 2% de no magnéticos, 230 g/t de circón y 40 g/t de rutilo. Con lo que se definió 258.000 t de minerales magnéticos, 129.000 t de minerales no magnéticos, incluyendo 1.450 t de circón y 260 t de rutilo.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Los depósitos detríticos ferrotitaníferos acumulados en las arenas del sur de la faja litoral bonaerense han sido objeto, desde su descubrimiento, de numerosos estudios tendientes a definir sus posibilidades de explotación.

[1] *Universidad Nacional de La Plata, INREMI-CIC*

2 *CONICET. Universidad Nacional de La Plata, INREMI.*

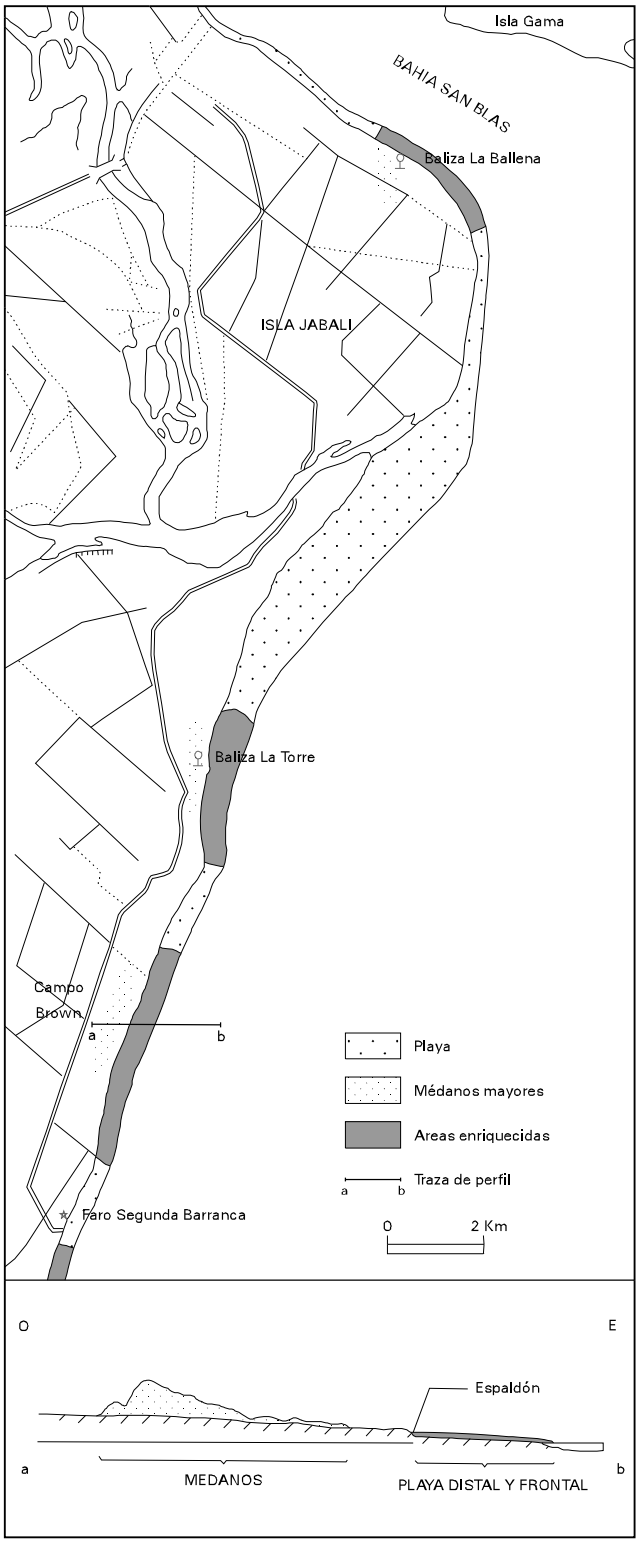


Figura 1. Distribución de arenas ferrotitaníferas en el litoral de la provincia de Buenos Aires.

La falta de continuidad temporal en su investigación se ha visto acompañada por cambios en los objetivos buscados en cada etapa. Los primeros estudios tuvieron por objetivo sólo el aprovechamiento de Fe (Lannefors, 1929, 1930) en las arenas de playa y médanos entre Mar del Plata y Necochea. Hacia los fines de la década del ‘40, aparece el interés por el titanio, lo que provoca la realización de estudios de extracción como los de Molchusky (1947) y Bassi y Arnolds (1953). En 1960-61 la empresa Titanit construyó una planta piloto, que utiliza el método de separación gravitacional pero no logra concentrados adecuados.

El laboratorio de Ensayos de Materiales e Investigaciones Tecnológicas de la provincia de Buenos Aires (L.E.M.I.T.) publicó en los años 1959 y 1964 los trabajos efectuados por Teruggi *et al.*, referentes a estudios realizados sobre las acumulaciones de arenas existentes entre cabo San Antonio-Bahía Blanca y Bahía Blanca-Río Negro.

En el año 1964 Angelelli y Chaar, como producto de un extenso estudio realizado por CNEA, incorporaron el circonio a los elementos ya estudiados.

Entre los años 1978 y 1980 la empresa Titanar separó unas 80 t de preconcentrados naturales de estas arenas, los que clasificó en dos fracciones utilizando separación magnética. La fracción magnética molida a –325 mallas se le entregó a Y.P.F. para utilizarla como carga pesada en los lodos de perforación. La fracción residual (colas) de la separación magnética fue procesada por el Departamento de Desarrollo de Procesos de la CNEA, donde se investigó sobre las posibilidades de beneficio en minerales pesados de estos yacimientos.

Entre los años 1985 y 1987 la CNEA efectuó un estudio donde se procesaron 40 t de arenas de playa con tamices, mesa vibratoria (tipo Wilfley) y separador magnético (tipo Pick Up, Wetheril). Se realizó, entonces, con los concentrados, fusiones reductoras escorificantes, consumando de esta manera el primer ensayo de beneficio, a escala piloto, de titanio por escorificación con producción de hierro para ferroaleaciones.

GEOLOGÍA REGIONAL

Dentro de la llanura de la provincia de Buenos Aires se diferencian cuatro áreas principales, las que se definen sobre la base de las características de los sedimentos superficiales y sus relaciones estratigráficas. Estas áreas fueron denominadas por Fidalgo *et al.* (1975): Área Meridional, Área Interserrana y Pedemontana, Área Central y Norte y Área Noroccidental.

La zona de Bahía San Blas se encuentra dentro del Área Meridional, en la cual se diferencian claramente los sedimentos correspondientes al “Mesopotamiense”, Formación Arroyo Chasicó, Formación Río Negro, Rodados Patagónicos o Rodados Tehuelches, sedimentos pertenecientes a los niveles marinos más recientes y en última instancia los sedimentos eólicos, que en muchos casos constituyen cadenas de médanos muy degradadas (Fidalgo *et al.*, 1975).

En la zona de Bahía San Blas los afloramientos que se observan pertenecen a la Formación Río Negro y a Rodados Tehuelches, sobre los cuales se depositaron los sedimentos psamíticos que conforman las arenas de playa y médanos.

La Formación Río Negro, denominada también Formación Belén, está constituida por psamitas de grano fino a medio, poco coherentes, de color gris azulado, con intercalaciones esporádicas de limolitas y arcilitas. Su origen es continental, presentando estructuras entrecruzadas y algunos niveles psefíticos. Zambrano (1976) definió el origen de estos depósitos como acumulaciones fluviales, asociando la base de los mismos a deltas y estuarios.

Esta Formación se caracteriza por la escasez de macrofósiles; los pocos conocidos son mamíferos. Pascual *et al.* (1969, en Fidalgo *et al.*, 1975) por el análisis comparado de los mamíferos establecieron una edad que atribuyen al Plioceno medio-superior. La base de esta unidad se relaciona con los sedimentos marinos del "Mesopotamiense" y varios autores coinciden que la secuencia continúa hacia su techo con los "Rodados Tehuelches" (Fidalgo *et al.*, 1975).

El sector de Claromecó se encuentra sobre la costa del Área Interserrana y Pedemontana (Fidalgo *et al.*, 1975), la que está caracterizada por presentar los denominados "sedimentos pampeanos" extensamente desarrollados. Estos sedimentos, cuya edad abarca desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno más alto, han sido denominados de diferentes maneras como Formación Epecuén, Formación La Norma y Formación Ensenada, entre otras. Están constituidos preferentemente por una fracción limo más abundante, con fracciones de arena y arcilla subordinadas. Comúnmente se los ha denominado loess o limos loessoides y hasta loess limoso. Presentan generalmente aspecto masivo, aunque localmente puede llegar a observarse una estratificación grosera. El color en general es castaño con distintas tonalidades que varían del amarillento al rojizo oscuro (Fidalgo *et al.* , 1975). El resto de las unidades que se presentan corresponden al Pleistoceno-Reciente con una distribución areal muy restringida, vinculadas a procesos fluviales y en algunos casos a remoción en masa, como la Formación Las Malvinas y Formación Tandileufú, entre otras. Generalmente rematan la secuencia sedimentos eólicos con una mayor distribución regional.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

Morfología del depósito: Bahía San Blas

Los depósitos del área de Bahía San Blas están contenidos en las arenas de playa y algunos cordones de médanos, que forman parte de los materiales asignados al Holoceno.

Depósitos de playa. Se identifica en el área una tendencia general de ascenso relativo del territorio, sobre la base de los distintos niveles de terrazas y a los sucesivos cordones litorales ascendidos (Trebino, 1987). En un perfil esquemático típico, se observan los siguientes sectores: playa frontal, playa distal, espaldón y médano, desde la costa hacia el interior del continente.

En este caso, la playa en general presenta usualmente una pendiente suave hacia el mar de 2º-3°, con un ancho variable entre 100 y 300 m, donde tierra adentro se encuentra generalmente limitada por médanos.

A la altura de la localidad de San Blas la playa es gravosa; sus componentes son de naturaleza volcánica, salvo rodados de jaspes y cuarzo de venas, presentando todos los clastos un alto grado de redondeamiento. Las gravas forman un cordón litoral, con fuerte pendiente hacia el mar (+10°) y a lo largo de ella se evidencia una buena selección de los rodados, desde la cresta del cordón hasta el borde del agua. El cordón litoral gravoso se repite tierra adentro con similar altura (Teruggi *et al.*, 1964).

El rasgo estructural más destacado de las playas arenosas de la costa bonaerense es, en general, la laminación, definida por cambios tanto en la granulometría como en la composición mineralógica (Thompson, 1937). El examen detallado de esta laminación revela una característica combinación textural y composicional donde los granos mayores, de menor densidad relativa, se encuentran en la parte superior de cada lámina, y los más finos, de mayor peso específico, en la base (del Río, 1988). La segregación entre granos mayores y menores, y livianos y pesados, ocurre rápidamente dentro del movimiento de sedimentación que sigue al momento de máxima erosión dentro del retrolavado.

La presencia conjunta de minerales de diferente densidad y tamaño en las láminas y estratos de depósitos de tormenta y postormentas parece estar regido en primer lugar por las fuerzas friccionales necesarias para mover a los granos (en especial a los pesados y carbonáticos), y en segundo término por las velocidades de caída de los diferentes grupos densimétricos, aunque su incidencia sería mayor en la depositación conjunta de los minerales livianos y carbonáticos (del Río, 1988).

Según del Río (1988), no existen variaciones de carácter estacional en las concentraciones de minerales pesados en el sector costero; las variaciones detectadas obedecen a fenómenos de tipo eventual.

Depósitos de médanos. En un perfil trazado desde la costa hacia el continente aparecen, detrás del espaldón, los médanos fijos, luego los médanos semifijos y por último, los médanos fijos cubiertos por vegetación.

La franja principal de médanos vivos en Bahía San Blas se extiende desde isla Jabalí hasta Punta Redonda.

Estas acumulaciones eólicas, producto de vientos predominantes del noreste, se disponen en forma paralela a la costa, con un rumbo general norte-sur, en cordones que cubren un ancho no mayor de 100 m, salvo los de la baliza La Ballena que alcanzan valores de 300 metros. En general, éstos no exceden los 4 m de alto, pero más hacia el sur la altura va en gradual aumento hasta llegar a unos 10 m en Punta Rasa.

Estos depósitos medanosos se encuentran principalmente constituidos por una alternancia de capas de pocos milímetros de espesor, de coloraciones oscuras y castaño claras, las que, en ciertos lugares, presentan estructura entrecruzada.

La zona medanosa en Claromecó, por su parte, posee un ancho variable que oscila entre los 1.000 y 2.000 m, y a veces más, pero las dunas de mayores dimensiones se encuentran entre los 500-600 m linderos de la costa. Las mayores alturas son de 4 a 7 m llegando, en algunos casos, hasta 15-20 metros.

Estos médanos suelen presentarse como cuerpos aislados, aunque muchas veces se observa la unión de dos o tres empalmados lateralmente. Su rumbo principal es norte-sur con variaciones noroeste-sudeste a noreste-sudoeste (Angelelli y Chaar, 1967).

Granulometría y mineralogía de las arenas

Las marcadas variaciones granulométricas en la zona de Bahía San Blas y Punta Redonda son contrastantes con respecto al resto del litoral bonaerense. En el caso de San Blas se observa un depósito gravoso litoral seguido tierra adentro por cordones paralelos acumulados por acción marina mediante la selección de los clastos de mayor tamaño.

Para establecer la granulometría de las arenas, Angelelli y Chaar (1967) calcularon que en la mayoría de las muestras de arenas de playa los individuos priman entre los 0,124 y 0,246 mm, los que se hallan presentes en porcentajes comprendidos generalmente entre 50 y 60%. Asimismo denotan que, en general, las muestras son algo más gruesas en playa frontal que hacia el espaldón, pero estos valores muchas veces se ven distorsionados por la participación de rodados en porcentajes bastante significativos.

El material de los médanos se diferencia del de playa por su granulometría más fina; sin embargo responden a la misma asociación, siendo predominante el tamaño de los granos entre los 0,124 y 0,246 mm, con porcentajes del 72,4%. Las arenas de los médanos de Claromecó son algo más gruesas que las de los de San Blas.

La composición mineralógica de las arenas del litoral bonaerense es muy uniforme. Están conformadas, principalmente, por plagioclasas frescas y granos subordinados de feldespatos potásicos alterados, cuarzo y líticos predominantemente de volcanitas. Esta asociación señala un marcado grado de inmadurez mineralógica que contrasta notablemente con la elevada madurez textural que presentan estas arenas, la que se refleja en la buena selección y redondeamiento de los granos, especialmente de los minerales pesados (Teruggi *et al.,* 1964).

Manteniendo los grupos definidos por Angelelli y Chaar (1967), los minerales magnéticos presentes en las arenas de la costa bonaerense consisten en titanomagnetita en cantidad dominante, asociada a ilmenita y hematita, y en menor proporción, titanomagnetita desmezclada en magnetita e ilmenita (Brodtkorb, 1964).

Dentro del grupo de los minerales pesados (no magnéticos) se menciona la presencia de piroxeno, principalmente augita e hipersteno; anfíboles como hornblenda y lamprobolita; y alteritas correspondientes a rocas basálticas, con impregnaciones de óxidos de hierro hidratado.

Los opacos, presentes en menor proporción que los magnéticos, aparecen como granos bien redondeados y con un tamaño menor que el resto de los componentes. La mayor proporción está constituida por hematita en granos puros o desmezclados en ilmenita, a veces con pasaje a rutilo o pseudobrookita, seguida de ilmenita. La mayoría de los granos de ilmenita se encuentran sin desmezcla (Brodtkorb, 1964).

En último término se menciona granate en su variedad rosado pálido e incoloro; epidoto, en granos pequeños de color verdoso (variedad pistacita según Teruggi *et al.*, 1964); circón, en cristales alargados a ovoides en su mayoría límpidos y con inclusiones fluidas; rutilo, en granos pequeños de coloración rojiza a negra; monacita; y titanita, en escasa proporción. Se menciona también la posible presencia de pequeños granos de olivina.

Dentro de los minerales livianos, se considera de cuarzo en granos redondeados a subangulosos generalmente límpidos y con inclusiones fluidas; plagioclasas mesosilícicas, como andesina y labradorita en individuos frescos con macla de albita; feldespato potásico, relativamente escaso y parcialmente alterado a arcillas, predominantemente ortosa y en forma subordinada microclino y algo de sanidina; pastas volcánicas; alteritas, correspondientes a minerales o pastas profundamente alterados; y restos de conchillas ($CaCO_3$).

También se observa vidrio volcánico de composición ácida, en forma de trizas bastante redondeadas.

ORIGEN DE LAS ARENAS

De las conclusiones obtenidas por Teruggi *et al.* (1964), y las mencionadas por Angelelli y Chaar (1967), se puede argumentar que las posibles rocas madre de las arenas de la costa bonaerense han sido rocas volcánicas, pertenecientes a dos tipos principales: felsíticas y básicas intermedias. Esta conclusión se basa en la abundancia de granos de plagioclasa y de pastas de volcanitas, escasez de cuarzo, presencia de vidrio volcánico y la asociación especial de minerales pesados. La marcada zonalidad de las plagioclasas y la ausencia de extinción ondulante en el cuarzo permiten descartar un origen metamórfico, mientras que las inclusiones vítreas y los trozos de pasta volcánica adheridos a muchas de ellas son indicios de naturaleza extrusiva.

Estudios sedimentológicos (Teruggi *et al.*, 1959), han puesto en evidencia la similitud de los terrenos pampeanos y de las arenas costeras, lo cual induce a pensar que la mayor contribución de materiales procedería de la desintegración por acción marina de los terrenos del Plioceno y Pleistoceno aflorantes en la franja costera. Una menor proporción provendría de la región patagónica, producto del transporte por acción marina a lo largo de la costa. Las ocasionales lluvias de cenizas y el aporte de los vientos del suroeste y oeste participarían en forma reducida. Sobre estas bases se concluye que los minerales de las arenas han pasado por dos ciclos sedimentarios como mínimo (Teruggi *et al.*, 1959).

La existencia de magnetita, ilmenita y hematita se debe a la destrucción de rocas de naturaleza esencialmente básica, en tanto que la presencia de rutilo, monacita y zircón se relacionaría con rocas ácidas de tipo riolítico.

En lo referente al origen de las concentraciones de minerales pesados, no se posee una cantidad significativa de datos para poder determinar fehacientemente el área dominante de aportes. Teruggi *et al.* (1959) postularon que la acumulación de minerales pesados en diferentes lugares se produce en donde por acción de corrientes, derivas, etc., existe un aporte mayor de estos minerales. Propusieron como hipótesis que la corriente de las Malvinas transporta, mediante tracción, los granos de minerales pesados que luego deposita por pérdida de velocidad, los que posteriormente son concentrados por la acción selectiva del oleaje.

La zona de mayor concentración de minerales pesados es la playa distal (del Río, 1988); por definición este subambiente es afectado por la acción de las olas de tormenta o de condiciones de energía superiores a lo normal (King, 1972). Son en definitiva esas olas las que pueden tanto producir como destruir los placeres. Las condiciones climáticas de la costa bonaerense provocarían situaciones análogas a las de la regla de Bruun (1962), con erosión en la playa alta y la parte frontal de las dunas costeras, y depositación de sedimentos en las porciones inferiores y submareales de las playas. Los minerales de mayor densidad serían entonces un material relictual de la playa original concentrados en la playa distal (del Río, 1988).

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V. y E. Chaar, 1964. Las arenas de la Bahía de San Blas, su Investigación por Minerales de Hierro, Titanio y Circonio. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe,* 122, .

Angelelli, V. y E. Chaar, E., 1967. Los depósitos de titanomagnetita, ilmenita y circón de la Bahía San Blas (Tramo Baliza La Ballena-Faro Segunda Barranca). Partido Carmen de Patagones, Provincia de Buenos Aires. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe,* 210.

Bassi H. y Arnolds, 1953. Un método de concentración para explotar nuestra costa atlántica. *Ind. Minera,* 137. Buenos Aires.

Brodtkorb, M., 1964. Estudio microscópico de los minerales opacos contenidos en las arenas de Bahía San Blas, provincia de Buenos Aires. *Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe,*.122 Apéndice.

Bruun, P., 1962. Sea level as a cause of shore erosion. *J.Wat. Harbors Div. ASCE 88*: 117-130.

del Rio, J. L., 1988. Dinámica de las acumulaciones de minerales pesados en playas del litoral atlántico bonaerense entre Mar Chiquita y Necochea. *Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,* tesis doctoral.

Fidalgo, F., F. De Francesco y R. Pascual, 1975. Geología superficial de la Llanura Bonaerense. *6º Congreso Argentino, Relatorio:* 103-138.

King, C. A. M., 1972. Beaches and Coasts. *Edit. Arnold,* London.573 pp.

Lannefors, N. A., 1929. Posibilidades de explotar la arena ferruginosa existente en la provincia de Buenos Aires. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Publicación,* 63. Buenos Aires.

Lannefors, N. A., 1930. Posibilidades de explotar el hierro que contienen los médanos cercanos a la costa sur de la provincia de Buenos Aires. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Publicación,* 76. Buenos Aires.

Molchusky, M., 1947. Estudio sobre el aislamiento del bióxido de titanio contenido en arenas titaníferas. *Revista Industria Química,* 9 (5 y 6). Buenos Aires.

Teruggi, M. E., E. Chaar, J. R. Remiro y T. A. Limousin, 1959. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre cabo San Antonio y Bahía Blanca. *L.E.M.I.T. Publicación,* 77. Serie II. La Plata.

Teruggi, M. E., M. C. Etchichury y J. R. Remiro, 1964. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Bahía Blanca y Río Negro. *L.E.M.I.T. Publicación,* 81. Serie II. La Plata.

Thompson, W.O., 1937. Original structures of beaches, bars and dunes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48: 723-752.

Trebino, L. G., 1987. Geomorfología y evolución de la costa en los alrededores del pueblo de San Blas, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (1-2): 9-22. Buenos Aires.

Zambrano, J. J., 1976. Comarca de la cuenca cretácica del Colorado. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 2: 1033. Córdoba.



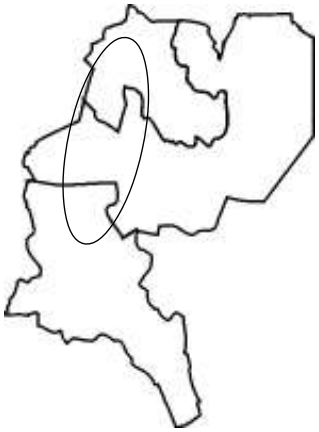
PLIOCENO-HOLOCENO:

Evaporitas y agua subterránea

Depósitos evaporíticos y lagunares

Los salares de la Puna y sus recursos evaporíticos, Jujuy, Salta y Catamarca
Depósitos de sulfato de sodio de Jujuy, Salta y Catamarca
Yacimiento de salmuera de El Timbó, Tucumán
Depósitos salinos de La Rioja
Salina del Bebedero, San Luis
Sulfatera General San Martín, Mendoza
Salinas y sulfateras de la región pampeana, Buenos Aires y La Pampa
La salina El Gualicho, Río Negro
Salina Grande y Chica de la Península de Valdés, Chubut

Alonso, R. N., 1999. Los salares de La Puna y sus recursos evaporíticos, Jujuy, Salta y Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1907-1921, Buenos Aires.



LOS SALARES DE LA PUNA Y SUS RECURSOS EVAPORÍTICOS, JUJUY, SALTA Y CATAMARCA

Ricardo N. Alonso[1-2]

INTRODUCCIÓN

La Puna Argentina comprende un dilatado territorio del oeste de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca (Turner, 1972). Se halla situada a un promedio de 3.700 m s.n.m., enmarcada por un bloque de montañas tectónicas al este y una cadena de estratovolcanes al oeste. Su interior está compartimendado en numerosas fosas, rellenas por materiales clásticos y evaporíticos, que dan origen a los salares y salinas, algunos de los cuales alcanzan los 1.600 km^2 (salar Arizaro). El marco geológico de los salares está dado por serranías con rocas marinas paleozoicas, capas rojas terciarias y materiales volcánicos (Méndez *et al.*, 1979). En este trabajo nos referimos al recurso evaporítico tal como está presente en los salares y salinas del período Cuaternario, dejando constancia del enorme valor que tienen las evaporitas interestratificadas en terrenos terciarios, las cuales han sido tratadas en otro capítulo. Los salares son el resultado de una larga evolución paleoambiental, que se inicia con la formación de lagos de agua dulce durante el Pleistoceno, los cuales se salinizan tempranamente hasta su desecación en el Holoceno (Igarzábal, 1984,1991). El desarrollo congénito con el volcanismo llevó a una transferencia masiva de iones a las cuencas, cuyo resultado se expresa en importantes volúmenes de sales diversas, con predominio de las clorurado sódicas. La participación volumétrica de sales en el relleno total define dos tipos mayores de salares: 1) cristalinos y 2) terrosos. En términos generales, las superficies cristalinas admiten una zonación concéntrica de facies (Alonso, 1992). La más externa está representada por playas limo-arcillosas, de coloraciones verdosas, rojizas y amarillentas, donde hay carbonato de calcio finamente diseminado o formando travertinos. En numerosos salares, esta facies está acompañada por minerales de boro, principalmente ulexita y en menor medida tincal, que constituyen las especies minerales de mayor importancia económica de esos ambientes. Sigue luego una facies con predominio de sulfatos, principalmente yeso, acompañado por anhidrita, thenardita, mirabilita y glauberita. Finalmente, se pasa a una facies central de halita. Los límites faciales no son netos y varían ampliamente de un salar a otro de acuerdo con su evolución espacio-temporal. Los salares cristalinos están impregnados de salmuera intersticial de diversificado contenido iónico, pero con persistencia de cloro y sodio y una densificación que oscila entre 300 y 400 mg por litro. La casi totalidad de las salmueras son portadoras de elementos químicos de importancia económica, en especial boro y litio, que junto al potasio muestran una estrecha afinidad, componiendo una trilogía de concentración bastante homogénea. Las salmueras constituyen un producto de concentración equilibrada entre sus influjos y el gradiente medio de evaporación anual, con fuerte dependencia de las condiciones climáticas regionales. Los salares funcionaron como el receptáculo principal de los aportes clásticos y líquidos del marco tectono-volcánico. Constan de tres subambientes mayores que son: 1) clástico; 2) clástico-evaporítico y 3) evaporítico, dominados por procesos físicos, fisicoquímicos y químicos respectivamente. En ellos se dan una serie de sustancias minerales, algunas de gran interés económico. En el ambiente clástico, formado por los aluviones pedemontanos, se conocen algunos ejemplos de acumulaciones de arenas auríferas, minerales pesados y granate-estaurolita. En el ambiente clástico-evaporítico o de transición, se encuentran travertinos, arcillas, yeso y boratos. Se destaca también la pre-

[1] *Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales.*

[2] *CONICET.*

sencia de mantos diatomíticos que en algunos casos han sido objeto de explotación (ej. salar del Rincón). En el ambiente evaporítico, se tiene además sulfato de sodio, carbonato de sodio, cloruro de sodio y salmueras metálicas. Los boratos han sido históricamente los minerales más explotados y de mayor rendimiento económico, aunque la actividad extractiva fue discontinua, sujeta a las contingencias del mercado. Las mayores reservas se ubican en los salares de Cauchari y Diablillos. Otros salares con importantes depósitos de boratos son Hombre Muerto, Ratones, Centenario, Pozuelos, Pastos Grandes, Rincón, Olaroz, Turi-Lari, Jama, Salinas Grandes y Guayatayoc. Las reservas de boratos de salares en la Puna superan las 30.000.000 t, considerando únicamente el relleno superficial ya que la falta de perforaciones impide el conocimiento del desarrollo de la facies boratífera en profundidad. Las reservas de sulfato de sodio son importantes, principalmente en aquellos salares del centro y occidente de la Puna austral (ej. Pocitos, Río Grande, Laguna Socompa). Se conoce una ocurrencia explotable de carbonato de sodio (Laguna Santa María) y numerosas manifestaciones menores de ese material, ampliamente conocido en la Puna como coipa. El cloruro de sodio se aprovecha en Rincón, Pastos Grandes, Salinas Grandes y otros, en sus diferentes modalidades de sal de raspado, de pileta o de cosecha. En Arizaro habría espesores mayores a los 100 m de halita de acuerdo con perforaciones no publicadas de la Dirección de Minería de Salta. Las reservas de cloruro de sodio son prácticamente incalculables. Salmueras ricas en litio se conocen en casi todos los salares con depósitos de boratos, siendo importantes los depósitos de Hombre Muerto (donde son actualmente explotadas por la empresa FMC) y en Rincón. La exploración de los salares mediante sondeos puede llevar al descubrimiento de cuerpos minerales económicos (boratos, sulfato de sodio, carbonato de sodio, etc.), así cómo salmueras enriquecidas en iones de alto valor económico y arcillas con elementos químicos valiosos entrampados. Las extensas superficies de los salares y su falta de exploración profunda es un aliciente para la futura exploración e inversión en los recursos evaporíticos de la Puna. A esto hay que sumar la infraestructura consistente en: a) dos rutas muy mejoradas que cruzan la Puna de Jujuy a Paso de Jama y la Puna de Salta a Paso de Sico, las cuales forman parte del corredor bioceánico y b) dos gasoductos que cruzan la Puna de Jujuy en su parte norte y central, de los cuales se derivaran ramales para su utilización minera. En este sentido está prevista la realización de un importante parque minero en salar Pocitos con toda la infraestructura adecuada. Muchos recursos evaporíticos de la Puna pueden convertirse en una atracción con la llegada de la energía calórica y eléctrica a la región puneña.

En la tabla 1 se muestran datos geográficos de los salares argentinos y en la tabla 2 análisis químicos de salmueras (ambas modificadas de Igarzábal, 1996)

SALARES CON BORATOS

Un gran número de salares de la Puna argentina tienen capas de boratos en su relleno. Ellos son principalmente los salares ubicados sobre el borde oriental de la Puna Austral y la mayoría de los presentes en la Puna Septentrional (Alonso *et al.*, 1984; Alonso, 1986). Existen algunos salares de extensión importante como los de Arizaro, Pocitos y Antofalla, que prácticamente carecen de boratos. El mineral predominante es la ulexita, la cual se presenta en dos tipos principales conocidos como papas y barra (Reichert, 1907; Alonso, 1995). Las papas corresponden a nódulos crecidos en medio limo-arenoso que oscilan en tamaño desde 1 a 2 cm hasta 20 a 25 cm, siendo las de 5 a 10 cm las más abundantes. Estos nódulos son de gran pureza y blancura interior y de allí su calificativo de *cotton-ball* (bolas de algodón). Las barras, bancos o planchas corresponden a capas mantiformes de ulexita maciza. Las papas son más apreciadas a nivel minero que las barras por su mayor ley en anhídrido bórico y menor contenido en cloruro de sodio. También en algunos salares se encuentra bórax o tincal, ya sea formando manifestaciones puntuales (Ej. Diablillos, Centenario) o como pequeños depósitos de interés económico (Turi Lari, Cauchari, Rincón). Ocurre en cristales euhedrales a subhedrales, a veces transparentes y en otros casos del color de la ganga que los contiene (pardos, verdes, rojizos), y muestran inclusiones, caras corroídas, zonaciones de crecimiento tipo reloj de arena, etcétera. El tamaño de los cristales oscila desde algunos milímetros hasta 20 ó 30 cm como los que ocasionalmente se encuentran en la mina Inundada (salar Cauchari). Otras especies han sido también mencionadas en los salares de la Puna, tales como hidroboracita, colemanita, boracita, etcétera, pero no han sido confirmadas en investigaciones posteriores (ej. Catalano, 1926, 1964a; Buttgenbach, 1901; Sgrosso, 1943). La yacencia del borato es generalmente en la parte superficial de los salares y está cubierto por delgadas eflorescencias salinas o una mezcla de limo-arcillas y sales. Las capas de mineral varían entre algunos centímetros a casi 2 m en lugares excepcionales (salar Cauchari). El sustrato de las capas boratíferas es muy variable, el cual puede consistir en materiales clásticos, evaporíticos, travertinos y otros. En numerosas oportunidades se presenta el nivel freático y en coincidencia una capa de arcillas negras y fétidas, con alto contenido de materia orgánica. La falta de perforaciones de pozos profundos en los salares (a excepción de Rincón y Hombre Muerto) impide saber si hay más capas de boratos en profundidad. La distribución areal del borato es irregular y está relacionada con la posición de las fuentes termales que le dieron origen. En muchos casos es posible observar aún los restos de las paleofuentes termales (Ej. Diablillos, Ratones, Centenario, Cauchari), mientras que en otros salares se encuentran disimuladas por erosión o posterior sedimentación. La génesis de los boratos en los salares está directamente relacionada con el aporte de fuentes termales que derramaron sus aguas calientes boratíferas en los márgenes y/o interior de las depresiones. Esas aguas ascendieron por los planos de fractura que controlan las depre-

Salar	Coordenadas geográficas	Provincia	Altitud (m s.n.m.)	Superficie de la cuenca (km^2)	Superficie del salar (km^2)	Perímetro del salar (km)
ANTOFALLA (*)	25º43'S - 67º56'O	Catamarca-Salta	3.580	5.700	540	367
ARIZARO	24º43'S - 67º44'O	Salta	3.550	6.015	1.600	372
CAUCHARI	23º55'S - 66º50'O	Jujuy	3.850	2.350	350	147
CENTENARIO	24º52'S - 66º44'O	Salta	3.760	1.190	85	56
DIABLILLOS	25º17'S - 66º41'O	Salta	4.000	910	40	31
HOMBRE MUERTO	25º15'S - 67º05'O	Catamarca-Salta	3.750	3.250	590	172
INCAHUASI	24º12'S - 67º35'O	Salta	3.460	760	190	83
JAMA	23º19'S - 67º02'O	Jujuy	3.520	1.350	30	49
LLULLAILLACO	24º50'S - 68º18'O	Jujuy	3.750	925	140	64
OLAROZ	23º30'S - 66º45'O	Jujuy	3.800	2.350	160	60
PASTOS GRANDES	24º36'S - 66º44'O	Salta	3.700	1.600	30	37
POCITOS	24º37'S - 67º03'O	Salta	3.660	3.275	435	140
POZUELOS	24º40'S - 66º45'w	Salta	3.710	580	81	33
RATONES	25º10'S - 66º52'O	Salta	3.720	925	42	33
RINCON	24º05'S - 67º05'O	Salta	3.660	2.190	260	73
RIO GRANDE	25º03'S - 68º12'O	Salta	3.630	1.150	180	72
SALINAS GRANDES	23º44'S - 66º00'O	Jujuy-Salta	3.520	4.630	220	129

Tabla 1. Datos geográficos de los salares Argentinos (modificado de Igarzábal, 1996). (*) Salares ordenados alfabéticamente

SALAR	Cl%	SO_4%	B_2O_3%	K%	Na%	Li%	Mg%	Ca%
ANTOFALLA	13,8	4,30	0,90	0,39	7,20	0,03	1,70	0,00
ARIZARO	15,7	1,06	0,01	0,34	0,00	0,07	0,17	0,48
CAUCHARI	15,5	1,50	0,31	0,52	9,90	0,09	0,20	0,12
CENTENARIO	12,6	4,00	0,33	0,60	8,00	0,04	0,30	0,30
DIABLILLOS	14,3	0,85	0,30	0,91	8,00	0,96	0,38	0,13
HOMBRE MUERTO	15,0	1,20	0,13	0,50	8,00	0,07	0,20	0,31
JAMA	14,6	2,20	0,22	0,69	9,16	0,04	0,07	0,10
LLULLAILLACO	13,5	3,00	0,30	0,85	8,00	0,02	0,40	0,22
OLAROZ	16,0	0,88	0,22	0,56	9,10	0,09	0,18	0,05
PASTOS GRANDES	15,0	0,90	0,02	0,82	9,33	0,04	0,39	0,04
POCITOS	14,5	1,50	0,11	0,40	9,09	0,01	0,22	0,28
POZUELOS	15,0	1,20	0,15	0,45	12,00	0,03	0,25	0,19
RATONES	15,0	1,10	0,13	0,70	8,80	0,06	0,34	0,33
RINCON	14,1	4,20	0,70	0,71	8,30	0,03	0,52	0,32
RIO GRANDE	13,6	6,30	0,00	0,79	8,30	0,03	0,42	0,55
SALINAS GRANDES	16,2	2,00	0,04	0,51	9,60	0,04	0,15	0,22

Tabla 2. Análisis químico de salmueras de los salares (modificado de Igarzábal, 1996).

siones durante etapas de relajación de la tectónica compresiva regional o bien en sectores extensionales dentro del marco de fallamiento compresivo. La mayor parte de la literatura publicada sobre los boratos de la Puna hace referencia a los boratos de los salares, y de allí que existe una abundante bibliografía tanto édita como inédita. Entre las principales contribuciones pueden mencionarse a Kyle (1880), Brackebusch (1893), Ambrosetti (1900), Buttgenbach (1901), Reichert (1907), Barnabé (1915), Catalano (1926, 1964 a, b), Muessig (1958, 1966), Schalamuk *et al.* (l983), Alonso y Gutiérrez (1984), Alonso (1986, 1987, 1988, 1991, 1992), Alonso y Viramonte (1985, 1990) y Battaglia y Alonso (1992 a, b). La minería de los boratos de salares se realiza por medios manuales (Alonso y Helvaci, 1988). Trabajos mecanizados han sido llevados adelante por Bórax Argentina S.A. y Viento Blanco en el salar Cauchari (mina Porvenir); Norquímica en el salar de Centenario; I.Q. Baradero en el salar de Ratones, pero con resultados de recuperación y relación tonelaje/ley no demasiado satisfactorios.

En la figura 1 se presenta la distribución de la mineralización de boratos en los salares.

SALAR HOMBRE MUERTO

Se ubica en el límite entre Catamarca y Salta. Menciones sobre los boratos corresponden a Reichert (1907). Un estudio detallado del salar fue llevado a cabo por Catalano (1964b). La parte sustancial del referido trabajo consistió en la realización de 1.439 pozos manuales a los efectos de comprobar la presencia de boratos. Las facies boratíferas se distribuyen principalmente en la mitad occidental del salar, donde alcanzan las mejores concentraciones en la esquina noroeste y al norte y sur de la península Hombre Muerto. El mineral dominante en toda el área es ulexita y sólo se han encontrado reducidas manifestaciones de bórax en el extremo austral de la península de Tincalayu. La ulexita ocurre en capas que varían entre algunos centímetros a un metro de espesor con predominio del tipo nodular (papas). En algunos casos se observan ritmitas de ulexita-clásticos. En general existe una tendencia a la estratificación de los niveles boratíferos. Así, por debajo de una capa de costras y eflorescencias salinas se desarrolla el borato en niveles de 2 a 30 cm de espesor ya sea nodular o macizo, intercalado con capas de arenas, limos, arcillas, o gipsarenita. El sustrato de la capa boratífera está constituido comúnmente arcillas rojas o verdes en algunos casos fétidas. Restos de travertinos hidrotermales pueden observarse en varios puntos del salar. Sin embargo no existe una clara relación entre estos remanentes de fuentes termales y el borato, a diferencia de lo que ocurre en otros salares (Ej. Diablillos, Cauchari). Trabajos de explotación han sido muy escasos, limitados al mineral presente sobre el borde oriental del salar. Las explotaciones de principios de siglo se restringieron a los alrededores de la península de Hombre Muerto. Más recientemente se explotó ulexita en la esquina noreste del salar por parte del productor Renaud. En general se trata de mineral de escaso espesor, con leyes del 30% de anhídrido bórico y bajo contenido en cloruro de sodio. Es importante recordar que la subcuenca oriental del salar Hombre Muerto es poco salina, lo cual favorece la calidad de los boratos. Catalano (1964b) estimó reservas de ulexita para la totalidad del salar de unas 7,5 millones de toneladas. Por su parte Uñátez (en Schalamuk *et al.*, 1983) mencionó reservas de 1,5 millones de toneladas para la subcuenca oriental del salar.

SALAR DIABLILLOS

Se ubica al oeste de los salares Hombre Muerto y Ratones. Sus coordenadas geográficas son: 25°15'S y 66°40'O y su altura es de 3.900 m sobre el nivel del mar. Cubre una superficie de 3.513 hectáreas. Se accede por un desvío que une los yacimientos Sijes y Tincalayu. Referencias bibliográficas corresponden a Reichert (1907) y Catalano (1964a). Constituye un salar muy especial bajo varios aspectos: 1) Se trata de la única depresión de la Puna emplazada totalmente en basamento cristalino; 2) Su edad de formación es el Cuaternario, es decir no forma parte de las cuencas comprimidas y recicladas desde principios del Terciario, 3) Muestra un formato areal cuadrangular por presentarse enmarcado por fracturas; 4) Presenta boratos en toda su superficie; 5) No tiene una costra de sal ni capas de halita, por lo que su contenido global en cloruros es bajo y beneficia la calidad del borato; 6) Muestra una relación directa de proveniencia del borato a partir de fuentes termales extinguidas que funcionaron en el borde e interior de la depresión y por lo tanto constituye un salar clave respecto de los aspectos genéticos. El borato dominante es ulexita, que se presenta principalmente en capas macizas (barra) o en nódulos fuertemente aglomerados que alcanzan hasta 1,20 m de espesor. Se trata de un mineral bastante homogéneo y de buena calidad. En la esquina sudeste del salar se descubrió tincal, el cual se halla en cristales anhedrales de 1 a 2 cm crecidos junto con ulexita en un horizonte arcilloso rojizo. Un análisis de los nódulos dió 34,47% de anhídrido bórico. En el lugar se realizó un pozo profundo que alcanzó el basamento a los 75 metros. El desarrollo del perfil muestra una capa superficial de ulexita de un metro de espesor, luego 10 cm de caliche, continuando una sucesión de pelitas y areniscas verdosas, grisáceas y amarillentas hasta los 30 m, para finalizar con arenas cuarzo-feldespáticas micáceas y un conglomerado basal grueso. La litología del perfil representa las condiciones de relleno de la cubeta como una secuencia granodecreciente que culmina en el depósito evaporítico superficial. Es notable la ausencia de yeso en el salar. La facies boratífera aflora en casi toda la superficie y su base está compuesta por caliches o barros orgánicos fétidos. El mineral se relaciona directamente con fuentes termales actualmente extinguidas. Es interesante resaltar la presencia de sílice junto a los travertinos, pues ella indicaría mayor temperatura en algún momento de la evolución del termalismo. Catalano (1964a) realizó 216 pozos superficiales de cateo y comprobó la continuidad areal de la mi-

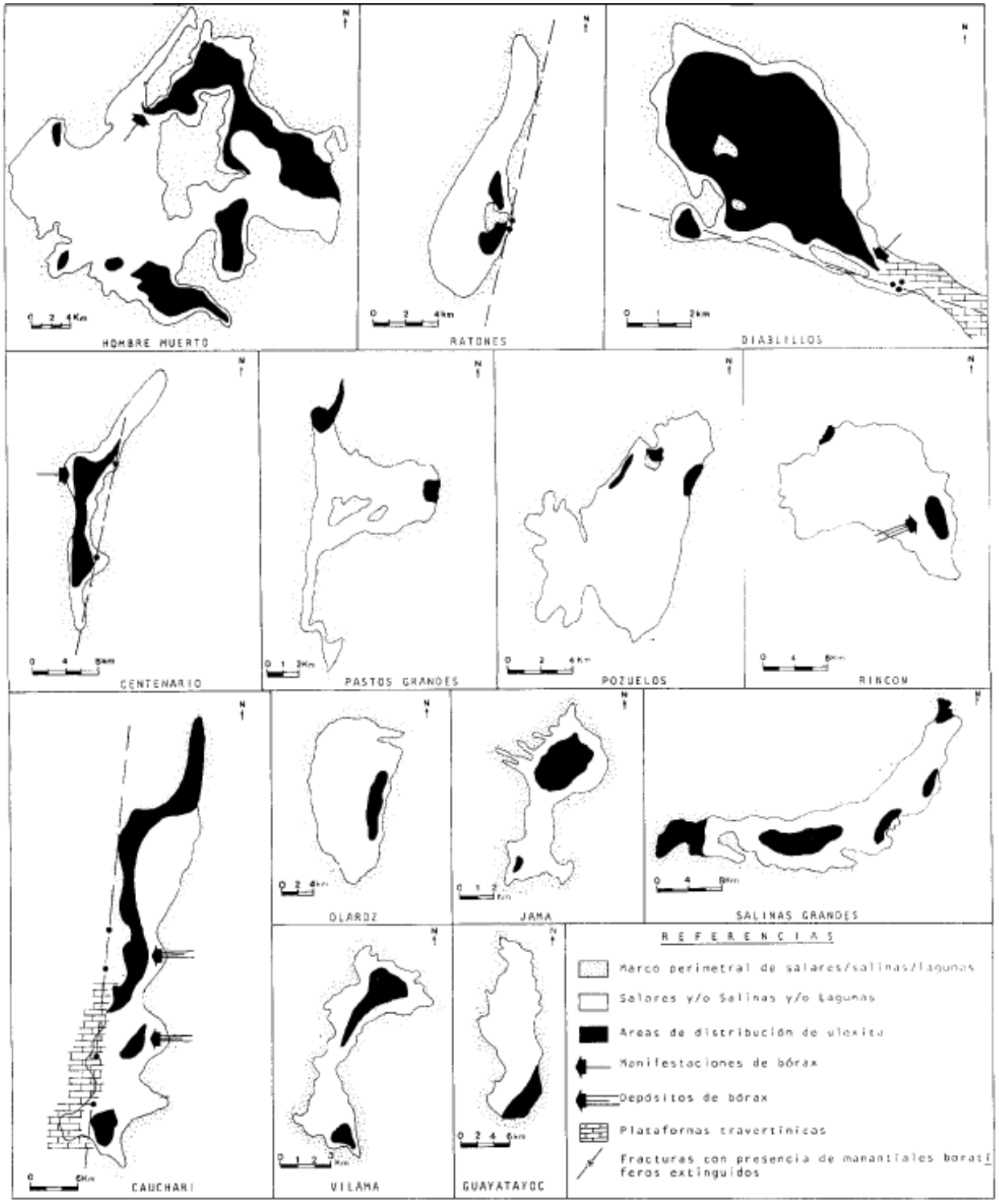


Figura 1. Distribución de la mineralización de boratos en los salares.

neralización. Mencionó el hallazgo de hidroboracita en la esquina sudeste del salar, mineral que no ha sido confirmado en estudios posteriores. Estimó reservas del orden de las 2.250.000 t de ulexita. En la actualidad el mayor número de pertenencias mineras es propiedad de las empresas Bórax Argentina S.A. y Norquímica S.A.

SALAR RATONES

Se ubica al norte del cerro Ratones, de donde toma su nombre. Forma parte junto al salar Centenario de la depresión que se extiende entre las serranías de Bequeville al oeste y Oire al este. Sus coordenadas aproximadas son:

66°45'O y 25°10'S. Muestra un formato alargado norte-sur. Referencias anteriores corresponden a Reichert (1907) y Alonso (1986). Niveles de pie de monte y conos aluviales lo rodean por el oeste, norte y sur, mientras que en el este la superficie salina está en contacto con basamento cristalino. Un monte-isla de rocas metamórficas aflora en la parte centro-oriental del salar, donde conforma una amplia bahía en su sector sur. Dentro de la bahía y sus alrededores se halla la concentración de borato. La facies boratífera corresponde a ulexita del tipo maciza, que se presenta en un manto homogéneo y continuo de unos 0,50 m de espesor, que cubre un área aproximada de 1 kilómetro cuadrado. En el borde oriental del depósito se encuentran excelentes ejemplos de fuentes termales extinguidas en partes enmascaradas por la erosión. Vistas en planta se presentan como anillos concéntricos fuertemente coloreados, de una tonalidad amarillo-verdosa que alcanza un diámetro de 12 metros. El borde exterior de las fuentes está formado por travertino poroso en partes relleno por ulexita. Las paleofuentes se ubican sobre la fractura regional que limita por el este la depresión salina. El embahiamiento que produce el monte-isla ha servido como una trampa estructural a la depositación del borato. Comprende un buen ejemplo de ulexita formada a partir de fuentes termales que funcionaron en el borde de los salares. El manto de borato se encuentra en superficie cubierto únicamente por una delgada eflorescencia salina. Su base la constituyen arcillas plásticas verdes. Hacia el depocentro predominan las capas de halita, las cuales se explotan por sal común. Al norte del monte-isla se observan travertinos (alineados en la falla) que cambian a boratos y finalmente a sal, perfectamente reconocidos en la mina María Luisa. Se estiman reservas del orden de un millón de toneladas de ulexita para el conjunto del salar.

SALAR CENTENARIO

Constituye la continuación septentrional del salar Ratones, del cual se encuentra separado por la confluencia de dos importantes conos aluviales que se expanden en la depresión. Cubre un área de 94 km^2 aproximadamente. En su extremo norte se encuentra flanqueado por la serranía de Sijes, portadora de importantes mantos de boratos terciarios (hidroboracita y colemanita). Las facies boratíferas ocupan principalmente el sector central y están enriquecidas hacia el borde oriental. El mineral predominante es ulexita, la cual se presenta en los clásicos tipos de barra y papa; entre ambas se advierte una zonación como fuera puntualizado por Alonso y Gutiérrez (1984). El mineral en barra o macizo ocurre hacia el borde oriental mientras que las papas lo hacen hacia el oeste. En uno de los pozos de cateo se detectó tincal o bórax. Se presenta como pequeños cristales euhedrales, aislados o agregados, crecidos en una arenisca limoarcillosa rojiza de 18 cm de espesor. Esta capa está cubierta por 15 cm de arcilla arenosa rojiza y yace sobre una arcilla rojiza plástica con ulexita nodular. Como cambios faciales laterales del borato se observaron sulfato de sodio y cloruro de sodio. Comercialmente se trata de ulexita de buena calidad, con contenido normal de cloruros. El mineral presenta en general ganga limo-arcillosa rojiza, y alcanza espesores de hasta un metro. Genéticamente se relaciona con el desarrollo de una importante alineación de fuentes termales extinguidas, cuyos restos travertínicos se observan sobre el borde oriental del salar, coincidentes con la fractura regional que limita la depresión. Corresponde a la misma fractura que controla al salar Ratones y que es una estructura de alimentación boratífera regional (*feeding structure*). En la actualidad se registran explotaciones de ulexita en la mina Maggie (figura 2) por parte de Norquímica S.A. y sus contratistas. Trabajos de síntesis sobre este salar corresponden a Alonso (1986, 1988) y Battaglia y Alonso (1992 a y b).

SALAR PASTOS GRANDES

Las concentraciones de ulexita son en gran parte debidas a la disolución y posterior concentración de las aguas que lavan las capas boratíferas terciarias de la Formación Sijes. Esta unidad contiene las mayores reservas de boratos neógenos de América del Sur (Alonso, 1986, 1991; Alonso y Viramonte, 1990). En algunos lugares se registran espesores considerables (1 a 1,20 m), como en el borde oriental de los pequeños cerritos de las pertenencias Santa Rosa y La Paz, donde el mineral es de excelente calidad. Allí puede notarse la destrucción *in situ* de las infrayacentes capas boratíferas terciarias. En el extremo norte del salar se encuentra un área de concentración reducida con mineral proveniente de la destrucción de capas boratíferas pleistocenas como también de los géiseres extinguidos de Blanca Lila. En general el mineral es de buena calidad, aunque se presenta en volúmenes reducidos. Se ha explotado esporádicamente desde fines del siglo pasado. En cuanto al interior del salar, los pozos realizados muestran sólo trazas de borato muy contaminado por sal y mezclado con arcillas. Otro punto de concentración de ulexita ocurre al pie de las pertenencias Monte Amarillo y Sorpresa en el pequeño salar de Juanita-Rita. En ese lugar se realizaron explotaciones incipientes por la empresa Tres Caciques en 1981. El mineral también parece provenir de lixiviado.

SALAR POZUELOS

Se ubica al oeste del salar Pastos Grandes. Sus coordenadas son 66°50'O y 24°41'S y cubre un área aproximada de 80 kilómetros cuadrados. Se accede por un desvío del camino que une Estación Pocitos con Santa Rosa de los Pastos Grandes. Está limitado por bloques tectónicos de la Formación Copalayo (Ordovícico) y por capas eocenas de la Formación Geste. La principal concentración de ulexita se encuentra adosada a un pequeño monte-isla de rocas paleozoicas en el sector noroccidental del salar. Un pozo de cateo muestra por debajo de unos 60 cm de arena roja una capa de ulexita maciza de 20 cm de espesor; hacia abajo continúan 50 cm de arcillas plásticas verdes y luego una capa de arcillas orgánicas fétidas, con ulexita diseminada. No se en-

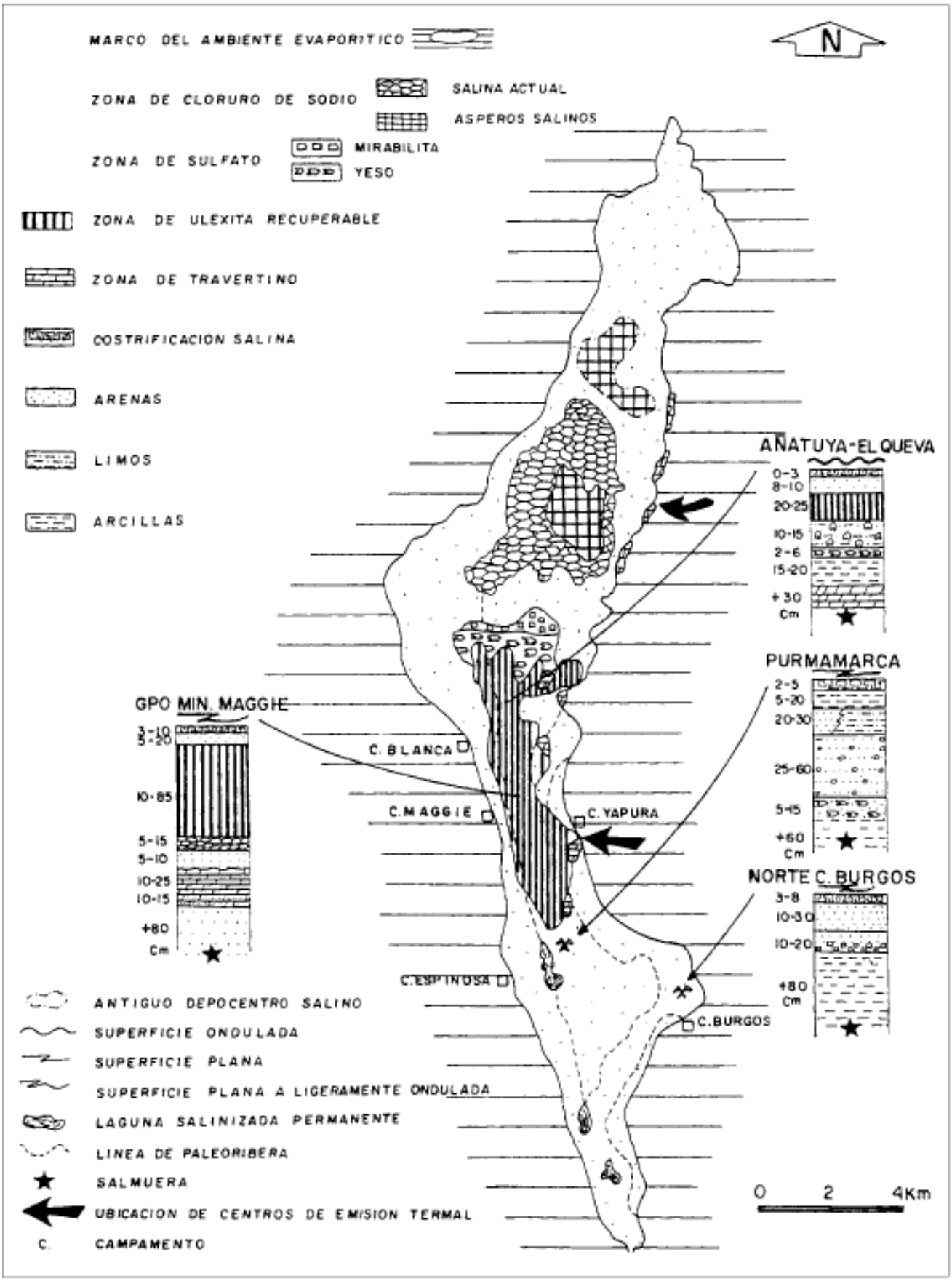


Figura 2. Geología y mineralización del grupo minero Maggie (salar Centenario).

contraron restos de fuentes termales extinguidas en el área. La ulexita, si bien de buena calidad, presenta un encape que encarece los costos de explotación. Algo al sur de esa manifestación ocurre ulexita nodular en niveles rítmicos con arenas rojizas de hasta 5 cm de espesor en un espesor total de 50 centímetros. Hacia abajo continúa arena gris oscura a negra. Estas ritmitas son similares a las descriptas para el borde oriental del salar Hombre Muerto. Trabajos de explotación fueron realizados esporádicamente por la empresa minera Espinoza. Más recientemente se tiene la exploración y evaluación del sector nororiental del salar (mina San Mateo), donde la ulexita se encuentra a 1,5 m de profundidad por debajo de arcillas rojas.

SALAR RINCÓN

Se ubica en la Puna de Salta, inmediatamente al norte del salar Pocitos, cercano al cruce de las coordenadas geográficas 24°S y 67°O. Se accede por un desvío al oeste de la ruta que une Olacapato con Pocitos a la altura de Laguna Seca. Referencias anteriores corresponden a Reichert (1907), Alonso (1986) e Igarzábal (1991). Su marco geológico está dado por un cordón volcánico al sur (volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos) y la sierra de Guayaos (Ordovícico) al norte, mientras que el resto está comprendido por campos aluvionales. Muestra una capa prácticamente continua de sal en superficie que alcanza espesores variables. Pozos de exploración profunda realizados por la Dirección de Minería de Salta han atravesado un manto continuo de halita hasta 60 m de profundidad. El borato se encuentra a 20 o 30 cm por debajo de una capa de halita que conforma el encape. Los boratos son ulexita y tincal. La ulexita tiene hasta 50 cm de espesor. Se presenta tanto maciza como en nódulos y alcanza una extensión reducida. Muestra fuerte contaminación en cloruros y sulfatos. El tincal yace en el borde nororiental del salar y dió lugar a importantes explotaciones en la antigua mina Carolina. Se presenta en varios tipos morfológicos, tales como cristales anhedrales, sacaroide, en cristales euhedrales de tamaños varios y en cristales euhedrales uniformes de 0,5 cm de diámetro. Algunas de estas variedades son conocidas por los mineros como tincal tipo chicharrón o grano de maíz. Ocurre principalmente en una ganga limo-arcillosa rojiza. El depósito de tincal fue explotado en casi su totalidad por la ex Boroquímica Samicaf. La empresa Party S.A. estudió la posibilidad de obtener litio, boro y otros elementos económicos a partir de las salmueras del salar.

SALAR CAUCHARI

Es uno de los salares mejor conocidos y más rico en concentraciones de boratos. Se ubica en la Puna de Jujuy, inmediatamente al norte de Olacapato. Comprende una depresión elongada norte-sur de unos 50 km de longitud por unos 3 a 5 km de ancho. Sus coordenadas geográficas aproximadas para un punto central son 66°45'O y 23°45'S, con una altura media de 3.900 m sobre el nivel del mar. El marco geológico está dado por una serranía de rocas ordovícicas al oeste y una serranía de rocas cretácicas y terciarias al este, a partir de las cuales descienden tendidos planos aluviales. Al norte, el cono aluvial de la quebrada Archibarca lo separa del salar Olaroz. Referencias anteriores corresponden entre otros a Becerra (1887), Ambrosetti (1901), Catalano (1926) y Alonso (1986). Las concentraciones boratíferas están estrechamente relacionadas al borde occidental de la depresión a lo largo del cual corre una importante fractura que ha dado lugar a una intensa actividad termal en superficie. Una amplia plataforma travertínica y algunos conos geiserianos pueden aún reconocerse sobre el borde del salar. El borato dominante es ulexita, que se presenta en bancos macizos que alcanzan hasta 1,50 m de mineral puro o bien en papas de hasta 20 cm de diámetro máximo. Las principales áreas ulexíticas se encuentran en el extremo norte del salar (Mascota) y en la parte centro-occidental (Porvenir, Siberia). El mineral tiene normalmente ganga arenosa parda en función de su ubicación de borde, siendo muy fácil de eliminar durante los trabajos de limpieza. Los contenidos salinos son un poco altos, lo que desmejora la calidad del mineral. Un perfil medio en el área de Porvenir muestra un manto de ulexita hasta 1 m de profundidad y luego una capa de travertino. El nivel freático en esa zona está deprimido, lo que facilita las tareas de explotación tanto en verano como en invierno. Una zonación de tipos estructurales de ulexita a partir de mantos de travertinos ocurre en sentido oeste-este (Alonso y Gutiérrez, 1984). Trabajos de explotación de ulexita se han llevado a cabo en gran parte del salar por diferentes compañías mineras, siendo los más importantes los realizados por Bórax Argentina S.A. y sus contratistas en el área de Porvenir. Allí se hacen desde 1983 trabajos de limpieza de ulexita mediante tromeles mecánicos. El mineral se explota directamente del salar con máquinas montadas sobre neumáticos y se transporta a playa con camiones para su secado y posterior zarandeado y tromelado. Durante el período 1983-1985, la ulexita en papas, zarandeada primariamente, entraba al tromel con leyes del 28,6% de B_2O_3 y salía con un 32,7%. La ulexita en barra, también con zarandeo primario, entraba con un 16% y salía con un 22,5%. Estos tenores indican claramente la diferencia de valor económico entre ambas presentaciones de un mismo mineral. El otro borato presente es tincal. Se manifiesta en concentraciones variables y los principales depósitos se ubican en la parte central y centro-sur del salar. El único yacimiento en explotación es mina Inundada, de la compañía minera Román. Allí el mineral se halla en capas de evapocristales que alcanzan hasta 50 cm de espesor. El mineral ha crecido en una ganga arcillosa a limosa de color rojizo a parda, en cristales euhedrales de 3 a 5 cm de diámetro. En algunos casos se obtienen cristales excepcionales de hasta 30 cm de largo. Las caras cristalinas están en muchos casos corroídas, y es interesante observar también los crecimientos zonales tipo reloj de arena. El bórax se encuentra en partes hasta 1 a 1,5 m por debajo de la superficie, cubierto por capas are-

nosas pardo rojizas con algunos crecimientos de nódulos de ulexita. Mayor información sobre La Inundada puede consultarse en Schalamuk *et al.* (1983). Otro depósito de tincal se ubica en pertenencias de Bórax Argentina S.A., al norte de mina Inundada (Uruguay y Julio A. Roca). En ese lugar se realizaron unos 130 pozos con profundidades variables entre 0,30 a 5,50 metros. El tincal se encuentra en una capa de arcilla negra de olor fétido a 1,5 m de profundidad y está cubierto por un manto de arcilla al cual se sobrepone una capa de ulexita. Ello tiene implicancias genéticas, pues demuestra que el manto de tincal se formó en un tiempo anterior a la ulexita, con la referida capa de arcilla estéril entre ambos. El tincal se presenta en evapocristales crecidos en el fango negro, en individuos euhedrales a subhedrales de 3 a 5 cm de longitud. La capa mineralizada alcanza a 0,50 m de espesor. Es interesante observar capas de sulfato de sodio que varían facialmente en esa comarca del salar. El yeso en cambio está prácticamente ausente al igual que la sal. Sobre el borde del salar en cambio se desarrolla una amplia plataforma de travertinos y caliches de origen termal. Tanto el tincal como la ulexita están relacionados con las emanaciones de boro a partir de las fuentes termales extinguidas que se ubican a lo largo de la importante fractura que limita el salar por el oeste. Restos de conos geiserianos se encuentran aún medianamente conservados en los alrededores de Casa Siberia. En la mina Porvenir, los trabajos de explotación descubrieron una capa de travertino por debajo de la ulexita la cual mostraba aún perfectamente conservadas las bocas de escapes de gases (¿sofiones ?). Un trabajo detallado sobre el salar Cauchari corresponde a Catalano (1926), quien realizó 326 pozos de cateo a los efectos de estudiar el desarrollo y distribución de los mantos de boratos. Mencionó hidroboracita y colemanita, minerales que no fueron confirmados en estudios posteriores. En la mina Porvenir se tomó una muestra de un material asociado a la ulexita que los mineros llaman tiza, cuyo análisis químico dió los siguientes valores: B_2O_3=22,41%; Na_2O=7,52%; K_2O=1,14%; CaO=8,55%; MgO=1,31%; Fe_2O_3=1,72%; Al_2O_3=6,78%; TiO_2=0,25%; SiO_2=28,20%; Cl=2,64%. De acuerdo con este análisis, se trataría de ulexita mezclada con un limo eólico o bien con una ceniza de composición dacítica de acuerdo con las relaciones estequiométricas presentes.

SALAR OLAROZ

Se ubica en la Puna de Jujuy inmediatamente al norte del salar Cauchari, junto al cual forma parte de la misma depresión tectónica. Referencias sobre este salar son escasas, principalmente Schalamuk *et al.* (1983) y Alonso (1986). Las principales concentraciones de boratos ocurren sobre el borde centro-oriental del salar en el paraje conocido como Huayra-Huasi. Allí se encuentra un conjunto de pertenencias mineras que se conocen bajo el nombre generalizado de grupo San Nicolás. El borato que se presenta en exclusividad es ulexita, principalmente del tipo barra, en mantos de hasta 1,20 m de potencia. El mineral se encuentra escasamente cubierto por una capa de arena limosa salina. Comprende un material de bajo contenido en cloruros, que alcanza una ley máxima del 26% de anhídrido bórico.

SALAR JAMA

Comprende una pequeña depresión salina de unos 25 km^2 de superficie ubicada en el límite con Chile en la Puna de Jujuy a unos 3.700 m sobre el nivel del mar. Su marco geológico está dado por un extenso *plateau* ignimbrítico en el flanco oeste, además de rocas ordovícicas y terciarias que completan el perímetro. Las principales concentraciones de ulexita se encuentran en el sector norte (Alonso, 1986). Manifestaciones reducidas ocurren en el sector sur. Cateos de exploración en esta última región muestran por debajo de una costra limo-arcillosa salina una capa de arena de yeso de 30 cm de espesor, que continúa en un nivel de ulexita maciza de 4 cm, luego una capa de sulfato de sodio en ganga verde arcillosa de 40 cm, y finalmente una arcilla plástica oscura con abundante materia orgánica. El nivel freático se encuentra a 1,15 metros. El borato de ese sector reviste escaso interés económico. La continuidad de las capas evaporíticas en orden de depositación progresivo, pasando desde mirabilita a ulexita y a yeso, indica una zonación vertical desde sodio hasta calcio. No existen estudios publicados sobre el salar. Uñátez (en Schalamuk, *et al.,* 1983) estimó reservas de ulexita del orden de las 150.000 toneladas.

LAGUNA VILAMA

Se ubica en la Puna de Jujuy, cerca del límite con Bolivia, en una zona sumamente inhóspita. Se accede precariamente desde mina Pirquitas. Su marco geológico está dado por los extensos derrames ignimbríticos que cubren la región. El borato presente es ulexita, la cual se distribuye en dos áreas bien definidas al norte y sur de la depresión (Alonso, 1986). El sector norte es el más importante en cuanto a concentraciones. En general el borato es de baja calidad. No se han evaluado las reservas existentes como tampoco se realizan actualmente explotaciones en el lugar.

LAGUNA GUAYATAYOC

Se ubica sobre el borde oriental de la Puna de Jujuy en la latitud del Trópico de Capricornio. Se trata de una depresión elongada norte-sur que mantiene un gran cuerpo de agua durante la mayor parte del año. Puede accederse tanto por la ruta que une Purmamarca con Salinas Grandes o bien desde el norte por Abra Pampa, de donde dista 90 kilómetros. Su marco geológico lo constituyen rocas graníticas cretácicas por el oeste y rocas ordovícicas de la sierra de Aguilar por el este. Este depósito forma la concentración boratífera más oriental de la Puna (Alonso, 1986). El borato presente es ulexita, distribuida principal-

mente en el extremo suroriental de la laguna, en la región de playas. Comprende un manto homogéneo con 20 a 50 cm de encape. Un pozo de cateo permite observar un perfil que comienza en superficie con una capa entre 20 a 25 cm de arena limosa parda, a la cual infrayacen 3 cm de una arcilla plástica pardo rojiza, bajo de la cual se encuentra la sección con boratos. Esta última comprende niveles rítmicos de ulexita en barra con capas de arcillas verdes en espesores de 7 a 8 cm cada una. El espesor de las ritmitas es de 35 centímetros. Por debajo continúa una arcilla verde y el nivel freático. El borato crudo tiene una ley de 23% de anhídrido bórico y limpio oscila entre 30% y 32 por ciento. Los valores en cloruros oscilan alrededor del 6%. Reverberi (en Schalamuk *et al.*, 1983) determinó dos cuerpos principales de mineralización con un total de 1.550.724 t, con valores entre 16,9% y 25% de anhídrido bórico. Las principales pertenencias del área eran conocidas como grupos Salta, Tucumán, Córdoba y Rosario. Se trabajó a principios de siglo y desde entonces solamente se explotaron algunas esporádicamente.

SALINAS GRANDES

Se ubica en el borde oriental de la Puna de Jujuy al sur de laguna Guayatayoc, con la cual forma parte de la misma unidad regional deprimida. Se encuentra compartida por las provincias de Salta al oeste y Jujuy al este. Muestra un formato muy especial con su eje mayor cruzado en dirección noreste-suroeste, lo cual es en parte producto de la penetración del cono aluvial del río Las Burras. Su marco geológico está dado por los niveles pedemontanos que descienden de relieves con rocas fundamentalmente paleozoicas. El piso salino, ubicado a sólo 3.300 m s.n.m., es el más bajo de la Puna. Existen importantes antecedentes históricos sobre los boratos de esta salina. La primera mención corresponde a Brackebusch (1893). A principios de siglo fue intensamente explotado por la compañía internacional belga de boratos, la cual realizó importantes instalaciones en el lugar. Trabajos posteriores corresponden a Buttgenbach (1901), Reichert (1907), Sgrosso (1943), Igarzábal (1979) y Alonso (1986, 1988). El borato presente es ulexita, aunque Buttgenbach (1901) menciona también colemanita que no fue confirmada en estudios posteriores. La mineralización de ulexita se distribuye en varios puntos de la salina, entre los cuales los más importantes son los localizados en Tres Morros (Jujuy) y Niño Muerto (Salta). La boratera de Tres Morros muestra un manto de ulexita de espesor variable que alcanza hasta un metro. El mineral se encuentra en superficie y está formado por una parte superior en nódulos y una parte inferior maciza. El piso está constituido por arcillas plásticas rojizas. A pesar de su situación en la salina tiene bajo contenido en cloruros, principalmente en la ulexita nodular. Reichert (1907) aportó un análisis sobre una muestra media de mineral limpio con contenidos de 36,90% de anhídrido bórico y 5,08% de cloruro de sodio. La boratera de Niño Muerto muestra también ulexita nodular y maciza en capas de hasta un metro de espesor, con fuerte contaminación en cloruro de sodio. Reichert (1907) presentó un análisis de 24,78% de anhídrido bórico y 29,81% de cloruro de sodio. Impurezas de halita y sulfatos son comunes. Otro problema en esta boratera es la proximidad del nivel freático, al punto que gran parte del borato yace por debajo de la tabla de agua. El promedio de la capa mineralizada es de 30 cm, con predominio del tipo papas. Esta boratera contendría reservas del orden de las 500.000 t de borato crudo.

TURI LARI

Se ubica en la Puna de Jujuy, en el extremo noroeste de la depresión de Olaroz. Comprende un pequeño salar, con un cuerpo lacustre en su interior, emplazado íntegramente en rocas terciarias miocenas compuestas por tufitas, areniscas tobáceas y caliches. Estas sedimentitas alcanzan unos 200 m de espesor y se apoyan en discordancia angular sobre rocas ordovícicas. Referencias anteriores corresponden a Muessig (1958); Péndola, 1954 (en Schalamuk *et al.,* 1983); Alonso (1986). Un pozo realizado muestra por debajo de una costra de cloruro de sodio, una arcilla plástica verde de 90 cm de espesor, con abundantes cristales euhedrales de tincal de 1 a 3 cm de longitud. Los evapocristales se distribuyen en el fango en una relación 1:1, en forma regular pero sin guardar una orientación preferente de los ejes. El color es verdoso claro por la ganga que contienen y se presentan en algunos casos perfectamente zonados. Se observa también ulexita aunque en menor proporción. En las áreas donde el salar está completamente seco existe transformación de tincal a ulexita. La génesis del mineral está relacionada con la surgencia de aguas calientes boratíferas en los bordes e interior de la depresión. Capas de caliche yacen en profundidad por debajo del nivel boratífero. Trabajos de explotación se llevan a cabo por parte de la empresa Viento Blanco.

LINA LARI

Se ubica a unos 40 km al oeste de Turi Lari, por el camino que une esta localidad con El Toro y el salar Jama. Se encuentra emplazado en un ambiente geológico similar al del salar de Jama. Los boratos presentes son ulexita y tincal. El tincal se encuentra en pequeños cristales anhedrales de 1 a 2 cm crecidos en una arcilla tobácea. Corresponde a una manifestación reducida que ha registrado algunas explotaciones periódicas en el pasado.

CELTI

Se ubica a escasos kilómetros al sur de Turi Lari. Comprende una pequeña depresión escondida de unos 2 km de longitud. Su marco geológico es igual que para Turi Lari. Sin embargo, no presenta tincal pero sí algunas concentraciones de ulexita que han sido explotadas esporádicamente.

AÑA LAGUNA, CILÓN Y LAGO MUCAR

Se reúnen en este epígrafe tres pequeñas depresiones que se ubican en inmediaciones del salar Jama, próximas al camino que une el salar Olaroz con el paso de Jama en el límite con Chile. Se desarrollan sobre la planicie aluvial y están estrechamente relacionadas al ambiente volcánico del lugar. En todas ellas hay reducidos depósitos de ulexita de unas pocas centenares de toneladas. Han recibido algunas explotaciones incipientes y esporádicas.

LAGUNITA

Se ubica al oeste de Coranzulí, en la región del volcán Coyambuyo, a un kilómetro al noroeste de los géiseres de volcancito (boratera Alejandra). Comprende una depresión salina de 60 m de largo, emplazada en ignimbritas. Contiene un depósito boratífero reducido integrado por ulexita e inyoita. Este último mineral reviste gran importancia a nivel científico por ser la primera ocurrencia en los salares actuales de la Puna Argentina, así como la segunda ocurrencia conocida en el mundo luego de laguna Salinas en Perú (Muessig, 1958). La inyoita se presenta en una delgada capa de 10 a 15 cm de espesor, formada por cristales euhedrales milimétricos romboidales, por debajo de unos 10 cm de eflorescencias salinas con ulexita, arcillas y arenas. Esta manifestación reviste escaso interés económico y no ha sido explotada en el pasado. Un trabajo de síntesis corresponde a Helvaci y Alonso (1994).

ACAZOQUE

Comprende una pequeña vega a 10 km al sur de San Antonio de los Cobres. Debajo de una delgada costra salitrosa se presenta una arcilla pardo clara, de 20 cm de espesor, en la cual han crecido cristales de tincal que se hallan en pequeñas masas irregulares y en cristales milimétricos. Asociado al tincal aparece sulfato de sodio. En los lugares que la vega está completamente seca el tincal desaparece dando lugar a ulexita. La mineralización está relacionada a capas de travertinos que indican una actividad termal extinguida en el área. No reviste interés económico.

SALARES CON SULFATO DE SODIO

La presencia de mirabilita y thenardita es conspicua para la mayoría de los salares de la Puna Argentina aunque en concentraciones discretas. Sin embargo, existen excepciones con tres yacimientos económicos por el volumen de sus reservas. Estos son los salares Río Grande, Pocitos, Cauchari y Laguna Socompa.

SALAR RÍO GRANDE

Se ubica en la Puna de Salta próximo al límite con Chile. Tiene una superficie de 180 km^2 y una altura media de 3.630 m sobre el nivel del mar. Un trabajo de síntesis corresponde a Igarzábal (1996). Está enmarcado por rocas volcánicas terciarias (andesitas y dacitas) así como basaltos cuaternarios. Gran parte de la superficie del salar posee una cubierta rugosa de cloruro de sodio, remarcada por densos rasgos de disolución. En la playa del noreste del salar abundan eflorescencias de sal yesosa al igual que sobre el plano aluvial del río Archibarca. Las inundaciones del extremo sur del salar a cargo de dicho río han provocado la disolución de un vasto sector de costra rugosa, transformándola en una superficie lisa lagunar. A partir del borde occidental, en su tramo medio superior hacia el interior del salar se reconoce mineralización de sulfato de sodio como thenardita y mirabilita en bolsones dentro de la masa de halita. De dichas concentraciones se ha extraido el mineral de mayor pureza. Es un típico salar cristalino y su masa está embebida por salmuera clorurada-sódica subsuperficial. Es el único salar de la Puna que posee un marcado contenido sulfático como se desprende de la composición media de la salmuera (sulfato = 6.3%). Los aportes de sulfato provienen de su margen oriental, a partir de diversos manantiales nacidos de las descargas de líneas de escurrimiento que recogen el lixiviado de las azufreras de diversos volcanes occidentales (mina Julia, etc.). La concentración media de sulfato de esos manantiales es de 2,29% (residuo sólido). El yacimiento de sulfato de sodio de este salar es el más importante y rico de la Puna y uno de los más importantes del país. Sureda *et al.* (1986) mencionaron que el área mineralizada ocupa una franja central del salar, de unos 7 km de elongación meridiana y una 18.000 ha, con un manto de 0,50 a 1,20 m de espesor, lo que indica reservas del orden de las 40.000.0000 toneladas. Mediante sondeos se han cortado mantos de mirabilita de 14 m de espesor (M. Rojo, comunicación personal). Su ubicación en la parte más inhóspita de la Puna impide su explotación económica intensiva. Sin embargo desde 1952 a 1991 diversas compañías (Sulfo Argentina; Mineras Altas Cumbres) explotaron unas 140.000 t de sulfato de sodio anhidro. En la actualidad los trabajos de exploración y evaluación de reservas están a cargo de la empresa SurNatron de Australia. Se han reconocido también escasas manifestaciones de ulexita sin valor económico en sectores marginales (Igarzábal, 1996).

SALAR POCITOS

Se ubica en la Puna de Salta. Tiene una superficie de 435 km^2 y una altura media de 3.660 m sobre el nivel del mar. Trabajos anteriores corresponden a Cordini (1950) y Schalamuk *et al.* (1983). Geológicamente, está enmarcado por bloques tectónicos de rocas ordovícicas al este, rocas terciarias neógenas (*red beds* clástico-evaporíticos) al oeste y la cadena de estratovolcanes de Pocitos-Del Medio-Tul Tul al Norte; esta última lo separa del salar Rincón. El salar es de tipo mixto terroso-cristalino (Igarzábal, 1996). En Pocitos se ha descubierto un importante yacimiento de sulfato de sodio en el sector suroccidental, representado por mirabilita (M. Rojo, comunicación personal). El área de interés se encuentra dentro del salar y presenta una masa

salina constituida por la acumulación de sedimentos de origen eólico y fluvial en una cuenca endorreica, donde los fenómenos de temperatura, presión atmosférica, alta radiación solar, elevado índice de evaporación, vientos, porosidad, permeabilidad, ascenso capilar y otros contribuyeron a la formación de una alternancia cíclica de capas o suelo de tipo salino. En el caso particular del sector mineralizado se inicia con una somera acumulación de arena y arcilla de granulometría fina originada por acción eólica; luego aparece una costra salina sólida-porosa, que resulta de la combinación de sales solubles (cloruro de sodio y sulfato de calcio) con partes de arena y arcilla, de variado espesor (entre 0,15 a 1,00 m); continúa luego una acumulación de sedimentos areno-arcillosos formando una capa variable entre 0,35 a 0,70 m; y por último se encuentra el techo del manto sólido-poroso mineralizado de sultato de sodio (mirabilita) con potencias expuestas hasta el nivel de aguas de solución concentrada de sales salmuera entre 0,50 a 1,20 m de potencia. Continúa un paquete de arcilla con cristales de mirabilita de unos 5 a 6 m de potencia variable y debajo de éste una salmuera salina sobresaturada en sulfato de sodio.

Un perfil en el yacimiento es como sigue:

1. Costra salina. Compuesta por halita, yeso, anhidrita y sedimentos finos areno–arcillosos (espesor entre 0,15 a 0,30 m).
2. Sedimentos areno-arcillosos (espesor 0,35 a 0,70 m).
3. Manto de mirabilita ($S0_4Na_2$ x $10HO_2$), espesor sobre nivel de salmuera, entre 0,50 a 1,20 metros.
4. Salmuera (solución saturada de sales solubles en interporos del manto mineralizado.
5. Arcilla con cristales de mirabilita impreganada en salmuera de sulfato de sodio (5 a 6 m).
6. Solución salina sobresaturada en sulfato de sodio.

También se conocen depósitos de boratos (ulexita) de baja ley en su extremo norte (Pozo Cavado). Se han realizado además algunas explotaciones de sal común en piletas.

SALAR CAUCHARI

Fue tratado en el capítulo sobre boratos. Se conocía la presencia de sulfato de sodio en el sector noroccidental. Recientemente, se encontraron nuevas reservas localizadas entre Porvenir y Casa Mascota. Se hicieron 200 pozos de exploración en mina Salteña. Se encontró por debajo de un manto de ulexita en papa y de cobertera estéril (entre 0,20 y 2,00 m de espesor) un manto de arcilla roja con cristales de mirabilita y niveles de mirabilita pura que alcanza hasta 1,50 m de potencia. Un perfil tipo es como sigue (a 1.750 m del borde del salar): 1) Arcilla roja de 0,60 m de espesor con nódulos aislados de ulexita; 2) Mirabilita masiva de 0,34 m, conocida como sulfato cristal; 3) Arcilla roja con cristales de mirabilita de 0,44 m; 4) Mirabilita masiva tipo sulfato cristal de 0,14 m sin alcanzar la base. Se cubicaron 170.000 t de mirabilita (M. Rojo, comunicación personal).

LAGUNA SOCOMPA

Se encuentra ubicada en la Puna de Salta, a unos 10 km de la estación Socompa del FF.CC. General Belgrano. La Ruta 51 a Chile pasa a un centenar de metros de la laguna. El cuerpo de agua tiene unos 2.000 m de extensión (norte-sur) y 1.500 m de ancho, con paredes abruptas al oeste (basaltos andesíticos), presentando un relleno cuaternario con bancos diatomíticos con carbonato de calcio y cenizas volcánicas (Schalamuk *et al.*, 1983). El depósito que se explotó en la década del '50, constituye una costra que cubre la parte norte y este de la laguna, cubriendo una 80 ha con potencias de un metro (Pascual y Welfinger, 1955 en Schalamuk *et al.*, 1983). Sureda *et al.* (1986) mencionaron reservas de 600.000 toneladas.

OTROS SALARES CON SULFATO DE SODIO

Numerosos salares, salinas y lagunas del ambiente puneño tienen depósitos de sulfato de sodio que no alcanzan la envergadura de lo depósitos comentados más arriba. Entre ellos merece citarse Vega de Arizaro, donde la mina San Martín tiene una cubicación estimada en 30.000 t con bancos mineralizados entre 0,20 a 1 m de potencia (Sureda *et al.*, 1986). También hay citas en el sur del salar de Arizaro, en Tolar Chico, Laguna Caro, Sulfatera de Antofagasta de la Sierra, salar Centenario, salar Jama, Salinas Grandes, y otros cuyo volumen de reservas se desconoce. En el salar Rincón las perforaciones demostraron la presencia de niveles de sulfato de sodio en profundidad (Igarzábal, 1996).

SALARES CON CARBONATO DE SODIO

El carbonato de sodio es conocido como coipa por los habitantes de la Puna, que la extraen en pequeñas cantidades de las eflorescencias de muchos salares y la utilizan para el lavado del cabello, teñido de tejidos y otros usos domésticos. Se presenta como una eflorescencia muy blanca a nívea, friable y de sabor picante lo que constituye una característica organoléptica distintiva. Entre las especies minerales que se han reconocido se tiene natrita, trona y pirssonita. El único yacimiento subeconómico conocido es Laguna Geschel o Santa María en la Puna de Salta, unos 60 km al norte de Tolar Grande y a escasos kilómetros del límite con Chile. Se trata de una laguna de unos 1.500 m de largo por 400 m de ancho, de contorno irregular, a una altura de 4.575 m sobre el nivel del mar. Se han cubicado 12.700 t de mineral probable y 9.700 t de mineral posible con leyes medias de 20,23% de carbonado ácido de sodio y 10,24% de carbonato de sodio (Reverberi, 1960, en Schalamuk *et al.*, 1983; Sureda *et al.*, 1986). Durante la década del '70 se explotó a un ritmo de una 200 t por año que se usaban en fundiciones de plomo. Otros

lugares donde se encuentran eflorescencias son una laguna sin nombre al sur de las canteras de perlita del Quevar a escasos cientos de metros de la ruta Pocitos-Pastos Grandes; la Quebrada de Coipal entre Abra del Gallo y Pastos Grandes, en los salares Pastos Grandes, Ratones, Pozuelos, Arizaro, etcétera.

SALARES CON SULFATO DE CALCIO

El yeso forma una conspicua evapofacies en la mayoría de los salares puneños. Se encuentra en sectores marginales entre las facies clásticas hasta calcáreas y las depocentrales de halita. Se presenta como gipsarenita, rosetas y en cristales transparentes de la variedad selenita. El hecho de estar mezclado con limos y arcillas, además de su elevado contenido en cloruro y la gran distancia a centros de consumo, lo hacen no aprovechable para la industria. El mayor yacimiento conocido está en el borde oriental del salar de Arizaro, donde se presenta en mantos potentes de cristales seleníticos maclados crecidos en una ganga terrosa pardo rojiza. Las reservas de ese material alcanza a varios millones de toneladas y se encuentra sobre la ruta a Chile y muy cerca de la estación de FFCC de Tolar Grande. Por el momento constituye sólo un recurso.

SALARES CON CLORURO DE SODIO

Halita es la evapofacies más representativa de los salares puneños. Sin embargo, y a pesar de existir miles de millones de toneladas de esta sustancia, no siempre resulta de calidad económica para su explotación. En la Puna se explotan tres modalidades de sal en los salares y salinas: a) panes, b) raspado, c) piletas. La sal en panes se extrae cortando con un hacha el depósito superficial del salar hasta una profundidad de 10 a 20 centímetros. Se trata de niveles de halita blanca estratificada con niveles oscuros arcillosos que responden a los cambios estacionales del salar. Se usa para el ganado. La sal de raspado consiste en remover la costra estacional blanca y limpia con la cuchilla de una motoniveladora. Se utiliza para fines industriales (ej. papel, ingenios azucareros, saladeros, etc.). La sal de piletas se obtiene cavando pozas rectangulares de 1 a 2 m^2 hasta alcanzar el nivel freático. La salmuera allí presente cristaliza y precipita en el fondo de las piletas desde donde es recuperada. Yodada, se usa para fines de alimentación humana (sal de mesa). Para tener una idea de su volumen puede mencionarse que en el salar Arizaro se hizo un pozo que cortó 100 m de halita de gran pureza y no alcanzó el basamento. En salar Rincón se hicieron pozos de 60 m que cortaron bancos de halita muy pura. En salar Hombre Muerto se hicieron numerosos pozos para la extracción de salmueras de litio, donde se cortaron hasta 150 m de halita en distintas presentaciones. A pesar de lo expuesto, los únicos yacimientos de sal que se explotaron fueron los de los salares Taca Taca, Pastos Grandes y Rincón. En la actualidad sólo se trabaja Salinas Grandes en el límite de las provincias de Salta y Jujuy.

SALARES CON SALMUERAS DE LITIO

Las investigaciones llevadas a cabo durante la década de los ’70 y ’80 por la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, Fabricaciones Militares y la Universidad Nacional de Salta permitieron comprobar la presencia de elementos metálicos ligeros en las salmueras tales como Li, K, B, Mg, Ca, Na, Cs, Rb, entre otros (Igarzábal y Poppi, 1980; Nicolli *et al.*, 1980, 1982 a,b; Viramonte *et al.*, 1984). Se determinó una estrecha relación entre salares con yacimientos de boratos y salmueras ricas en litio. Los depósitos que se estudiaron concretamente para su explotación comercial fueron los de salar Rincón y salar Hombre Muerto. En este último se desarrolló el proyecto Fénix por parte de la empresa americana FMC para la explotación de salmueras litíferas en una superficie de 240 kilómetros cuadrados. Entre1991 y 1995 la empresa estudió y perforó el salar con 20 pozos de diamantina. La evaluación indica 700 a 800 ppm de Li y 7.000 a 8.000 ppm de K con reservas de 648 millones de metros cúbicos. Las reservas conservativas de salmueras alcanzan los 90 años con profundidades recuperables entre 40 a 70 metros. Este proyecto representó una inversión de 150 millones de dólares con la instalación de una planta de carbonato de litio en la Puna y otra de cloruro de litio en General Güemes (Salta). El producto final se exporta a distintos mercados internacionales. Este emprendimiento colocó a la Argentina entre los primeros lugares de reservas y de producción mundial de sales de litio.

CONCLUSIONES

- Los salares de la Puna Argentina son portadores de importantes reservas de sales (ulexita, mirabilita, halita, etc.) y de salmueras metálicas con elementos químicos valiosos (ej. litio).

- Al presente se desconoce la tercera dimensión de los salares por la ausencia de sondeos profundos a excepción de Hombre Muerto y Rincón.

- Las reservas de boratos, litio y sulfato de sodio constituyen los mayores renglones económicos de la región.

- Los boratos se explotan en los salares Hombre Muerto, Ratones, Diablillos, Centenario, Cauchari, Olaroz, Salinas Grandes y Turi Lari. Sin embargo existen también importantes reservas en Pastos Grandes, Pozuelos, Rincón, Vilama y otras depresiones menores.

- Los depósitos más importantes de sulfato de sodio son los de Río Grande, Pocitos, Laguna Socompa y Cauchari.

- Se conoce un solo depósito de carbonato de sodio: Laguna Geschel o Santa María.

- Las reservas de halita son incalculables. Los mejores depósitos son los de Salinas Grandes, Pastos Grandes, Rincón y Taca Taca. Se obtienen de ellos las distintas variedades de sal de pileta, sal de raspado o sal en panes.

- El yeso ocurre como un importante depósito en Arizaro, pero las condiciones de mercado impiden su explotación.

- Las salmueras de litio se explotan con éxito en el salar Hombre Muerto para la fabricación de carbonato y cloruro de litio. Este es actualmente el recurso evaporítico de mayor impacto económico en la Puna Argentina.

- La llegada de los gasoductos y sus ramales a la Puna, sumado a las rutas internacionales que cruzan la región como parte del corredor bioceánico, seguramente potenciarán el desarrollo de los distintos recursos evaporíticos hoy postergados por falta de energía e infraestructura.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó como parte de las investigaciones que el suscripto lleva a cabo en el CIUNSa y en el CONICET. El trabajo está dedicado a la memoria del Dr. Antonio P.Igarzábal gran conocedor e investigador de los salares de la Puna.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R. N, 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. *Universidad Nacional de Salta*, tesis doctoral, 196 p. Salta.

Alonso, R. N., 1987. Bórax (tincal) en la Puna Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 2: 161-164. San Miguel de Tucumán.

Alonso, R. N., 1988. Los boratos de salares en Argentina. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Revista*, 6 (6):11-22. Buenos Aires.

Alonso, R. N., 1991. Evaporitas Neógenas de los Andes Centrales. Capítulo 5 del libro Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos. Coordinador: Dr. J. J. Pueyo-Mur. *Universidad de Barcelona,* capítulo 5, p.p. 267-332. ISBN 84-7875-666-3, Barcelona.

Alonso, R. N., 1992. Sedimentología evaporítica en la Puna. *4º Jornadas Argentinas de Sedimentología, Actas,* 2: 9-16. La Plata.

Alonso, R. N. 1995. Diccionario minero. Con más de 2.500 voces del habla de los mineros de Iberoamérica. *Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC),* 263 p. Madrid.

Alonso, R. N. y R. Gutiérrez, 1984. Zonación de ulexita en los salares de la Puna Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 39 (1-2): 52-57. Buenos Aires.

Alonso, R. N. y C. Helvaci, 1988. Mining and Concentration of Borates in Argentina. Ayteki, Yavuz (Ed.). *2º Intern. Mineral Processing Symp., Proc.,* 551-558. Izmir.

Alonso, R. N., J. Viramonte y R. Gutiérrez, 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 43-63. Buenos Aires.

Alonso, R. N. y J. Viramonte, 1985. Provincia Boratífera Centroandina. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas,* 2: 45-63. Antofagasta

Alonso, R. N. y J. Viramonte, 1990. Borate Deposits in the Andes. In: Amstutz, G.C. (Ed.) Stratabound ore deposits in the Andes. Capítulo 2.2.4., 40 c. pp.721-732. *Springer Verlag,* Berlin.

Ambrosetti, J. B.,1900. Viaje a la Puna de Atacama. *Instituto Geográfico Militar, Boletín,* 21: 87-116. Buenos Aires.

Barnabé, J. F., 1915. Los yacimientos minerales de la Puna de Atacama. *Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 10 (5): 283-320. Buenos Aires.

Battaglia, R. R. y R. N. Alonso, 1992a. Geología y minería de ulexita en el grupo minero «Maggie», Salar Centenario, Salta. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas,* 241-252. Córdoba.

Battaglia, R. R. y R. N. Alonso, 1992b. Evapofacies del salar Centenario (Salta). *4º Jornadas Argentinas de Sedimentología, Actas,* 2: 17-24. La Plata.

Becerra, A. A., 1887. Excursión hecha desde la cuesta de Acay a las cordilleras al poniente de Salta, con datos y detalles relativos a las instrucciones sobre borateras. *Publicación Oficial. Imprenta El Nacional,* 48 p. Salta.

Brackebusch, L., 1893. Las condiciones de la minera en la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Tomo 45 (l-4): 225-282. Córdoba.

Buttgenbach,H., 1901. Gisements de borate des Salinas Grandes de la Republique Argentine. *Anales Societe Geologique Belgique,* Tomo 28:99-116.

Catalano, L., 1926. Geología de los yacimientos de boratos y materiales de las cuencas. Salar de Cauchari. Puna de Atacama. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación,* 23, 110p. Buenos Aires.

Catalano, L., 1964a. Cuenca de Diablillos. *Secretaría de Minera, Serie Argentina,* 2: 1-70, 28 láminas. Buenos Aires.

Catalano, L., 1964b. Estudio geológico-económico del salar del Hombre Muerto. *Secretaría de Minería, Serie Argentina,* 4: 1- 133, mas láminas, mapas y figuras. Buenos Aires.

Cordini, R., 1950. Contribución al conocimiento de los cuerpos salinos de Argentina. *Dirección General de Industria y Minería, Anales,* 3: 56-74. Buenos Aires

Helvaci, C. y R. N. Alonso, 1994. An occurrence of primary inyoite at Lagunita playa, Northern Argentina. *29th International Geological Congress (Kyoto), Part A, Proceedings,* pp.299-308 VSP Utrecht, (ISBN 90-6764-173-1). The Netherlands.

Igarzábal, A., 1979. Los rasgos geomorfológicos y su relación con el origen del salar Pastos Grandes, departamento Los Andes, Provincia de Salta. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 199-209.

Igarzábal, A., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuartáricas de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 595-607. Buenos Aires.

Igarzábal, A., 1991. Evaporitas cuaternarias de la Puna Argentina. En: Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos. Coordinador: Dr. J. J. Pueyo-Mur. *Universidad de Barcelona*, p.p. 233-374. ISBN 84-7875-666-3. Barcelona.

Igarzábal, A., 1996. Los salares de la Puna Argentina (provincias de Jujuy, Salta y Catamarca). *Instituto de Beneficios de Minerales. Universidad Nacional de Salta,* inédito.

Igarzábal, A. y R. Poppi, 1980. El salar de Hombre Muerto. *Acta Geológica Lilloana,* 15 (2):103-117. San Miguel de Tucumán.

Kyle, J. J., 1880. La boronatrocalcita de la provincia de Salta. *Sociedad Científica Argentina, Anales,* 10: 169-174. Buenos Aires.

Méndez, V., J. Turner, A. Navarini, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la Región Noroeste, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares, 1*18 p., 1 mapa a escala 1:400.000. Buenos Aires.

Muessig, S., 1958. Turi Lari, a bórax crystal playa deposit in Argentina. *Geological Society of America, Bulletin,* 69: 1696-1697.

Muessig, S., 1966. Recent South American Borate Deposits. *2nd Symposium on Salt, J. L. Rau Ed., Volume 1. Northern Ohio Geological Society, Cleveland:* 151-159.

Nicolli, H., J. Suriano, J. Kimsa y A. Brodtkorb, 1980. Caracterísitcas geoquímicas generales de aguas y salmueras de la Puna Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea,* 63, 38 p. Córdoba.

Nicolli, H., J. Suriano, J. Kimsa y A. Brodtkorb, 1982a. Geochemical characteristics of brines in evaporitic basins, Argentinian Puna. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea,* 19 p. Córdoba.

Nicolli, H., J. Suriano, V. Mendez y M. Gómez, 1982b. Salmueras ricas en metales alcalinos del salar Hombre Muerto, Catamarca, Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geologia, Actas,* 3: 187-204. Buenos Aires.

Reichert, F., 1907. Los yacimientos de boratos y otros productos minerales explotables del territorio de los Andes (Puna de Atacama). *Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales,* 2 (2).

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería, Anales,* 20, 196 p. Buenos Aires.

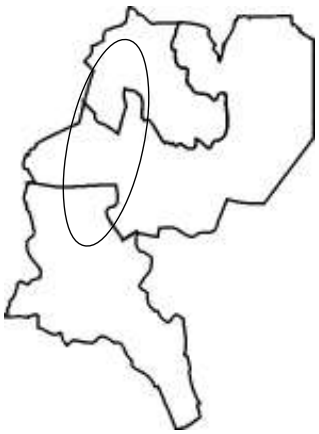
Sgrosso, P., 1943. La minería y geología del noroeste argentino. *Dirección de Minas y Geología,* 53. Buenos Aires.

Sureda, R., M. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino. *Capricornio*, 1 (1): 39-95. Salta.

Turner, J. C., 1972. Puna. En: A. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias,* 91-116. Córdoba.

Viramonte, J., R. Alonso, R. Gutierrez y R. Argañaraz, 1984. Génesis del litio en los salares de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 471-481. Buenos Aires.

Argañaraz, R. A., 1999. Depósitos de sulfato de sodio de Jujuy, Salta y Catamarca. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1923-1925, Buenos Aires.



DEPÓSITOS DE SULFATO DE SODIO DE JUJUY, SALTA Y CATAMARCA

Rafael A. Argañaraz[1, 2]

INTRODUCCIÓN

La explotación de sulfato de sodio en el noroeste argentino, ha sido, desde la década del ´50 una importante actividad minera en la Puna lo que permitió abastecer gran parte de la demanda nacional. El perfil productivo señala a Salta como la más importante proveedora de esta materia prima para plantas de tratamiento que rotaron desde San Antonio de los Cobres hasta la ciudad de General Güemes, pasando por la capital de la provincia. El período comprendido entre el final de la década de los ´50, hasta principios de la década del ´80 fue uno de los más importantes en lo que respecta a la actividad en el sector extractivo.

El sulfato de sodio, en sus variedades thenardita y mirabilita, es un mineral típico de depósitos de playa y, como tal, se lo encuentra en los salares andinos, variando su concentración con la proximidad a los grandes edificios volcánicos. Es una materia prima que, en un grado de pureza superior al 95 %, tiene innumerables aplicaciones en la industria (papel, caucho, química en general, fertilizantes, etc.).

PRINCIPALES YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES (figura 1)

PROVINCIA DE JUJUY

LAGUNA VILAMA (1)

Se ubica en el noroeste de la provincia de Jujuy. En esta laguna, aparte de la presencia de boratos, se encontró sulfato de sodio como mirabilita, habiéndose intentado su explotación pero sin éxito por la escasa concentración y por la distancia a los centros de consumo.

SALAR DE JAMA (2)

Está ubicado al este del Paso de Jama y se accede por la ruta que, desde Susques, se utiliza para llegar al paso internacional. Como en el caso anterior, además de la presencia de borato (ulexita), en el borde sur del salar se observó la presencia de un banco de sulfato de sodio, que fue reconocido en un área de 300 por 200 m, con una potencia de aproximadamente 0,50 metros. El depósito tiene una cubierta de material fino y, en partes, de una costra salina dura de hasta 0,50 m de espesor.

EL CODO (3)

Este depósito se encuentra en el Salar de Cauchari, a unos 30 km al norte de la localidad homónima, y se accede por la ruta provincial que desde este punto sigue hasta Susques. A unos 500 m del borde occidental del salar, y dentro del mismo, se encuentra un depósito de sulfato de sodio que fue objeto de explotación desde fines de la década del ´70 hasta principios de la década del ´80. Se trata de un banco de 2 m de potencia que se reconoció en una extensión de 500 x 200 metros. El mineral, muy puro y cristalino, con la típica apariencia de “hielo”, yace entre arenas arcillosas de color rojo y con una cobertura de 0,20 a 0,40 metros. Se explotó en forma manual y el mineral era posteriormente transportado hasta el lugar Baños de Pompeya, a 5 km al oeste de San Antonio de los Cobres, donde se procesaba. En esta planta, el mineral se disolvía con agua a 70º y luego por cristalización fraccionada de la solución saturada se eliminaban las fracciones insolubles (arenas, arcillas, yeso, etc.) y cloruros.

[1] *Universidad Nacional de Salta, Cátedra de Yacimientos Minerales.*

[2] *Geólogo consultor.*

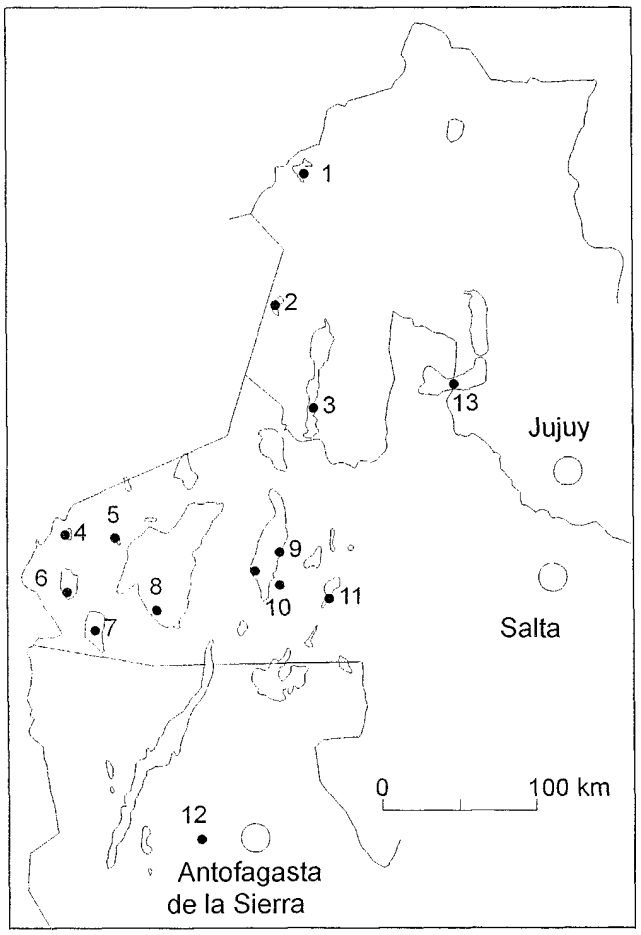


Figura 1. Principales yacimientos y manifestaciones de sulfato de sodio.

SALINAS GRANDES (13)

Se ubica a 80 km al noreste de San Antonio de los Cobres. A unos 5 km al norte del lugar denominado Huancar se localizó un banco de sulfato de sodio de aproximadamente 1 m de potencia. El mineral es muy puro pero tiene un descarpe de 0.50 a 1 m de material areno-arcilloso, de color rojizo, muy húmedo y blando. Esta situación dificultaba todo intento de explotar el mineral, por lo que el proyecto fue abandonado. Por las razones apuntadas no fue posible explorar el sector.

PROVINCIA DE SALTA

Es esta provincia la que posee en su territorio la mayor reserva de sulfato de sodio del país, lo que permitió que durante varias decenas de años fuera una de las principales proveedoras de esta materia prima.

SALAR DE RÍO GRANDE (7)

Se ubica a unos 70 km al sur de la estación Caipe y al suroeste del salar de Arizaro, desde donde se accede por un camino pavimentado; limita hacia el oeste con la serranía en la que se emplazaba la planta de beneficio de azufre La Casualidad. Este salar tiene en toda su superficie una costra salina de cloruro de sodio y algo de sulfato, de 0,50 a 1 m de potencia, rugosa y dura. El mineral se presenta como un banco compacto, con potencias que, en algunos casos, superan los 3 m, y con una considerable extensión areal en la que se comprobó la presencia del mismo. La gran concentración de sulfato en este salar debe vincularse con la proximidad a los depósitos de azufre del cerro Estrella en la Corrida de Cori. El mineral, principalmente mirabilita, presenta el típico aspecto de hielo, siendo transparente y con fractura concoidea. En las explotaciones antiguas se labraron pozos de más de 4 m de profundidad que, en este momento, están rellenos en parte por una nueva generación de sales por precipitación de las salmueras y con agua. Para la explotación era necesario utilizar explosivos por la dureza del banco. El autor, mientras realizaba la explotación en una pertenencia minera en ese salar, tuvo la oportunidad de comprobar la potencia y calidad del material en un amplio sector y, también, de observar la elevada concentración de sulfato en las salmueras. En esa época se explotaba el mineral del manto principal y simultáneamente se bombeaba la salmuera, que fluía a la labor minera, a una batería de piletas labradas en la costra salina; luego por evaporación precipitaban el cloruro y el sulfato de sodio. Una forma de concentrar el mineral era exponerlo a la intemperie ya que por la sequedad del ambiente y por la heliofanía el mineral perdía rápidamente por lo menos 8 moléculas de agua, transformándose en un polvo blanco denominado "sulfato plumita", que era un sulfato anhídrido naturalmente. Se exploró parcialmente con sondajes someros que comprobaron la continuidad y potencia del banco de mineral. Por la gran extensión del salar y por las comprobaciones puntuales sobre la presencia de mineral, se estiman reservas superiores a 50 millones de toneladas. Schalamuk *et al*., (1983), según datos de Alaba en Angelelli y Escurra (1962), señala reservas del orden de 41.000.000 t y espesores de 1,60 metros. Prácticamente el 100 % de la superficie del salar se encuentra cubierta con pertenencias mineras.

LAGUNA SOCOMPA (4)

Se ubica a unos 10 km. al sureste de la estación Socompa y cercana a Quebrada del Agua, en el departamento los Andes. Es un cuerpo de agua permanente por lo que el banco de mineral se presenta en los bordes del mismo, con escaso descarpe y una potencia superior a 1 metro. Las aguas de esta laguna son sulfatadas por lo que el mineral cristaliza en superficie. Hubo intentos de explotación que no se concretaron, probablemente por la distancia y dificultades de acceso. Sureda *et al.*, (1986) señala reservas estimadas en 600.000 t según datos de Cuomo (1960).

VEGA DE ARIZARO (5)

Se ubica unos 20 km al nornoreste de la estación Caipe e inmediatamente al suroeste del apeadero de Vega de

Arizaro. Es una depresión elongada en sentido norte-sur, donde se reconoció y explotó un nivel de sulfato sodio. El autor pudo reconocer un banco de mineral compacto, muy puro, con buen desarrollo areal, con escaso descarpe, donde se estiman reservas de 25.000 t y potencias de 0,50 a 1 metro.

SALAR DE ARIZARO (8)

En el extremo suroeste de este salar, en el área conocida como Cono de Aritas, se determinó la presencia de sulfato de sodio mediante sondajes realizados por la Dirección de Minas de Salta. No se conocen datos de reservas.

AGUAS AMARGAS (9)

A 45 km al sur de la estación Salar de Pocitos, por la ruta que conecta con Antofagasta de la Sierra, se encuentra esta área. A unos 700 m del borde del salar se comprobó la presencia de un banco de sulfato de sodio, de potencia mayor a 0,50 m y considerable extensión areal, que yace sobre arcillas arenosas de color rojo. El banco es masivo con cristales transparentes y, en partes, presenta contaminación con agregados de arcilla roja en forma de nidos. El material del descarpe está conformado por un nivel desagregado, arenoso con yeso y arcillas rojizas, y una potencia variable entre 0,50 y 0,80 metros. Se realizaron sondajes someros con resultados satisfactorios pero no se conocen datos de reservas. Al suroeste de este sector, sobre el borde occidental del salar, se realizaron trabajos de explotación en un banco de mineral con características similares a las descriptas. La superficie del salar está cubierta con pertenencias mineras en un 90 %.

TOLAR CHICO (10)

A unos 20 km al sur de Aguas Amargas hay un pequeño salar, a la vera del camino, donde se comprobó la presencia de sulfato de sodio.

CIÉNEGA REDONDA (11)

En el extremo sur del salar de Centenario se encuentra el paraje denominado Ciénega Redonda donde se encuentra la laguna del mismo nombre. En los sectores sureste y norte se han realizado explotaciones esporádicas de un banco de sulfato de sodio de escasa potencia y desarrollo areal. En el sector centro oriental del mismo salar y por debajo de una cubierta de eflorescencias salinas, arena, yeso y ulexita se encuentra un banco de entre 0,30 y 0,40 m de sulfato de sodio. No se conoce la extensión y no hay datos de reservas. Es de destacar que en el borde nororiental del salar se encuentra una capa de yeso pulverulento con una potencia superior a 1 m sobre la que muy difícil caminar.

PROVINCIA DE CATAMARCA

El único depósito conocido (12) en esta provincia se ubica a unos 5 km al oeste suroeste del Pueblo de Antofagasta de la Sierra. Es un pequeño salar donde se explotó sulfato de sodio e inclusive en el mismo lugar se edificó una planta de beneficio, que no logró concretar su objetivo. No se conocen datos de reservas.

MODELO GENÉTICO

El origen del sulfato debe vincularse con la actividad volcánica póstuma-solfatárica/fumarólica que, además, generó los yacimientos de azufre y con las fuentes termales que, generalmente vierten aguas sulfatadas en las cuencas, lo que se aprecia en algunos casos por el desprendimiento de SH_2

BIBLIOGRAFÍA

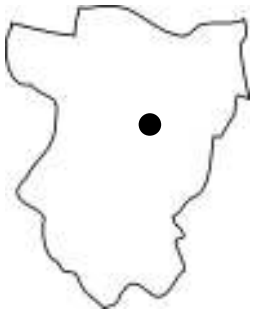
Argañaraz, R. A. y A. R. Nadir, 1980. Contribución al conocimiento de la mineralogía y génesis de la boratera de Antuco, departamento Los Andes, provincia de Salta, República Argentina. *6º Congreso Geológico Argentino. Actas,* 3: 9-11. Buenos Aires.

Argañaraz, R. A., 1982. Informe sobre sulfato de sodio. *Sociedad Minera Pompeya S.A*. inédito. Buenos Aires.

Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (Provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). *Ministerio de Economía. Subsecretaría de Minería. Anales,* 20. Buenos Aires.

Sureda, R. J., M. A. Gallisky, P. Argañaraz y R. J. Daroca, 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Capricornio* 1 (1): 39-96. Salta.

Bertolotti, P., 1999. Yacimiento de salmuera de El Timbó, Tucumán.
En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.
O.Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales
SEGEMAR, Anales 35: 1927-1931, Buenos Aires.



YACIMIENTO DE SALMUERA DE EL TIMBÓ, TUCUMÁN

Pablo Bortolotti [1, 2]

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo trata básicamente una explotación de salmuera al norte de San Miguel de Tucumán, por parte de Industrias Químicas y Mineras Timbó S. A.

Ubicación

Las Salinas de El Timbó están ubicadas a 13 km al norte de San Miguel de Tucumán, en el departamento Burruyacu.

Sus coordenadas son: 26°42'28" de latitud sur y 65°08'56" de longitud oeste.

La explotación de esta salmuera es la única de este tipo que se realiza en el ámbito comercial; existen otras manifestaciones cloro sulfatadas en territorio tucumano sin explotar.

Leyes, reservas y producción

La explotación se realiza mediante una serie de perforaciones a una profundidad promedio de 70 m, con equipos de bombeo electrosumergibles.

La producción real de los pozos durante un mes de bombeo regular está entre 18 y 19 millones de litros de salmuera, con una densidad media a boca de pozo de 1.190-1.200 g por litro.

La producción en 1996, de 10 meses, fue de 32.744,00 t de sal de grano fino.

En lo que se refiere a la calidad, los valores promedio, a boca de pozo, se ilustran en la tabla 1.

El análisis químico típico de la sal fina "Celusal", producida y envasada, se muestra en la tabla 2.

Las reservas medidas al año 1996 eran de 377.755,37 m^3, indicadas de 3.568.631,48 m^3 y las inferidas no fueron estimadas.

Sistema de explotación

Sobre la base de los antecedentes y las observaciones de campo, se determina el sector donde se realizará el pozo exploración. El tipo de perforación es por percusión con

NaCl	280,0000 g/l
Na_2SO_4	16,5700 g/l
Ca++	0,6331 g/l
Mg++	0,7659 g/l

Tabla 1.

Cloruro de sodio como NaCl	98,80 %
Sulfatos como sulfato de sodio Na_2SO_4	0,05 %
Alcalinidad total como carbonato de sodio Na_2CO_3	0,20 %
Humedad	0,05 %
Insolubles como carbonato de magnesio $MgCO_3$ 0,70 %	
Yodo	32,00 p.p.m.

Tabla 2.

[1] *Universidad Nacional de Tucumán, Cátedra de Levantamiento.*

[2] *Geólogo Asesor, Industrias Químicas y Mineras Timbó S.A.*

muestras confiables y valores bastantes exactos de profundidad, los cuales son correlacionados con los pozos existentes. El comportamiento de los pozos es previsible, de tal manera que se pasa a la etapa de producción.

Completadas las tareas de perforación se realizan las de terminación del pozo, como entubado, colocación de filtros, engravado, colocación de la bomba y ensayo de bombeo.

Determinadas las características hidráulicas del pozo, caudal, densidad, tiempo de agotamiento y recuperación, se toma un valor promedio de funcionamiento, optimizando gradualmente su caudal.

Mediante electrobombas sumergibles o inyectando aire comprimido se extrae salmuera de una profundidad promedio de 70 metros.

La salmuera se sub-satura a temperatura ambiente con sal gruesa, ingresando al proceso de evaporación con un valor de 250 g por litro.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las primeras investigaciones fueron realizadas por Stelzner (1885). Otros estudios fueron realizados por Harperath (1887), Schickendantz (1889) y Tornow (1892).

Stappenbeck (1919) menciona la extracción de salmuera de vertientes en El Timbó, y en su opinión provienen de la "Formación petrolífera". Acompaña además un análisis químico de la muestra.

Existen otros trabajos realizados en distintos puntos de la región, como El Siambón donde Stelzner (1923) analiza una vertiente o manantial "que nace de rocas calcáreas alternadas con capas de arcillas verdosas".

Manoff (1936) en su exposición sobre los "Análisis del agua de riego" observa el incremento de sales en forma apreciable en el invierno y primavera.

Villarreal (1938) en "Halitas del Noroeste Argentino, su tenor en sulfatos" realiza un detalla, entre otras, las sales de Amaicha y Siambón.

Peirano (1938) en su trabajo sobre la Estratigrafía y Tectónica de la parte meridional del alto valle del Río Salí, realiza una serie de perfiles, en donde describe la columna estratigráfica con mucho detalle. En estas descripciones resalta la presencia distintos espesores de arcillas y arcillas arenosas salinas.

Dessanti y Piscione (1948) entre otras consideraciones sobre el yacimiento en cuestión, manifiestan el bajo rendimiento de los pozos y proponen efectuar nuevas perforaciones.

De La Iglesia y Givre (1951), Bojanich y Vilela (1959) y Cordini (1960) realizan trabajos concernientes a un cono-

EDAD			UNIDADES LITOLÓGICAS	
			BOSSI, 1969	PORTO Y DANIELI, 1974
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	FORMACIÓN TICUCHO	NIVEL IV NIVEL III NIVEL II NIVEL I
		PLEISTOCENO		
			disc.	
	TERCIARIO	MIO-PLIOCENO	F. INDIA MUERTA	F. ACEQUIONES F. CHULCA
			F. RÍO SALÍ	
		EOCENO	F. RÍO LORO	SUB GRUPO SANTA BÁRBARA: F. LUMBRERA, F. MAÍZ GORDO SUB GRUPO BALBUENA: F. YACORAITE SUB GRUPO PIRGUA: F. LOS BLANQUITO, F. LA YESERA
MESOZOICO	CRETÁCICO SUPERIOR		------?------	
PALEOZOICO INFERIOR			F. EL CADILLAL	
			disc.	
PRECÁMBRICO-CÁMBRICO			F. MEDINA	BASAMENTO METAMÓRFICO

GRUPO TUCUMÁN / COMPLEJO ALTO DE LAS SALINAS

GRUPO SALTA

Columna estratigráfica.

cimiento más amplio del terreno en explotación y de las perforaciones que se iban realizando.

Nobel Muñoz (1966) efectúa una prospección geológica geofísica dando pautas sobre el sector que ocuparía el "pool" de sal.

Jones y Thom (1968) genera un estudio geofísico.

Bossi (1969) detalla la geología y estratigrafía del sector sur del valle de Choromoro, al norte de la zona en cuestión poniendo énfasis en la estratigrafía y sedimentología, haciendo mención de la presencia de cloruro de sodio.

Porto (1977) hace un relevamiento geológico-mineralógico del arroyo Las Salinas, en donde pone de manifiesto la presencia de áreas con eflorescencias salinas y su correlación estratigráfica.

Neder (1985) en "Contribución a la geología de la zona de "El Timbó" detalla entre otros considerandos, una idea sobre el origen de las aguas salinas.

Neder y Fernández (1997) con el fin de realizar nuevos aportes al conocimiento de la hidrología y mineralogía de Las Salinas del Timbó, detectan la presencia de nuevos minerales.

Bortolotti (1997) evalúa la importancia de las vertientes salinas y su aplicación al conocimiento de la estratigrafía del subsuelo.

Propietarios

Industrias Químicas y Mineras Timbó S.A., con domicilio en Buenos Aires y Tucumán.

GEOLOGÍA REGIONAL

La Estratigrafia de la zona, se ve representada en el esquema de la Columna Estratigráfica.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La zona presenta una cubierta superficial de suelo edáfico que varía entre 0,20 m hasta 1,20 m continuando con arenas, gravas y aglomerados, que en algunos casos supera los 30 m de espesor.

La perforación El Timbó Nº 13, que alcanzó una profundidad de 250,00 m, muestra una alternancia de arcillas limosas, limo arenoso y limo areno-arcilloso de colores pardos claro verdoso, pardusco y pardo rojizo claro, siendo este último el menos común.

En términos generales en los estratos es común la presencia de capas de sal de roca, yeso y anhidrita.

En esta perforación desde los 81,00 a 85,00 m se detecta la presencia de un manto de cloruro de sodio.

En la perforación El Timbó Nº 1 dentro de los 45,66 a 49,00 m un sedimento arcilloso-arenoso muy fino, síltico, pardo, algo yesífero, micáceo, ligeramente estratificado con un ángulo de 25º de inclinación, compacto; único dato de perforación donde se indica la inclinación.

Esta perforación también reveló la presencia de sal de roca con anhidrita desde los 117,00 a los 120,50 metros.

Esta información se complementa con los trabajos de Nobel Muñoz (1966) y Jones y Thom (1968). El primero pone de manifiesto la discontinuidad, entre los distintos acuíferos, de los niveles piezométricos y marcadas diferencias en las concentraciones salinas.

Jones y Thom (1968) no expresan con claridad la situación reinante en profundidad. A partir de los gráficos resultantes de la prospección, ponen de manifiesto, las capas de sal de roca.

Estructura

En base a Imágenes Landsat, Spot y fotografías aéreas a diferentes escalas se pudo recrear la estructura, la cual presenta una serie de fracturas que tienen su accionar sobre el comportamiento de los pozos y del terreno en general, pudiendo destacar dos zonas bien definidas, al menos para el sector que nos ocupa.

Cordini (1960) propone una estructura, si bien el croquis es muy rígido, la comparación de los datos que analiza se aproxima a la interpretación aquí vertida.

En los trabajos de Jones y Thom (1968), se ponen de manifiesto la posición de tales fracturas.

A modo de lograr una comprensión más precisa sobre la estructura se observa un comportamiento estable en la Zona 1, figura 1, no así el otro sector donde existen variaciones en cuanto a los valores de nivelaciones.

Observado este fenómeno se realizó un estudio de todos los datos de perforaciones y se determinó que hacia el sur (Zona 2, figura 1) de la fractura El Dique no existen

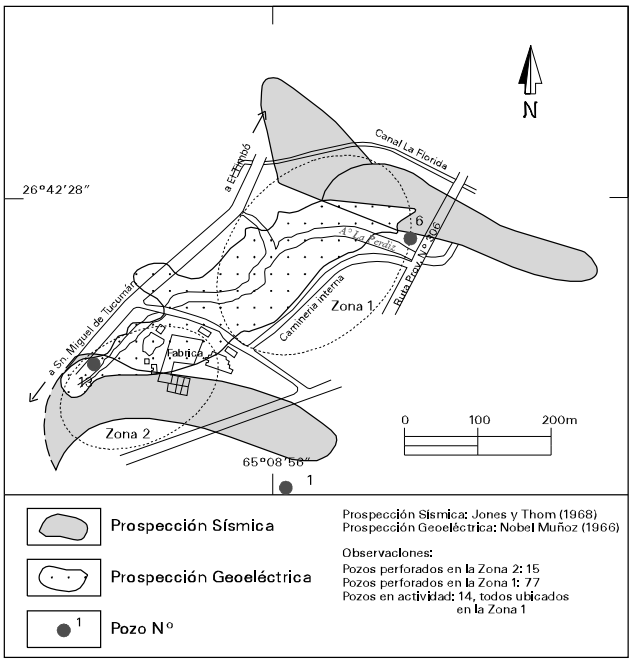


Figura 1. Delimitación de zonas estratigráficas con sal.

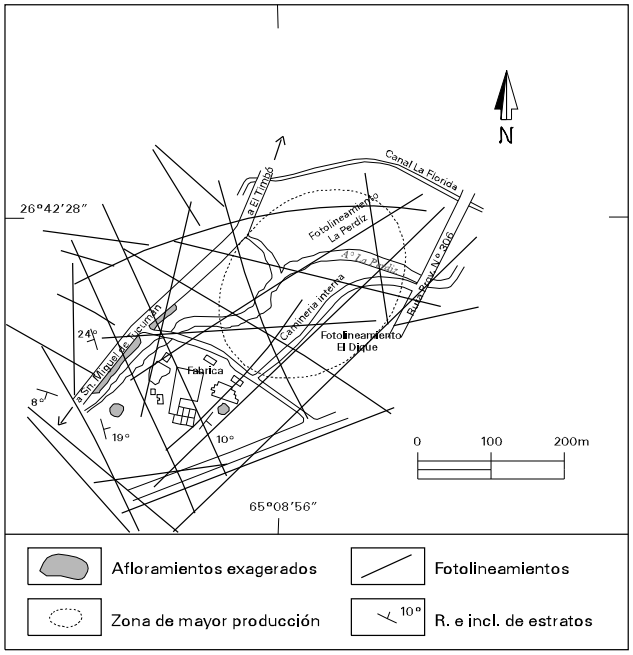


Figura 2. Distribución de fotoalineamientos.

caudales que sean de interés como para ser explotados, en cambio los ubicados a lo largo de la fractura La Perdiz presentan los mejores caudales y densidades (figura 2).

En el esquema geológico estructural (figura 2) se ubican los fotolineamientos, no visibles en el terreno. Esta interpretación coincide perfectamente con lo que a diario se observa durante el manejo del recurso y sirve para ajustar los datos para las futuras perforaciones.

En cuanto al esquema geológico de subsuelo del manto salino, también responde a lo determinado en su oportunidad por los ejecutores de los estudios.

Lo expresado precedentemente indica que el análisis no puede alejarse de este contexto. La experiencia ha indicado que los límites que acota en la Zona 1 en el esquema geológico del subsuelo hasta ahora han sido los más positivos económicamente.

Morfología

Corresponde al extremo sur de la provincia morfoestructural de las sierras subandinas en donde el área está caracterizada por lomadas suaves, alternando con valles de fondo plano, las cuales reflejan los rasgos de una estructura profunda.

Desde el punto de vista geomorfológico la zona presenta un valle elongado con rumbo general norte-sur, donde se genera la cuenca del río Calera. Las mayores alturas se ubican en las sierras de Medina descendiendo suavemente hacia el sur hasta su confluencia con el río Salí.

Hacia el oeste, del río Calera, se desarrolla la cuenca del arroyo Las Salinas o La Perdiz, con un recorrido restringido y de cauce muy estrecho.

Como Sólidos	
Carbonato de Calcio ($CaCO_3$)	52,00 %
Hidróxido de Magnesio [$Mg(OH)_2$]	35,00 %
Hidróxido de Calcio [$Ca(OH)_2$]	5,00 %
Sulfato de Sodio (Na_2SO_4)	5,00 %
Como Solución	
Cloruro de Sodio (ClNa) en pequeña proporción	

Tabla 3.

Mineralogía

El complejo está constituido por una serie de intercalaciones limo-areno-arcilloso, con presencia de capas de cloruro de sodio ya sea en forma individual, intercalada entre los estratos o formando una mezcla entre ambos.

Existe dentro de su mineralogía una gran cantidad de yeso, calcita, anhidrita.

Neder y Fernández (1977) revelan la presencia de lleonhardita, bischofita y natro-trona y las consideran como muy escasas.

También el muestreo de las aguas denota una composición química totalmente distinta de los alrededores, en donde el agua superficial y de vertientes contienen valores de conductividad, pH, sólidos disueltos totales, bastante similares entre ellos, existiendo zonas aún no ajustadas como para ser mapeadas y que tienen características distintas de otras aguas de la región.

Los residuos que se arrojan al dique de cola son productos de la etapa de tratamiento y se ven graficados en la tabla 3, por orden de volumen.

MODELO GENÉTICO

Basados en los trabajos citados, en el muestreo de pozos y reconocimiento del terreno, la formación de salmuera no está presente sólo en el sector estudiado.

De alguna manera y tratando de integrar la información a los fines de lograr una hipótesis general se ha llegado a la conclusión que no sólo la salmuera se genera en nuestro predio, tanto por la disolución de las capas de sal de roca como de los estratos portadoras de dicho elemento, sino que proviene desde áreas distantes. Es decir se viene subsaturando o se va produciendo una subsaturación, por lixiviación, tanto de aguas subterráneas como por percolación de aguas superficiales.

Existe una recristalización de distintos tipos de minerales, entre ellos cloruro de sodio, principalmente en la época de reposo de pozos ya que no existe influencia exterior.

Esta influencia, genera un sistema distinto en donde se crea un ambiente en el que la presión aumenta y la circulación es forzada, lo cual permitiría acelerar procesos naturales que influyen sobre el conjunto y por ende genera ma-

yor disolución y depresión del acuífero, acelerando la percolación e infiltración de agua de los cauces superficiales, dando lugar a una disolución mucho más rápida.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó con la debida autorización de la empresa a quien se agradece por la información aportada. A su vez es parte del proyecto de investigación "Hidrogeología y Evaluación Ambiental de la Cuenca de Burruyacu" del Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Tucumán (C.I.U.N.T), del cual formo parte, bajo la dirección del Dr. A. Tineo, quien en conjunto con el geólogo C. Falcón y la geóloga G. Rodríguez, realizaron la lectura y sugerencias.

BIBLIOGRAFÍA

Bojanich, E. y C. R. Vilela, 1959. La explotación de aguas saladas del subsuelo de El Timbó. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Carpeta N° 388, inédito. Buenos Aires.

Bortolotti, P., 1997. Las vertientes salinas y su aplicación al conocimiento de la estratigrafía del subsuelo, Provincia de Tucumán. *3º Jornadas de Com. Int., Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo.*

Bossi, G. E., 1969. Geología y Estratigrafía del sector sur del Valle de Choromoro, Tucumán. *Acta Geológica Lilloana,* 10 (2): 17-64.

Cordini, R. L., 1960. Las aguas subterráneas en El Timbó. Tucumán. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Carpeta N° 420, inédito. Buenos Aires.

De la Iglesia, H. y V. Givre, 1951. Informe sobre la mina de Sal "El Progreso", Departamento Trancas, Tucumán. *Dirección de Geología y Minería,* Carpeta N° 342, inédito. Buenos Aires.

Dessanti, R. N. y S. A. A. Piscione, 1948. Informe preliminar sobre la Geología de la zona de El Timbó (Tucumán), en especial referencia a la fuente salina. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, informe. Buenos Aires.

Harperath, L. 1887. Estudios sobre la composición química de sales de las salinas del interior de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín,* 10: 427-441.

Jones, R. C. B. y J. H. Thom, 1968. Appraisal of El Timbó Brine supplies. *Industrias Químicas y Mineras El Timbó S.A.*, inédito.

Manoff, I., 1936. Informe sobre la calidad para riego del agua del Río Salí. *Indus. y Agric. de Tucumán, Revista,* 26 (10-12): 214-222.

Neder, J. R., 1985. Contribución al conocimiento geológico de la zona de El Timbó, Provincia de Tucumán. *Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo,* inédito.

Neder, J. R. y R. I. Fernández, 1997 Nuevos aportes al conocimiento de la hidrología y mineralogía de Las Salinas del Timbó. Provincia de Tucumán, República Argentina. *Boletín Geoindustrial,* 6-7: 182-191, U. N. S. T. A. Tucumán.

Nobel Muñoz, J., 1966 Prospección Geológica-Geofísica en las salinas El Timbó S.A., inédito

Peirano, A.,1938. Observaciones generales sobre la tectónica y los depósitos terciarios del cuadrángulo 26°S-60°30'O-28°30'S-67°O en el Noroeste Argentino. *Acta Geológica Lilloana,* 1: 64-144.

Peirano, A.1938. Estratigrafía y Tectónica de la parte meridional del Valle Alto del río Salí o valle de Choromoro, Departamento Capital y Trancas, provincia de Tucumán. *Acta Geológica Lilloana,* 1: 1-60.

Porto, J. C. y C. A. Danieli, 1974. Geología del sector NO de Trancas, provincia de Tucumán, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana,* 15 (1): 49-57.

Porto, J. C., 1977. Eflorescencias sulfatadas en formaciones terciarias y cuartarias de la Provincia de Tucumán, *Acta Geológica Lilloana,* 14: 261- 276.

Schickendantz, F., 1889. Mirabilita de Vipos y sal de cocina que se consume en Tucumán. *Ofic. Quím. Tucumán, Boletín,* 2 (1): 113-119.

Stappenbeck, R., 1919. Yacimientos minerales y rocas de aplicación en la República Argentina. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Serie B, Geología, Boletín,* 19.

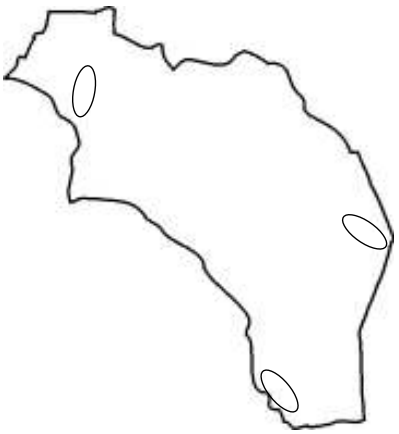
Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentischen Republik I, Dassel y Berlín.

Stelzner, A., 1923. Contribuciones a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32° y 33° S. *Academia Nacional de Ciencias, Actas,* (traducción al castellano de G. Bodenbender), 8: 1-228. Córdoba.

Tornow, E., 1892. Las vertientes de agua salada de Tapia, Provincia de Tucumán. *Sociedad Argentina, Anales,* 34: 206-209.

Villareal, S. D., 1938. Halitas del noroeste argentino, su tenor en sulfatos. *Universidad Nacional de Tucumán, Cuad. Miner. Geol.,* 1 (1): 30-35.

Marcos, O. R., 1999. Depósitos salinos de La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1933-1937, Buenos Aires.



DEPÓSITOS SALINOS DE LA RIOJA

Oscar R. Marcos[1]

INTRODUCCIÓN

La provincia de La Rioja cuenta con numerosos cuerpos salinos portadores de cloruro de sodio, en general en asociación con otros minerales evaporíticos; un depósito donde el sulfato de sodio es el mineral predominante definiendo su posible valor económico, y diversos yacimientos de yeso.

Las salinas, salares, sulfateras y depósitos de yeso se localizan en los ambientes de Sierras Pampeanas orientales-australes y de transición entre precordillera y cordillera Frontal. En ambos ambientes es común la intercalación de yeso en sedimentitas continentales del Terciario.

La actividad minera en relación a estos depósitos ha sido muy escasa a lo largo del tiempo y es nula en la actualidad (1998).

Todos los depósitos ocupan cuencas donde se han depositado por evaporación de aguas temporarias con la consiguiente precipitación de los materiales disueltos, los cuales se originan en la lixiviación de elementos solubles de las rocas circundantes, transportados superficialmente o como niveles freáticos, además de los aportes de la actividad volcánica póstuma para los de Cordillera Frontal.

En el ámbito de la provincia de La Rioja se reconocen seis cuerpos salinos, cuatro en el ambiente de Sierras Pampeanas y dos en el de Cordillera Frontal. En la región pampeana se identifican, de norte a sur, las salinas La Antigua, Salinas Grandes, Mascasín y Pampa de Las Salinas, la primera exclusiva de la provincia de La Rioja y las otras compartidas con las provincias de Córdoba, Catamarca, Santiago del Estero, San Juan y San Luis, respectivamente.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR. Delegación La Rioja.*

En Cordillera Frontal se encuentran la salina El Leoncito y la salina sulfatera de La Laguna Brava.

Ambiente de Sierras Pampeanas

Salina La Antigua. Constituye una depresión elongada en sentido nornoroeste-sursureste, de unos 30 km de longitud por 1 a 3 km de ancho, ubicada hacia el este de la sierra Brava en el departamento Capital de la provincia de La Rioja. Su eje mayor concuerda aproximadamente con el meridiano de 66º05' y sus límites norte y sur corresponden a los paralelos de 29º45' y 30º05' respectivamente.

Lo que se conoce como salina La Antigua es una cuenca centrípeta que actúa como colectora del drenaje accidental de la sierra Brava, aunque en su extremo sur desagua hacia la cuenca de las Salinas Grandes ubicadas más al este.

Esta salina tiene una extensión aparentemente mayor que la indicada ya que se prolonga al sureste como cauce salino hacia las salinas Grandes, y lateralmente, a través de una serie de "barreales", que representan pequeñas cuencas locales donde se concentra el material lavado de la salina. Por otra parte la salinización de los suelos hacia los bordes de la salina, con la consiguiente destrucción del monte natural, y la presencia de vegetación halófila, constituyen otros factores que amplían la extensión de esta cuenca.

El depósito salino propiamente dicho muestra áreas muy restringidas con eflorescencias de sales (esencialmente halita), las que se encuentran principalmente en el borde sudeste de la cuenca. El resto corresponde a lo que se denomina "pampa salina" (Rigal, 1932), donde el haluro está ligado a abundantes materiales detríticos como gravas, arenas y limos.

Dentro de la salina se encuentran pequeños cuerpos de agua salobres, destacándose la llamada laguna Larga ubicada en el borde oriental de la salina, la cual conserva el agua aún en el período de sequía.

Los lugareños extraen pequeñas cantidades de eflorescencias salinas para abastecer el consumo local. Las características de la salina no permiten considerar la posibilidad de una explotación a escala comercial.

SALINAS GRANDES

El yacimiento evaporítico Salinas Grandes ocupa una cuenca de gran extensión, de origen tectónico, que abarca el ángulo noroeste de la provincia de Córdoba, el extremo austral de Catamarca y una franja en el límite oriental de la provincia de La Rioja.

La fracción del cuerpo salino que corresponde a la provincia de La Rioja se extiende, de sur a norte, desde las inmediaciones de la Ruta Nacional 38, en el límite La Rioja-Córdoba (30º35'), hasta el este de la Sierra Brava, a la altura de su sector central, en el límite entre los departamentos Gobernador Gordillo y Capital (29º45'). La extensión norte-sur en la provincia de La Rioja es, por lo tanto, de casi un centenar de kilómetros, con un ancho que varía entre 10 y 25 km, conforme se registra en las cartas geográficas de la provincia.

La franja salina correspondiente a la provincia de La Rioja es entonces el borde occidental del depósitos cuya parte central, y productiva se encuentra en la provincia de Córdoba.

No se tiene información de que se haya realizado alguna explotación comercial de este campo salino que forman las Salinas Grandes en la provincia de La Rioja.

El depósito es alimentado por soluciones salinas transportadas principalmente por aguas freáticas y, en menor proporción, superficiales, originadas en las sierras de Córdoba, en la corrida Cruz del Eje-Deán Funes, y de La Rioja como las sierras de Los Llanos y Brava.

El ambiente geológico circundante es esencialmente el basamento cristalino metamórfico granítico precámbrico o eopaleozoico, sedimentitas continentales neopaleozoicas y terciarias, y abanicos aluviales cuaternarios que se extienden hacia la cuenca salina.

El depósito evaporítico principal se encuentra en la provincia de Córdoba, es predominantemente de cloruro de sodio y se ha explotado con distinto grado de intensidad a lo largo de varias décadas.

El sector riojano representa el borde oeste de la cuenca y se caracteriza por la presencia de eflorescencias salinas, principalmente de ClNa y SO_4Ca mezclados con arenas sobre una base de materiales detríticos más gruesos. Estas sales impuras son disueltas en cada estación lluviosa y contribuyen a la salinización de la zona central del depósito.

La gran extensión del cuerpo salino que la cartografía indica en la provincia de La Rioja es debida a la prolongación del ambiente salobre por acción eólica, y eventualmente fluvial, desde la salina hacia sus bordes. Se manifiesta así como un suelo salino con una vegetación característica más que como una salina propiamente dicha.

SALINAS DE MASCASÍN Y PAMPA DE LAS SALINAS

Los depósitos salinos de Mascasín y Pampa de Las Salinas se localizan en el extremo austral de la provincia de La Rioja, limitando con la provincia de San Juan la primera, y la segunda con ésta y con la provincia de San Luis.

Dawson y Mastandrea citan una explotación relativa intensa para el año 1961, concentrada en la Pampa de Las Salinas en las inmediaciones de los puestos La Porfía, Las Toscas, Salinas y Los Ranchos. La extracción se realizaba por medio de paletas de chapas de hierro con las que levantaban la delgada costra salina superficial, colocándola en tachos y luego en carretas, con las que abastecían las poblaciones aledañas de La Rioja y norte de San Luis, preferentemente para el consumo del ganado. El contenido de nitratos y nitritos determina que esta sal, sin un proceso de purificación, no resulta totalmente apta para el consumo humano. El sector Mascasín nunca fue objeto de explotación organizada.

Según Dawson y Mastandrea (1961), autores del único estudio disponible sobre estos depósitos, se trata de una sola cuenca no obstante que "en algunos mapas no aparece continuidad entre ambos cuerpos salinos". Conforme a estos autores la cuenca tiene continuidad constituyendo un único depósito, de orientación noroeste-sudeste, de 80 km de longitud por 10 a 25 km de ancho, que ocupa una depresión tectónica entre las sierras de Las Minas (La Rioja) y de La Huerta (San Juan).

El depósito es cruzado en su sector sudeste (Pampa de las Salinas) por el camino que une la población más austral de La Rioja (Corral de Isac) con Los Cajones de la provincia de San Juan, y en el sector noroeste (salina Mascasín) por la Ruta Nacional 20 (Chepes-San Juan) en la zona limítrofe entre ambas provincias, en las inmediaciones de la localidad de Mascasín.

Para acceder al cuerpo salino principal del sector sudeste hay un camino vecinal que une Corral de Isac con el puesto La Porfía, en un recorrido de 27 kilómetros. El sector noroeste se divide en tres cuencas menores separadas por afloramientos de terrenos terciarios y médanos. el límite La Rioja-San Juan, 16 km al oeste de Mascasín, sobre la Ruta 20, coincide con una de estas cuencas salinas.

La sal proviene de la lixiviación de afloramientos del Paleozoico superior y del Terciario que enmarcan la cuenca y forman una costra salina superficial. Los afloramientos citados se observan en barrancas que cortan la cubierta de médanos y son areniscas friables calcáreas y yesíferas.

El depósito, en su conjunto, muestra una costra salina superior de 3 a 5 mm de espesor que, por desecamiento, se separa del material subyacente, constituido por arenas finas y arcillas de colores castaño claro hasta rojizo, con delgadas intercalaciones salinas o nódulos del mismo material. Esta capa areno-arcillosa tiene aproximadamente un metro de espesor, está relativamente húmeda y en los periodos lluviosos se forman pequeñas lagunas en el borde oeste de la

Pampa de las Salinas, donde precipitan capas de sal de 2 a 5 cm de espesor.

Los autores citados realizaron análisis químicos de la costra salina superficial del sector Pampa de las Salinas obteniendo los siguientes valores: ClNa 81,49%, Cl_2Ca 5,83%, Cl_2Mg 4,70 %, SO_4Na 4,57 %, material insoluble 2,36% y vestigios de nitratos y nitritos.

Para el área Mascasín citan análisis de muestras tomadas sobre la Ruta 20, cerca del límite La Rioja-San Juan, donde la sal está muy mezclada con materiales eólicos en las que obtienen 20,7% de cloruros, 5,27% de sulfatos, con vestigios de boratos, nitratos y nitritos.

Actualmente la extracción de sal es insignificante y se destina al consumo local del ganado vacuno y sólo ocasionalmente se emplea para uso humano.

Ambiente de Cordillera Frontal

Salina El Leoncito. La Salina El Leoncito se encuentra en el ambiente de Cordillera Frontal constituyendo una cuenca sobreelevada (3.400 m s.n.m.), de fondo llano, rellena por sedimentos continentales terciarios y cuaternarios.

Se localiza a 55 km, en línea recta, al oeste de la localidad de Jagüe. El acceso puede realizarse por el antiguo trazado del camino a chile, que pasa por los lugares conocidos como Los Puestos, Agua de Cándido, Agua Quemada y Quebrada de El Leoncito, en un recorrido de 85 km, o por el actual camino internacional (en construcción) que pasa por El Peñón, llega a la Laguna Brava y desvía hacia el sur hasta El Leoncito, en un recorrido total algo superior a 100 km. Esta última variante es la más apropiada en la actualidad.

El depósito salino propiamente dicho se encuentra en la parte central de una cuenca mayor, y tiene una superficie de 280 hectáreas.

La salina El Leoncito ha sido objeto de explotaciones precarias en diferentes periodos donde el material era cargado en mulares o en carros, abasteciendo las poblaciones del oeste riojano y norte sanjuanino. No se dispone de antecedentes sobre algún emprendimiento minero de mayor escala.

En la actualidad (1998) no se registra ningún tipo de explotación de este recurso el que por otra parte, está vedado por la Ley Provincial Nº 3944 de Reserva y Protección del Ecosistema Laguna Brava. Se dispone de información sobre el trabajo de zonificación de la región que realizada actualmente el gobierno provincial, por el cual la prohibición de explotación se limitaría a la Laguna Brava, liberándose el resto del área, donde se encuentra la salina El Leoncito, para autorizar su explotación controlada.

Toda la información de este depósito surge del informe de Passarello (1977), según el cual se trata de una salina de cosecha donde la sal, esencialmente ClNa y SO_4Na subordinado, se origina por cristalización a partir de aguas subterráneas. La cuenca está compuesta por sedimentos pelíticos que, hacia el centro pasan a salitrales discontínuos.

El autor citado diferencia una zona marginal blanca y una zona central "color chocolate". La primera tiene una capa superficial de sal de 0,20 m de espesor promedio sobre barro salino con 6% a 27% de sal. La zona central presenta una costra "florecida" de sal y arcilla de color marrón que alcanza un espesor máximo de 0,60 m, sobre una capa de sal blanca de espesor variable (0,15-1,4 m), por debajo de las cuales se encuentran arcillas con cristales de sal, y finalmente "el barromadre" con tenores salinos de 7 a 23%.

En la tabla 1 (Passarello, 1977) se leen los análisis de los pozos y de la costra salina superficial. Para el pozo Nº 5 M1 son análisis de la sal "color chocolate", M2 de la capa blanca y M3 del "barro madre". Para el pozo Nº 12 los dos primeros horizontes son equivalentes (M1-M2), M3 es arcilla con cristales de sal y M4 el "barro madre".

Los minerales identificados en 19 muestras por Ametrano *et al.* (1977) son: halita, yeso, mirabilita, thenardita, silvita, material arcilloso ferruginoso-sericítico, ferruginosos, cuarzo y calcita.

Passarello (1977) cubica el depósito obteniendo reservas de ClNa superiores a las 2.700.000 t considerando la sal blanca y color chocolate, cuyo aporte porcentual al total cubicado es del 68 % y 32 % respectivamente. Considera además, la extracción anual por cosecha de unas 200.000 toneladas.

LAGUNA BRAVA

Este depósito salino se localiza en el ambiente de Cordillera Frontal a 60 km en línea recta, al oeste noroeste de Jugué, último centro poblado de la provincia.

Se llega a la zona a partir de Jagüe, siguiendo el trazado del camino internacional a Chile, por el paso de Pircas Negras. El recorrido por camino actualmente en ejecucción.

El depósito evaporítico de Laguna Brava se evidencia como recurso minero de sulfato de sodio a partir de 1975, cuando la Compañía Industrial Progreso S. A. manifiesta su descubrimiento. Esta compañía realizó alguna extracción superficial de sulfato de sodio, el cual era "emparvado" en la salina, por medios mecánicos, y luego transportado en camiones a Buenos Aires donde se lo purificaba y comercializaba.

Esta salina ocupa una cuenca de origen tectónico, elongada en sentido nordeste y sudoeste, de 18 km de longitud por un ancho que varía entre 1,5 y 3 km (32 km^2). Se encuentra a 4.100 m s.n.m. y está rodeada de bloques montañosos con la sierra del Peñón por el este, el cordón Carnerito-Veladero hacia el oeste, la culminación septentrional de las sierras del Veladerito por el sur y los cerros Morado, Bonete y Veladero marcan su contorno norte.

El drenaje es centrípeto, convergiendo en la laguna a través de una red indefinida de colectores de curso temporario, alimentados esencialmente por aguas de deshielo, ya que las lluvias son muy escasas. En general el agua se infiltra y aflora en los bordes de la laguna como agua dulce en algunos sectores muy localizados, y principalmente como

Porcentaje de	POZOS							COSTRA SUPERFICIAL					
	POZO 5			POZO 12				4	7	9'	6	14	14'
	M1	M2	M3	M1	M2	M3	M4	Sal Blanca	Sal Blanca	Sal Blanca	Sal Choc.	Sal Choc.	Sal Choc.
Cloruro (Cl^-)	56,56	58,12	57,64	57,64	57,52	56,12	3,83	51,12	52,65	49,52	52,10	9,82	6,88
Sulfato (SO^-)	1,15	1,23	v.	1,06	1,48	2,53	0,57	3,28	1,97	2,38	1,64	11,59	12,16
Bicarbonato (CO_3H)	2,16	1,08	1,62	2,15	1,08	2,15	1,08	5,41	6,41	6,41	5,41	9,82	9,52
Calcio (Ca^{++})	v.	v.	v.	v.	v.	v.	v.	0,24	0,51	0,81	1,02	4,08	8,67
Magnesio (Mg^{++})	v.	v.	v.	v.	v.	v.	v.	0,49	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37
Sodio (Na^+)	38,03	38,57	7,50	38,68	38,40	38,45	3,15	35,81	35,16	34,03	85,11	10,15	8,33
Potasio (K^+)	0,58	0,80	1,01	0,75	0,64	0,32	0,07	1,78	0,94	0,73	0,94	v.	0,17
Residuo a 180ºC	98,50	99,89	20,78	99,96	99,12	99,69	8,79	99,10	99,54	93,91	96,20	45,38	41,11
Insoluble en H_2O	0,12	v.	78,94	0,02	0,77	0,12	91,21	0,90	0,46	6,08	2,80	54,61	58,89
Humedad	15,10	13,34	25,41	6,37	1,94	8,03	35,64	-	-	-	-	-	-
COMBINACIONES PROBABLES													
Cloruro de sodio	93,25	95,81	17,52	95,01	94,82	92,51	6,31	84,27	86,79	81,63	85,88	11,73	8,04
Sulfato de sodio	1,70	1,81	v.	1,56	2,28	3,88	0,84	4,85	2,91	3,51	2,42	17,13	17,98
Bicarbonato de sodio	2,97	1,48	3,23	2,97	1,48	2,97	1,48	4,11	3,73	2,89	2,01	-	-
Bicarbonato de calcio	v.	v.	v.	v.	v.	v.	v.	0,97	2,45	3,27	4,12	10,33	10,32
Bicarbonato de magnesio	v.	v.	v.	v.	v.	v.	v.	2,94	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22
Cloruro de calcio	-	-	-	–	-	-	-	-	-	-	-	4,23	3,10

Tabla 1. Análisis de pozos y de la costra salina superficial de la salina El Leoncito.

agua salobre que alimenta la cuenca motivando la formación del depósito salino.

Un depósito cuaternario reciente, constituido por materiales detríticos coluviales y aluviales, en suave pendiente hacia la laguna, forma una planicie que circunda el cuerpo salino, considerándose a este último como el Cuaternario actual.

La Laguna Brava es un depósito de evaporitas, de origen continental, formadas a partir de aguas subterráneas en una región de aridez extrema. La circulación subterránea en las planicies de pendiente hacia la laguna y el vulcanismo reciente que caracteriza la región, determinan la salinización de las aguas y el depósito evaporítico resultante.

De los 32 km^2 sólo un 25% tiene agua, que corresponde al sector norte del depósito, cuya profundidad no supera los 0,30 metros. El sector central y sur muestran una costra salina compuesta por cloruro de sodio y sulfatos de sodio y magnesio.

Sobre la base de perfiles de 73 pozos manuales Combina y Passarello (1980) distinguen varios niveles o capas en la constitución del depósito:

0 a 0,5 m Capa superficial con cloruro de sodio y pequeñas proporciones de sulfato de sodio.

0,05 a 0,30 m Cristales grandes y abundantes de sulfato de sodio.

0,30 a 0,70 m Cristales de sulfato de sodio en arcilla bentonítica.

> 0,70 m Arcilla bentonítica salina constituyendo lo que se denomina como “barro madre”.

Todos los niveles señalados disminuyen su espesor hacia los bordes del depósito.

El piso de la laguna está bien nivelado con una ligera pendiente hacia el norte, donde se acumula el agua, es duro en la mayor parte del depósito y blando hacia los bordes, donde afloran las aguas subterráneas dando lugar a zonas fangosas.

Sobre la base de 73 análisis químicos y 13 determinaciones mineralógicas, los autores citados designan “sulfate-

ra" al depósito salino Laguna Brava. Sus análisis determinaron un promedio del 60% de sulfato de sodio para un espesor promedio de 0,50 metros. Las especies minerales determinadas, en orden de abundancia, son: thennardita, halita, mirabilita, illita, motmorillonita y aragonita. El mineral más importante es thennardita ya que se trata de un fulfato de sodio puro.

Para la cubicación del depósito consideran 16 perfiles de pozos de muestreo separados 800 m uno de otro, con los cuales cubren una longitud de 12.800 m (sector sin agua) por un ancho promedio de 1.870 m. Tomando uno (1) como peso específico de la salina de cosecha, 0,50 m de espesor promedio, y deduciendo un 20 % por la presencia de arcillas y halita concentrada en la superficie, llegan a una reserva de 9.574.000 t de SO_4Na. A este cifra habría que agregar el contenido recuperable de sulfato de sodio del sector de laguna propiamente dicho (sector norte) y la que pueda recuperarse anualmente como sales de cosecha, ya que el aporte subterráneo continúa produciéndose.

En un estudio ambiental de Laguna Brava, Carrizo *et al.* (1996) tipifican a la Laguna Brava como hiperhalina ya que los análisis de muestra de agua dan un alto contenido de sólidos totales, oscilantes entre 226,3 y 335,3 gramos por litro.

BIBLIOGRAFÍA

Ametrano, S., Donnari, E. y Pezzutti, N., 1977. Estudio mineralógico de 19 muestras correspondientes a la Salina El Leoncito, provincia de La Rioja, S.E.M. *Servicio Minero Nacional.* Inédito.

Carrizo, R., Baldoni, A., Cavallaro, S. y Dzendoletas, M. A., 1996. Estudio preliminar de las características geoambientales del Area de Reserva Laguna Brava. *Dir. Geología Ambiental y Aplicada SEGEMAR,* inédito.

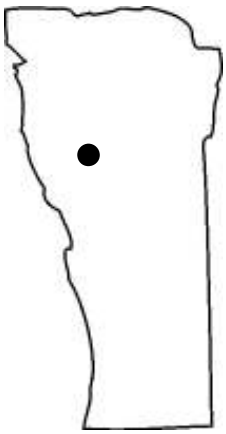
Combina, M. y Passarello, J. C., 1980. Plan Salinas y sulfateras del noroeste riojano; Laguna Brava. *Dirección Provincial de Minería de La Rioja,* inédito.

Dawson, L. y Mastandrea, O., 1961. Las salinas de Mascasín y Pampa de Las Salinas (provincia de La Rioja, San Juan y San Luis). *Secretaría de Minería de la Nación*, inédito.

Passarello, J. C., 1977. Evaluación geológica y cálculo de reserva de la salina El Leoncito. Departamento General Lamadrid, La Rioja. *Dirección de Minería de La Rioja,* inédito.

Schalamuk, Y., Fernández, R. y Etcheverry, R., 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Ministerio de Economía. Subsecretaría de Minería.* Buenos Aires.

Beninato, M. A., 1999. Salina del Bebedero, San Luis. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1939-1942, Buenos Aires.



SALINA DEL BEBEDERO, SAN LUIS

Miguel A. Beninato[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La Salina del Bebedero está ubicada 42 km al suroeste de la ciudad de San Luis, partido Chosmes, departamento La Capital, a 380 m sobre el nivel del mar.

Las coordenadas del centro de la laguna son aproximadamente 33º34´de latitud sur y 66º39´de longitud oeste.

Ocupa una superficie de 7.500 ha (15 km de longitud norte-sur por 5 km de ancho promedio). Con 303 pertenencias correspondientes a 101 minas de sal que cubren una superficie de 6.039 hectáreas.

Reservas, Producción

La reserva extraible por cosecha, ascendería a 39.000.000 t de cloruro de sodio (Cordini, 1948).

Desde el año 1945 hasta la actualidad se estima una producción total de sal común del orden de las 7.500.000 toneladas.

Calidad

La mejor calidad corresponde a la parte central de la salina que ocupa una superficie de 3.500 ha (zona explotable), con los siguientes valores de análisis.

Perforación Nº 5. A 2 km de la costa, con una profundidad de 2 metros. La composición química probable es, sulfato de calcio (SO_4Ca):11,40%; sulfato de magnesio (SO_4Mg): 0,54%; sulfato de sodio (SO_4Na_2): 7,48%; cloruro de potasio (ClK): 0,12% y cloruro de sodio (ClNa): 70,01%.

Perforación Nº 8. Zona interna, cloruros y sulfatos, casi sin limos. Sulfato de calcio (SO_4Ca): 2,72%; sulfato de magnesio (SO_4Mg): 0,85%; cloruro de magnesio (Cl_2Mg): 0,12%; cloruro de sodio (ClNa): 94,64%.

Perforación Nº 14. Centro de la salina, sal bastante pura, poco limo. Sulfato de calcio (SO_4Ca): 2,36%; sulfato de magnesio (SO4 Mg): 1,82%; cloruro de potasio (ClK): 0,15%; cloruro de sodio (ClNa): 94,51%.

De acuerdo al trabajo de Cordini (1948) se arriba a los siguientes valores:

Zona marginal, superior. Espesor: 0,60-1,97 m; espesor promedio: 1,45 metros. Cloruro de sodio (ClNa): 8,41-85% (promedio 30,42%).

Zona marginal, inferior. Espesor: 0,30-0,80 m; espesor promedio: 0,41 metros. Cloruro de sodio (ClNa): 75-95% (promedio 71,25%)

Zona interior, superior. Espesor: 0,03-1,50 m; espesor promedio: 0,81 metros. Cloruro de sodio (ClNa): 90,70-94,60% (promedio 92,58%).

Zona interior inferior. Espesor: 0,50-1,97 m; espesor promedio: 1,19 metros. Cloruro de sodio (ClNa): 12,84-70,82% (promedio 27,82%).

Usos y destino

Los principales usos corresponden a sal envasada para consumo humano (yodada), panes de sal para ganado y para uso industrial a granel (industrias frigoríficas, textiles, químicas, etc.)

[1] *Dirección Provincial de Minería de San Luis.*

Sistema de explotación

Metodología: Se separa del piso de la laguna la capa de sal nueva (de cosecha), acumulándola en forma de cordones que son cargadas en camiones y llevadas a las playas de acopio de materia prima, formándose parvas de sal que estarán listas para procesar luego de 2 años, una vez que los parámetros químicos estén dentro de los límites aceptados.

Corte de la capa de sal: Se utiliza un rastrón y un tractor; el rastrón es un equipo que consta de dos cuchillas planas dispuestas en V, regulables en altura por 2 operarios, que determinan la penetración en la capa de sal.

El rastrón al ser arrastrado por el tractor separa la capa superficial del piso de la laguna a la profundidad deseada, formando un cordón de sal.

Agrupado de cordones: Se utiliza una mariposa y un tractor; la mariposa es un elemento en forma de V traccionado por el tractor, que agrupa 3 o 4 cordones de rastrón formando uno nuevo.

Cargado de sal a los camiones: Se cuenta con dos cargadoras de doble ala y dos cargadoras de simple ala; las cargadoras poseen un sistema de recolección de la sal del cordón formado por la mariposa, y por medio de cintas transportadoras, la depositan sobre los camiones volcadores.

Formación de la parva: Mediante el uso de una pala se forman las parvas con la sal que van depositando los camiones; generalmente se comienza con una parva en una playa libre, proyectándose en forma de abanico y continuando la pendiente de la parva hasta alcanzar la altura deseada.

La sal va siendo enrasada permanentemente por la pala cargadora, dándole a la parva el volumen deseado.

Una vez establecida la cantidad de sal a extraer, se estima la superficie a explotar con previos exámenes y análisis químicos de la capa de sal nueva en distintas formas de la laguna. Dicha superficie es subdividida en sectores de aproximadamente de 2-2,5 km de largo por l km de ancho. Luego se comienza a raspar con el rastrón con una profundidad de corte definitiva pero ajustada permanentemente por los operarios de acuerdo a accidentes de la superficie, suciedad o presencia de agua en el sector.

Procesos de tratamiento del mineral

La materia prima (cloruro de sodio), es trasladada hasta las tolvas de entrada del sector de lavado, donde ingresa por medio de elementos de transporte mecánicos (cintas transportadoras y elevadores), pasa por un molino de rodillos y caen dentro de una batea con salmuera, donde a contracorriente, es lavada para luego pasar a una centrífuga horizontal de ciclo contínuo, descargando en otra cinta transportadora que la deposita en los silos de acopio.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

La recolección de sal en 1910 fue de 1.000 t; hasta 1914 explotaba la sal de la salina del Bebedero, el Sr. Amilcar Ordoñez, empleando para ello carros con mulas. Desde 1914 a 1917 fue explotada por el Sr. Manuel Giner Mendoza. En 1917 el contrato de arrendamiento fue transferido a la Compañía Introductora de Buenos Aires Sociedad Anónima.

A fines de ese año se instaló un ferrocarril trocha angosta 750 mm que unía la estación Balde con el establecimiento salinero. En 1923 la producción alcanza un valor de 31.188 t, en 1924 se firmó un nuevo contrato de arrendamiento con el Gobierno de la Provincia. En 1940 la CIBA llegó un entendimiento con el Gobierno Provincial adquiriendo la totalidad de las minas de sal.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Estructura

La Salina del Bebedero ocupa morfológicamente el sector más deprimido de la denominada cuenca de Beazley, depresión de origen tectónico delimitada al norte por la dorsal de San Pedro, al este por la Sierra Central de San Luis y su continuación al sur por el alto estructural Cerrillo Las Salinas-Charlone, al oeste por el Alto Pencoso y al sur por la dorsal de Cerro Varela.

Un perfil sísmico de la cuenca de Beazley nos muestra una estructura del basamento cristalino en bloques, con fallamiento normal, y donde no se observan efectos comprensivos.

La cubierta sedimentaria alcanza un espesor de 4.000 m en la localidad de Beazley.

Por el oeste la cuenca esta segmentada por la falla norte-sur Valle Fértil Desaguadero; con una angosta vinculación con la subcuenca de Cacheuta.

La Salina del Bebedero está delimitada por las siguientes fallas geológicas:

Falla Varela, por el costado este, de tipo inverso, de rumbo norte-sur; la unión con la falla Dos Anclas, se sitúa sobre el actual establecimiento.

Falla Dos Anclas; con rumbo general noreste-suroeste, probablemente sea de carácter directo, delimita el sector de la Salina del Bebedero, observándose sedimentos terciarios sobre el labio ascendido y cuartarios lacustres sobre el descendido.

Falla Beazley; delimita el sector sur de la Salina del Bebedero, no se observan evidencias directas en superficie.

Falla del Bebedero; delimita el sector oeste de la Salina del Bebedero, de rumbo aproximado norte-sur curvándose en la porción meridional hacia el este hasta terminar contra la falla Beazley.

Al noroeste de la salina se sitúa el bloque ascendido de El Barreal, delimitado al norte por la falla Balde, al oeste por el Alto Pencoso y la falla Varela al este. Al sur se sitúa el bloque ascendido Beazley, delimitado al este por la falla Varela, al oeste por la falla Beazley y al sur por la falla Desaguadero. En el área de la Salina del Bebedero desde fines del Terciario a comienzos del Cuaternario se han registrado dos movimientos importantes:

Primer movimiento -Ascenso relativo del bloque del Barreal a lo largo de la falla Dos Anclas.

-Hundimiento del bloque de la Salina a lo largo de las fallas Dos Anclas,Varela y Beazley, respectivamente.

-Eventos anteriores a la depositación de la secuencia sedimentaria lacustre del Lago del Bebedero.

Segundo movimiento -Nuevo hundimiento del bloque de la salina a lo largo de las fallas Dos Anclas, Varela, Beazley y del Bebedero respectivamente.

Litología

Los sedimentos terciarios afloran en el borde sur del bloque del Barreal, constituidos por limos pardos rojizos con niveles de tosca y concreciones, con edades atribuídas entre el Mioceno y el Plioceno; depositados en antiguos barreales de ambiente árido a semiárido, con niveles de arcilla verdosas que delimitan períodos más húmedos.

Los sedimentos cuaternarios se los agrupa de la siguiente forma: Fluvio-lacustre y fluviales, eólicos y lacustres (clásticos y evaporíticos).

Según Guiñazú (1961) en el relevamiento geológico de la hoja 24-F San Luis, los terrenos cuartarios que rodean la actual Salina del Bebedero son depósitos palustres margoso-arcillosos, con estratos calcáreos blanquecinos y verdosos intercalados, que contienen abundantes restos de conchillas de *Litoridina parchapii, Quilina* sp. y *Planorbis peregrinus*. Su espesor es de 3 a 5 metros. Forman el piso de las extensas playas salitrosas que rodean el espejo salino, descansando sobre areniscas terciarias.

Depósitos fluvio-lacustres y fluviales. Gravas medias a gruesas, constituidas por clastos de pumicita blanco grisácea. Aparecen al noroeste de la Salina del Bebedero sobre el flanco oriental del Alto Estructural de Alto Pencoso.

También aparecen en el área de divagación del Arroyo Bebedero y del río Desaguadero, al sur y suroeste de la salina.

Sedimentos eólicos. Desde el principio del Cuaternario y hasta el presente los vientos locales predominan del cuadrante suroeste, existiendo un área cubierta por médanos fijos de rumbo general N34ºE.

Al disminuir el espejo de agua primitivo el viento fue cubriendo los sedimentos lacustres de fondo en el sector sur y suroeste, con 2 o 3 m de arenas finas, micáceas pardo grisáceas, formando grupos de médanos menores de rumbo N42ºE.

Los sedimentos eólicos culminan en el sector suroeste con un cordón de médanos de reciente formación, con orientación noroeste-sureste, el cuál aún no se ha fijado, experimentando ocasionales avances de rumbo N25º-30ºE.

Hacia el este, al norte y noroeste de la salina, los sedimentos eólicos son muy escasos o están ausentes.

Sedimentos lacustres. Corresponden a la secuencia sedimentaria del Lago del Bebedero, como manifestación de un estadío lacustre regional.

Clásticos. En el sector norte de la salina actual aflora una sucesión de 8 m, de espesor de sedimentos, comenzando por pelitas basales, pardo rojizas y verdosas alternadas, cubiertas por arenas finas, aumentando la granulometría hacia la porción superior, hasta llegar a arenas gruesas.

En su porción superior, estos sedimentos se hallan invadidos por limos, arcillas y material orgánico arrastrados por agua desde la superficie. Los sedimentos mencionados corresponden a los estadíos lacustres más antiguos.

En el sector noroeste en el paraje El Lechuzo los sedimentos clásticos gruesos afloran en discordancia sobre los sedimentos del terciario superior, con la ausencia de pelitas basales. Estos sedimentos se hallan groseramente aterrazados y constituyen las antiguas líneas de costa del lago correspondiente a los estadíos superiores del lago, siendo portadores de abundantes gasterópodos.

En los sectores norte y noroeste se observan las líneas de costa correspondiente a los estadíos más nuevos, manifestados por cordones menores integrados por arenas finas, micáceas, con abundante cristalitos de yeso. Estos cordones están asentados sobre arcillas y limos arcillosos pardo-rojizo y verde amarillentos, ricos en yeso.

Los materiales más finos aportados por la Cañada de Balde-San Gerónimo (desde el norte) y el Arroyo del Bebedero (desde el sur) se distribuyeron en forma más uniforme en toda el área de la salina.

Sedimentos lacustres evaporíticos. Fueron aportados por 1) Agua del río Desaguadero a través del Arroyo del Bebedero. 2) Aguas surgentes muy mineralizadas del sector este de la salina.

La posterior evaporación fue enriqueciendo progresivamente en sales la laguna original, hasta alcanzar un estadío de salina, con predominio de halita (ClNa). Los cordones arenosos conchíferos más recientes son ricos en cristalitos de yeso de hasta 1 mm, los que precipitaron al irse saturando en SO_4Ca y ClNa las aguas de lago.

Morfología

De acuerdo al estudio geomorfológico realizado por Gonzalez Días (1981) la Salina del Bebedero se encuentra dentro de la unidad geomorfológica denominada Depresión Longitudinal Central (extremo suroeste).

Al suroeste se ubica la unidad denominada Planicie Medanosa y al oeste la Depresión Occidental o Ambiente del Río Desaguadero-Salado. Un perfil transversal este-oeste, nos da una imagen de detalle de la morfología de la Salina del Bebedero (Cordini, 1967).

1- Costa o borde: (con varios niveles de terrazas lacustres antiguas), con vegetación halófita en parches, sedimentos arenosos.

2- Playa distal: Sedimentos poco salinizados con mucha materia orgánica.

3- Playa proximal: Terrenos muy salinizados; abundan las espumas de resaca.

4- Depósito interno o central: totalmente salinizados, depósito explotable.

MODELO GENÉTICO

Al principio del Cuaternario la Salina del Bebedero era más extensa que en la actualidad, siendo sus aguas salobres; comunicada por el sur con el río Desaguadero a través del arroyo Bebedero que le aportaba aguas proveniente de los deshielos estivales cordilleranos.

A finales del Pleistoceno, comienzos del Holoceno disminuyeron las lluvias; produciéndose un cambio climático con mayor aridez; intensificándose la formación de médanos que bloquearon la comunicación al arroyo Bebedero con el río Desaguadero. Esto produjo una disminución paulatina del espejo de agua, aumentando la salinidad de las aguas, transformándose de laguna salobre a salina.

No se ha producido su total desecamiento por el aporte de manantiales subterráneos de aguas salinas, que producen hoyos profundos en el fondo plano de la laguna, llamados “volcanes” por los lugareños.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., I. Schalamuk y R. Fernández, 1980. Los yacimientos minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro Cuyo. *Secretaría de Minería, Anales,* 19. Buenos Aires.

Cordini, I. R., 1948. Salina del Bebedero. *Dirección Nacional de Minería y Geología.* Buenos Aires.

Cordini, I. R., 1966. Salina del Bebedero, provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería,* Carpeta 506, inédita. Buenos Aires.

Cordini, I. R., 1967. Reservas Salinas de Argentina. *Instituto Nacional de Geología y Minería, Anales,* 13. Buenos Aires.

Deletang, L. F., 1929. La Salina del Bebedero y sus relaciones con el Sistema Hidrográfico Andino o del Desaguadero, provincia de San Luis. *Dirección Nacional de Minería y Geología e Hidrología, Publicación,* 47. Buenos Aires.

González, M. A., 1980. Las líneas de costa de la Salina del Bebedero, provincia de San Luis y su posible significado paleoclimático. *Informe inédito*. Mendoza.

Guiñazú, J. R., 1961. Relevamiento Geológico de la hoja 24-F San Luis. *Dirección Nacional de Geología y Minería.* Informe inédito.

Carpio, F. W., 1999. Sulfatera General San Martín, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1943-1946, Buenos Aires.



SULFATERA GENERAL SAN MARTÍN, MENDOZA

Francisco W. Carpio[1]

INTRODUCCIÓN

Al noroeste de la provincia de Mendoza, cercana a los límites con San Juan y San Luis, bordeada por el río San Juan, laguna de Guanacache y bañados del río Desaguadero, se encuentra una zona con médanos, bañados y cauces abandonados, entre los que se forman depósitos salinos tales como salitrales y algunas sulfateras. En general son de escasas dimensiones, no mayores de 400 m, a excepción de la sulfatera General San Martín que tiene unos 2.000 m de largo y de 400 a 1.000 m de ancho.

Ésta, presenta en toda su extensión, una superficie salina que aparenta un gran depósito, pero realmente se trata de una superficial costra de escasos centímetros de espesor, situación idéntica en todos los salares de la zona.

La zona es de clima continental desértico cálido, con precipitaciones anuales que no superan los 160 mm y temperaturas muy altas durante cinco meses al año. Las temperaturas medias máximas son de aproximadamente 23°C y las medias mínimas de 8°C. La amplitud térmica es muy grande durante todo el año. Las temperaturas máximas que se registran son del orden de los 45°C, ocasionalmente superadas; las mínimas -5°C, excepcionalmente menores.

UBICACIÓN

La Mina General San Martín se encuentra al noreste de la provincia de Mendoza, en el Departamento General Lavalle, a unos 175 km de la Ciudad Capital y a 32 km al sudsudeste de la localidad fronteriza de El Encón.

CALIDAD, RESERVA, PRODUCCIÓN

La cuenca de la sulfatera General San Martín tiene una superficie alrededor de 89 ha, de las cuales sólo 7 ha presentan condiciones para la explotación, conclusión a la que arribó I. R. Cordini, por lo que las cifras referidas a reservas las hace considerando ambas superficies. Las reservas son de 1.840.000 t, con una ley del 8%. Con relación a la superficie seleccionada, la reserva es de 200.000 t con una ley del 15 %.

El contenido fino de sulfato de sodio en toda la salina es de 147.200 t, mientras que en la zona factible de explotación, era de 30.800 t, Cordini, (1948). A los efectos del cálculo, se consideró independientemente, la superficie de ambas áreas, hasta una profundidad de 1,5 metros. Desde 1993 la sulfatera está inactiva.

Según datos estadísticos, (Angelelli *et al.,* 1980), las cantidades de sulfato de sodio extraídas entre los años 1942 y 1970 y 1970-1974 se indican en la tabla 1.

SISTEMA DE EXPLOTACIÓN

La explotación se realizó por cosecha anual de la costra salina. Tanto en el pasado como en años recientes, el sistema de explotación ha sido prácticamente manual, usando hacha, combo y barreta. Se marcan con hacha bloques en tamaños de 40 a 50 cm de lado para permitir manipulación y carga. Luego se introduce una barreta a golpe de combo, se palanquea, levantándose los bloques. Estos se dejan a un costado de las piletas, los que una vez oreados, son trasladados a los lugares de acopio y carga. El movimiento de tierra como el de mineral se hacía con carreti-

[1] *SEGEMAR. Delegación Mendoza.*

Años	Toneladas
1942	1.102
1943	571
1944	72
1945	0
1946-1949	187
1950-1954	443
1955-1959	320
1960-1964	0
1965-1969	248
1970-1974	198
Total	3.141

Tabla 1.

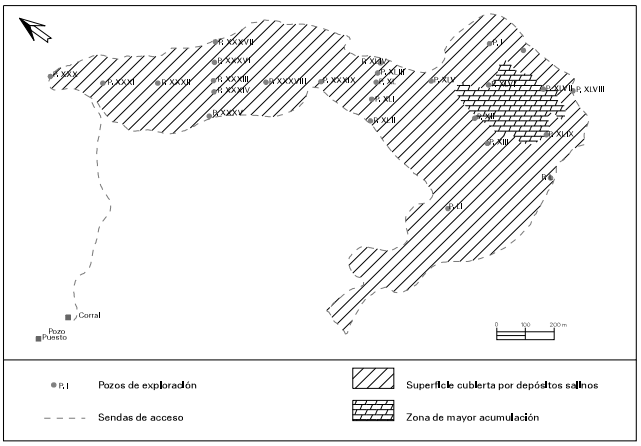


Figura 1. Sulfatera General San Martín (de Cordini, 1948).

llas, sólo en las explotaciones que se llevaron a cabo en los años 1992 y 1993, la preparación de piletas y parte de la explotación se realizó con la ayuda de una retroexcavadora.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Las sulfateras de la zona se explotaron esporádicamente desde hace varias décadas. Según viejos lugareños, hubo actividad intermitente desde principios de siglo Algunos datos bibliográficos revelan que la mayor actividad se desarrolló entre 1942 y 1974, extrayéndose 3.141 t a lo largo de esos 33 años.

Luego de dieciocho años de inactividad continua, la Mina General San Martín produjo 440 y 400 t, en los años 1992 y 1993 respectivamente. A partir de esa cosecha la mina está nuevamente paralizada.

En otras sulfateras de la zona hubo una producción en conjunto de 60 t en 1991 y de 120 t en 1992, lo que marcó un breve periodo de explotación que no pudo continuarse por las escasas dimensiones y los bajos contenidos de sulfato de sodio. La inactividad minera produce una constante acumulación de material de embanque en época de lluvias, lo que encarece los trabajos de reactivación.

Los estudios efectuados por Cordini en el año 1947, comprendieron, levantamiento topográfico, perforaciones y muestreos para determinaciones químicas y mineralógicas. Las muestras fueron tomadas en médanos circundantes, en las costras salinas, como así también en sedimentos y agua de las perforaciones (figura 1).

Los valores de NaCl en dos muestras, lateral y central, dieron 50,20% y 18,85% respectivamente, mientras que los de Na_2SO_4 fueron 19,19% y 57,18% en ambas muestras.

Para considerar el depósito salino en su totalidad y no solo superficialmente, Cordini efectuó además perforaciones hasta llegar al nivel del agua. Los análisis realizados en muestras de agua de 5 pozos seleccionados, arrojan los resultados que figuran en la tabla 2, como combinaciones probables, en kilogramos por metro cúbico.

Las conclusiones fundamentales arribadas después del estudio de estas perforaciones fueron:

-El nivel piezométrico disminuye de noroeste a sureste a medida que desciende el terreno.

-La salinidad aumenta hacia las partes más bajas alcanzando los máximos valores en el centro de la cuenca, ubicado en el extremo sureste.

-De las 89 ha sólo son factibles de explotación 7 previa preparación.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de trabajo se encuentra en el sector norte de la Unidad denominada Llanura Oriental. Esta zona tiene una potente cubierta de sedimentos finos sin cambios importantes desde el punto de vista mineralógico ni granulométrico. Se trata del extremo distal de la cuenca de depositación de sedimentos más finos provenientes de la cordillera y transportados principalmente por los ríos Mendoza y San Juan.

El cauce principal del Río Mendoza con dirección norte desemboca en el río San Juan. Existe un viejo cauce de un brazo secundario que tiene dirección noroeste y se dirige a la Laguna de Guanacache y los bajos de San Miguel, Lagunita, El Retamo.

En la Laguna de Guanacache se registran las primeras cárcavas que rápidamente se multiplican en irregulares canales zigzagueantes con barrancas de alturas diversas donde se aprecia una sedimentación horizontal limo arenosa arcillosa, a veces calcárea con pequeños moluscos y otros

Pozo N°	21	22	23	28	29
$(CO_3H)_2$	0,45	0,12	0,13	0,16	0,23
ClK	2,1	2,95	2,54	3,97	0,98
NaCl	86,06	115,77	148,59	198,57	186,87
$CaSO_4$	2,07	1,97	1,67	1,53	1,31
$MgSO_4$	2,82	1,74	1,52	2,28	1,35
$NaSO_4$	33,95	24,62	32,37	37,24	48,9
$MgBr_2$	0,01	0,02	0,02	0,04	0,4
Total	127,46	147,19	186,84	244,19	243,04

Tabla 3. Análisis de perforaciones.

organismos. También limos grisáceos con materia orgánica. A este conjunto de sedimentos lacustres, observables con algunas variables en otras lagunas, fue denominada Formación Arco del Desaguadero. Los depósitos subyacentes son los registrados en las barrancas del río Desaguadero, que consisten en sedimentos de arena y limo de color rojo ladrillo, estratificación horizontal y que corresponden al Terciario. (E. Rodriguez y M. Barton. 1993). Los depósitos eólicos recientes, presentes casi en toda la zona, corresponden al Holoceno. Consisten en arenas de fina granulometría que forman campos de dunas y médanos vivos. Corresponden a la misma edad los sedimentos arenosos, fluviales y eólicos, con participación piroclástica, que ocupan cauces y subyacen en los salares.

Se registran sedimentos limosos parecidos a loess, homologables a la Formación Zampal y que se encuentran aterrazados en algunos sectores del río Mendoza. Los sedimentos observados en esta zona, en el viejo cauce, podrían corresponder a dicha formación.

En el Cuadro Estratigráfico se indican las características litológicas de la sulfatera.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

Litología

La sulfatera General San Martín, al igual que las otras sulfateras están en ambientes de médanos los que rodean los bajos topográficos.

Debajo de la acumulación salina hay un importante porcentaje de sedimentos eólicos asociados con arcillas y con arena fina a muy fina. Los distintos horizontes arenosos tienen en su composición un alto porcentaje de material volcánico, vidrio y ceniza de composición ácida, siendo preponderantes en algunos niveles.

También en épocas de crecidas hay un aporte de sedimentos areno limo arcillosos a la cuenca, constituyendo el material de embanque, muy importante en volumen, el que va en aumento progresivo año tras año cuando no hay tareas de remoción, cosa que ocurre cuando se paraliza la explotación. El perfil "tipo" de Cordini, (1948), presenta el siguiente detalle:

0,00 a 0,02	Costra salina
0,02 a 0,39	Vidrio volcánico con granulometría areno arcillosa, conteniendo algo de cuarzo, feldespato y 0.4 % de minerales pesados.
0,39 a 0,52	Arena compuesta por cuarzo, feldespato, vidrio, ceniza volcánica y un 0,89 % de minerales pesados.
0,52 a 0,65	Arcilla arenosa con sulfato de sodio cristalizado.
0,65 a 1,13	Idem anterior con menor contenido de sulfato.
1,13 a 1,28	Arena arcillosa compuesta por ceniza, vidrio, cuarzo, feldespato, muscovita, etc., y 0,2 % de minerales pesados.
1,28 a 1,73	Arcilla rojiza.
1,73 a 1,98	Arena idéntica a la que constituyen los médanos que rodean la salina, sin contenido de sulfato. Está compuesta esencialmente por cuarzo y en menor cantidad por feldespato, vidrio, muscovita, pasta silícea, y 2,3 % de minerales pesados.

Estructura

No es posible localmente reconocer estructuras por tratarse de una zona con una importante cubierta de sedimentos recientes, los que no manifiestan en superficie características estructurales del subsuelo, a excepción del importante carcavamiento observado en la Laguna de Guanacache, lo que hace presumir una importante actividad neotectónica para la zona.

Morfología

El bajo topográfico de la sulfatera General San Martín es el de mayores dimensiones con una superficie de alrededor de 89 ha, de forma irregular, alargado en dirección noroeste sureste, presentando en este último extremo un mayor ensanchamiento y los niveles más bajos. Tiene aproximada-

EDAD	AMBIENTE	UNIDAD	LITOLOGÍA	OBSERVADOS EN
CUATERNARIO	Depósitos eólicos y mixtos del Holoceno	4- Médanos y guadales	- Arenas eólicas - Arenas fluviales y eólicas con cenizas volcánicas	- Médanos - Cauces abandonados y salares
		3- Formación Zampal	- Sedimentos fluviales limosos	- Viejo cauce río Mendoza-Laguna de Guanacache poco diferenciados c/4
	Depósitos lagunares del Pleistoceno	2- Formación Arco del Desaguadero	- Limo, arena fina y arcilla, a veces con carbonatos, moluscos y materia orgánica.	- Laguna de Guanacache y otras
TERCIARIO	Continental	1- Sedimentitas barrancas del río Desaguadero	- Arenas y limos horizontales color rojo ladrillo	- Río Desaguadero

Cuadro estratigráfico.

mente 2.000 m de largo, con un ancho variable entre 400 y 1.000 metros. Está rodeado de médanos que tienen entre 7 y 19 m de altura, con relación al nivel mas bajo de la sulfatera.

MINERALOGÍA

Los minerales presentes son thenardita, mirabilita, halita y otras sales que se encuentran en pequeños porcentajes y están compuestas por sulfatos, carbonatos y bicarbonatos de sodio y magnesio. El mineral explotable es thenardita acompañada principalmente por halita y material insoluble en proporciones variables.

Normalmente la thenardita se forma a expensas de mirabilita que pierde agua de composición, con las altas temperaturas estivales. No obstante, siempre queda algo de mirabilita en superficie, pero fundamentalmente subyacente a la costra de thenardita, constituyendo lo que se denomina sulfato negro.

Considerando el perfil de Cordini, (1948), los minerales de sulfato de sodio se encuentran entre los niveles –0,52 y –1,13 metros. A su vez la mayor concentración está en la parte superior del horizonte, (-0,52 a -0,65 metros).

MODELO GENÉTICO

El ciclo mineralogenético tiene como punto de partida la presencia de sulfato de sodio en determinados horizontes arcillo-arenosos, como así también en aguas de la salina y posiblemente, en depósitos sedimentarios subyacentes más profundos.de origen marino, Sepúlveda, (1999).

Las lluvias de primavera-verano hacen aflorar la capa freática en la salina, llenando las piletas preparadas. También se bombea a las piletas aguas subterráneas provenientes de la misma salina.

A medida que se incrementa la temperatura, aumenta la concentración de las sales, dando lugar a la precipitación. En primer lugar lo hacen los escasos carbonatos de sodio y magnesio, después se forman los cristales de mirabilita, ($SO_4Na_2.10H_2O$) y finalmente precipita el cloruro de sodio. Cuando las temperaturas superan los 32.4°C, la mirabilita pierde el agua que la compone en gran parte, disolviéndose, es el punto de transformación dando lugar a la variedad anhidra de sulfato de sodio, thenardita.

BIBLIOGRAFÍA

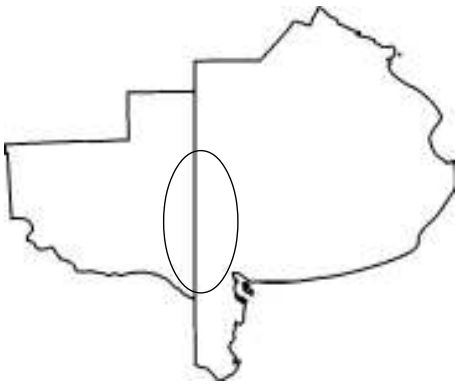
Angelelli, V., Schalamuk, I. y R. Fernández, R., 1980, Los Yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo, *Secretaría de Estado de Minería, Anales,* 19: 118-127, Buenos Aires.

Cordini, I. R., 1948, Cuerpos salinos de la Argentina – 1 Sufateras del Departamento General Lavalle – Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 3 (3): 145-200, Buenos Aires.

Rodríguez, E. J. y Barton, M., 1993. El Cuaternario de la llanura. *12º Congreso Geológico Argentino, Relatorio*: 173-194, Buenos Aires.

Sepúlveda, E. G., 1999. Descripción de la Hoja Nº 3369-II, Mendoza. *SEGEMAR*, inédito.

Schalamuk, I., M. Del Blanco, D. Marchionni, S. Romero y C. Cábana, 1999. Salinas y sulfateras de la región pampeana, Buenos Aires y La Pampa. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1947-1962, Buenos Aires.



SALINAS Y SULFATERAS DE LA REGIÓN PAMPEANA, BUENOS AIRES Y LA PAMPA

Isidoro B. Schalamuk[1-2], Miguel Del Blanco[1], Daniela Marchionni[1-3], Sonia Romero[4] y María C. Cábana[1-3]

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen las concentraciones evaporíticas de la Región Pampeana, incluyendo las salinas y sulfateras que se encuentran emplazadas en los sectores sur y occidental de la provincia de Buenos Aires y en la porción oriental de la provincia de La Pampa (figura 1).

Es esta una región de morfología plana a suavemente ondulada en la cual se han desarrollado una serie de bajos sin salida, frecuentemente alineados a lo largo de depresiones regionales. En el fondo de estos bajos se ha producido la concentración de minerales evaporíticos, favorecida por condiciones climáticas propicias.

El clima imperante es templado continental, con veranos cálidos y húmedos e inviernos fríos y secos, al norte, mientras que hacia el sur el contraste entre las estaciones se hace menos marcado. La temperatura media anual oscila entre los 14 y 15ºC, con un máximo promedio de 21ºC en el mes de enero y un mínimo promedio de 7ºC en el mes de julio. Las precipitaciones medias anuales son de 630 mm al norte de la región y disminuyen hacia el sur hasta alcanzar los 331 mm por año.

[1] *INREMI. Universidad Nacional de La Plat, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.*

[2] *CONICET.*

[3] *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA).*

[4] *Universidad Nacional de Salta, sede Tartagal.*

LEYES, RESERVAS Y PRODUCCIÓN

La producción de las salinas, que se indica en la tabla 1, se concentra en la extracción de halita (cloruro de sodio), si bien se presentan en estos depósitos concentraciones menores de sulfatos de sodio y calcio (yeso, glauberita y astracanita), que no poseen al presente valor económico. Las mayores reservas de cloruro de sodio se encuentran en Salinas Chicas, en provincia de Buenos Aires y en la Salina Colorada Grande, Salinas Grandes de Hidalgo y Anzoátegui, en la provincia de La Pampa. Por su parte, las sulfateras, productoras de sulfato de sodio, presentan sus mayores reservas en las lagunas de Epecuén y Chasilauquen (provincia de Buenos Aires) y Guatraché, en la provincia de La Pampa.

Las leyes en ClNa son más elevadas en las capas superficiales, sujetas a extracción por cosecha (94 a 98% de pureza en halita), siendo menores en los niveles profundos, donde oscilan entre 75 y 90% de halita, con intercalaciones de fangos y otras sales (principalmente sulfatos) entre los niveles de ClNa. Respecto de los contenidos de SO_4Na_2 presentes en solución en los cuerpos lagunares, si bien la información existente es escasa, se puede señalar que son por lo general más homogéneos, variando entre 50 y 65 g por litro.

Los volúmenes de explotación se incrementaron con el transcurso de los años, en función de una demanda creciente por ampliación de mercado y la mecanización de las explotaciones, evidenciándose en los últimos diez años un notorio incremento de la extracción de halita con fines industriales. En la actualidad se encuentran en intensa actividad seis cuerpos salinos: Colorada Grande, Colorada Chica, Salitral Negro y Salina Gaviotas o Anzoátegui en La Pampa, y Salinas Chicas y Cagliero, en Buenos Aires,

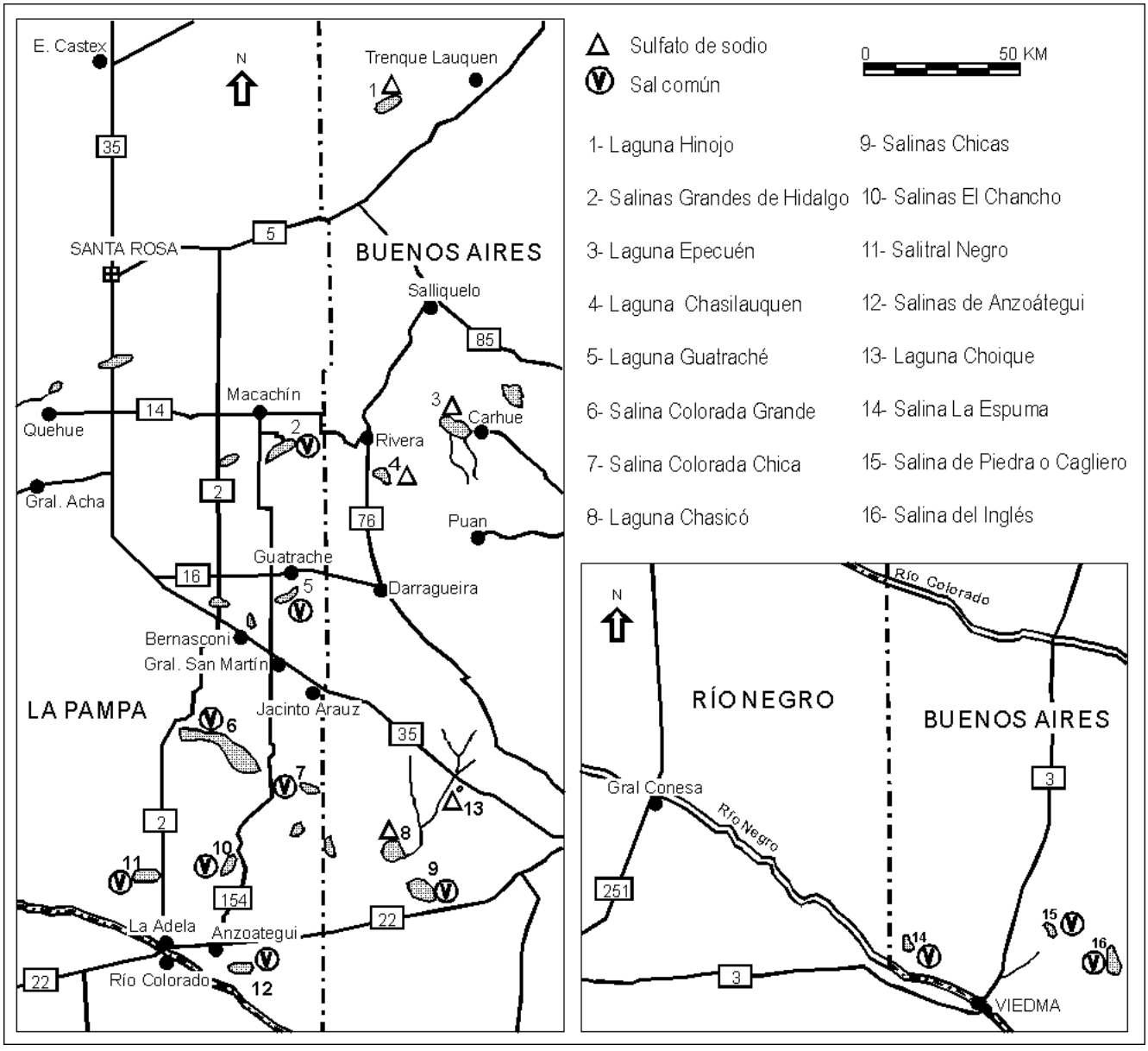


Figura 1. Mapa de ubicación de las principales salinas y sulfateras de la Región Pampeana. Modificado de Angelelli *et al.* (1976).

a los que se suman otras menores, en ambas provincias. Salinas Chicas, en particular, presenta una ubicación privilegiada si tenemos en cuenta el acceso a las vías de comunicación y la cercanía a importantes centros de consumo.

Los usos principales a los que se destina el producido de ClNa son sal para consumo humano (Sal Dos Anclas, salinas de Hidalgo y Colorada Chica; Celusal, Colorada Grande; Sal Colosal, Salitral Negro), para la industria alimenticia, curtiembres, industria papelera, y petroquímica (polietilenos de alta y baja densidad, PVC) y otros menores. El grueso de la producción abastece al consumo nacional y parte de la misma se comercializa en los países limítrofes. En el caso del sulfato de sodio, las principales aplicaciones son para la fabricación de pasta de celulosa, detergentes, jabones y polvos limpiadores y en la industria del vidrio como fuente de sodio.

HISTORIA Y ANTECEDENTES DE LA REGIÓN

La explotación de ClNa data de principios de siglo, con la instalación de la Compañía Introductora (año 1909) en Salinas Grandes de Hidalgo (La Pampa) y La Aurora (año 1901) en Salinas Chicas (Buenos Aires). A ellas se suma la explotación de otros cuerpos salinos, donde uno de los factores gravitantes fue, además de la calidad del mineral, la cercanía de vías férreas, principal medio de transporte en aquella época.

	Reservas	Producción Anual (promedio 97-98)	Leyes
Salina Grande de Hidalgo	34.700.000 t	s/d	99,50 %*
Salina Colorada Grande	439.000.000 t	120.000 t	98,00 %*
Salitral Negro	20.600.000 t	180.000 t	96,80 %*
Salina de Anzoátegui	86.000.000 t	100.000 t	99,00 %*
Salinas Chicas	20.000.000 t	200.000 t	91,00 %*
Salina Cagliero	20.000.000 t	90.000 t	95,50 %*
Salina del Inglés	3.000.000 t	Sin producción	95,40 %*
Laguna del Hinojo	s/d	1.000 t	52,00 g/l**
Laguna Epecuén	14.120.000 t	Sin producción	60,00 g/l**
Laguna Chasilauquen	800.000 t	6.000 t	51,34 g/l**

Tabla 1. Datos de reservas, producción y leyes (*ClNa y **SO_4Na_2) de salinas y sulfateras de la región pampeana. Las leyes de ClNa de las salinas corresponden al nivel de cosecha y las leyes de SO_4Na_2 de las sulfateras a las salmueras de las lagunas. Datos recopilados de Cordini (1967), Angelelli *et al.* (1976), Cangioli (1971), Bernasconi y Cangioli (1988), Del Blanco y Schalamuk (1992) y Romero y Schalamuk (1992).

La actividad de las empresas que extraen sulfatos comienza en la región a partir de la década del 40, en algunos de los depósitos que, actualmente, continúan con la extracción. Esta explotación se extiende con rapidez a otras lagunas sulfatadas del área, las que tuvieron una efímera duración, en virtud de los volúmenes reducidos que aportaban anualmente.

La producción de halita y sulfato de sodio, en particular, se ha visto afectada en los últimos 10 a 15 años por una tendencia al aumento de las precipitaciones en toda la región, que determinó la inundación de algunos cuerpos salinos, causando procesos de dilución, habiendo sido abandonadas temporariamente algunas explotaciones de antigua data como las Salinas Grandes de Hidalgo, Epecuén e Hinojo.

La Estadística Minera de la República Argentina (1994-1998) indica valores fluctuantes entre 400.000 y 550.000 t (La Pampa) y 225.000 a 150.000 t (Buenos Aires) para sal común, mientras que para el sulfato de sodio fueron de 3500 a 8000 t y 2800 a 7300 t, respectivamente.

Métodos de explotación

En los cuerpos evaporíticos productores de sal común se emplea el método de cosecha de sal, es decir la extracción de la capa superior o temporaria mediante cuchillas que producen el arranque de la misma, una vez que la costra salina alcanza un espesor de algunos centímetros. Cuando concluye la cosecha, se empareja la superficie desnivelada o deteriorada por las maquinarias. El material cosechado es acordonado y acumulado en parvas en la playa distal. En estas parvas se produce el estacionamiento y purificación (arrastre de los sulfatos y otras sales no deseables) por acción del agua de lluvia. La sal luego de emparvada es procesada en planta o bien vendida a granel.

Si bien es un método económico de explotación, está supeditado, fundamentalmente, a las condiciones climáticas imperantes en la zona. Pueden existir épocas donde se realicen dos cosechas de cloruro de sodio en el año, o por el contrario, que no sea posible cosechar, hecho que acontece muy esporádicamente. Esto puede deberse a años muy lluviosos, con escasa o nula formación de la capa temporaria de sal, como también a años secos, donde parte de la capa o reserva principal de sal no pasa a solución. Otra de las funciones que cumple el emparvado o acopio de sales en la zona de playa, en los casos en que la sal extraída supere la demanda, es justamente suplir la falta de cosecha para poder cumplir con la demanda del producto.

En los últimos años, en varios de los cuerpos salinos en explotación se ha implementado el proceso de lavado artificial de las sales extraídas, lo cual agiliza la comercialización del producto, a la vez que mejora la calidad del mineral. Esta modalidad se debe en parte al incremento de la demanda del producto por parte de las industrias petroquímicas. Este proceso consiste en el lavado del mineral emparvado con salmueras procedentes de la misma salina o de napas profundas con alto contenido salino, para lograr la eliminación de las sales solubles de Mg y K, tal como lo realizan varias empresas en la zona.

La sal destinada a consumo humano requiere un mayor grado de procesamiento, que incluye lavado del mineral para eliminación de impurezas, secada a 180ºC para la eliminación de bacterias halófitas, molienda y separación se-

gún el tamaño deseado, agregado de iodo y embolsada, en paquetes desde 50 a 0,50 kilogramos.

Distinto es el caso de las sulfateras, que son cuerpos lagunares pandos o someros, que presentan agua prácticamente durante todo el año, por lo cual el método de cosecha utilizado es diferente. La misma se realiza durante los meses de invierno (mayo a agosto). Se aprovechan los días donde la temperatura cae por debajo de 0ºC, y no haya viento, así la superficie de la laguna permanece quieta, favoreciendo de esa manera la precipitación del sulfato de sodio decahidratado (sal criofílica).

En algunos casos se cosechan cristales de mirabilita del fondo de las lagunas por succión y, en otros casos, se realiza el bombeo de las aguas sulfatadas, tanto superficiales (laguna Epecuén) como subterráneas (laguna Hinojo), las que son enviadas a piletones artificiales donde por enfriamiento se precipita el sulfato de sodio mediante cristalización controlada. En estos piletones se precipita sulfato de sodio decahidratado (mirabilita) o bien a través del emparvado se logra una especie parcialmente deshidratada (plumita ($SO_4Na_2.7H_2O$). Los sulfatos, una vez secos, se embolsan para su comercialización.

En la Laguna Chasilauquen se realiza la succión de las sales precipitadas en el fondo de la laguna con la utilización de un trineo acarreado manualmente, dentro del cuerpo de agua. Un rastrillo rotura la capa de sal y un caño perforado conectado a una bomba realiza la operación de succión. El material succionado es transportado en carros con enrejillado para el drenado de la salmuera. La sal emparvada es estacionada para que el agua de lluvia elimine las impurezas (en particular ClNa). El sulfato, transformado en SO_4Na_2 7 H_2O o plumita, es luego cargado en camiones y remitido a la planta de tratamiento donde se lava y se lleva a solución; posteriormente se seca en un horno y se lo envasa, alcanzando un 95% de pureza.

GEOLOGÍA REGIONAL

La región "pampeana" comprende varias provincias geológicas: Cuenca de Macachín, Llanura Chaco-Pampeana, Cuenca del Colorado y la continuación, en profundidad, de Sierras Pampeanas y del Bloque Sanrafaelino (Linares *et al.*, 1980). A nivel de la geología superficial, se registran sólo pequeñas diferencias en la cubierta terciaria alta y cuaternaria de las mismas. Se indican en la tabla 2. Sobre la base de estas diferencias, se caracterizan dos zonas; una zona norte que comprende la región oriental de la provincia de La Pampa y occidental de la provincia de Buenos Aires, hasta Bahía Blanca, mientras que la segunda zona abarca el sudeste de la provincia de Buenos Aires, desde Bahía Blanca hasta Viedma.

a) Zona norte: En esta zona existe un registro de unidades geológicas que abarca desde el Precámbrico al presente. Las rocas más antiguas (filitas y esquistos cristalinos) corresponden a la prolongación de la provincia geológica de Sierras Pampeanas hacia el sur y son intruidas por granitos del Devónico inferior. Sedimentos de edad cretácica y posteriores se presentan en la Cuenca de Macachín, a nivel del subsuelo.

La unidad aflorante más antigua del Cenozoico, corresponde al Pampiano (Frenguelli, 1950) o Formación Pampa (Terraza *et al.*, 1981) en sentido amplio (Mioceno-Plioceno). Localmente han sido identificados en el área diversos afloramientos, donde se han determinado edades desde Santacrusense-Friasense a Huayqueriense (Mioceno tardío) sobre la base de restos fósiles de mamíferos (Pascual, 1965).

Dentro de esta secuencia, la unidad más antigua es la Formación Chasicó, asignada al Mioceno, identificada pocos kilómetros al noreste del Salitral Negro (Linares *et al*., 1980) y en el área de Salinas Chicas y Laguna Chasicó (Fidalgo *et al*., 1987). Está constituida por limos arenosos castaño rojizos, con escasa estratificación. Se la segrega de la Formación Cerro Azul (Llambías, 1975 en Linares *et al.*, 1980), por su posición en la secuencia y su contenido fosilífero. Esta unidad está más extendida en la porción sudoriental de La Pampa y Médanos-Bahía Blanca), donde sus términos superiores se interdigitan con la Formación Río Negro. Estudios recientes ubican a los términos inferiores de la Formación Cerro Azul en el Mioceno medio.

Se destaca también la Formación Epecuén (Pascual, 1965) identificada inicialmente en las nacientes del arroyo Vallimanca y posteriormente en varias barrancas que rodean a los cuerpos salinos (Lagunas Epecuén y Chasilauquen y Salinas Grandes de Hidalgo) equivalente a los términos medios-superiores de la Formación Cerro Azul, y con similar litología.

Por encima se encuentra la Formación Río Negro, compuesta por areniscas de grano mediano a grueso de tonalidad gris azulada, con marcada laminación entrecruzada, de origen fluvio-eólico, de edad Pliocena (de Ferraris, 1966, Pascual y Odreman Rivas, 1971). En las barrancas que rodean a algunas salinas, como Salinas Chicas, Salitral Negro y Salina de Anzoátegui, esta unidad se observa interdigitada con sedimentitas de origen lagunar, identificadas por Fidalgo *et al.* (1987) como Formación Los Salitrales en la primera localidad citada.

Sobre las unidades mencionadas se disponen los Rodados Patagónicos, cuya extensión areal es semejante a la de la Formación Río Negro. Los mismos están compuestos por rodados de volcanitas, de composición ácida a intermedia, que se encuentran circunscriptos a las depresiones. En parte serían equivalentes a los términos superiores de la denominada Formación El Sauzal, (Linares *et al.*, 1980), compuesta por areniscas gruesas, friables, con intercalaciones de limos arenosos y lentes conglomerádicas, asignables a antiguos cauces del Río Colorado.

Se presentan por último, en forma muy extendida, sedimentos limo-arenosos, eólicos, designados por Fidalgo *et al.* (1987) como Formación Estancia La Aurora, para el área de Laguna Chasicó - Salinas Chicas. Estos sedimentos son muy similares a los que se encuentran rellenando los "valles" del oriente pampeano, bajo la forma de médanos semifijos a móviles.

Epocas	Sub-épocas	Edades mamífero	Unidades litoestratigráficas				
			Cordini (1950)	García y García, (1964)	Frenguelli, (1957)	Linares *et al.* (1980)	Fidalgo *et al.* (1987)
Reciente			Evaporitas	Aluvio Limos del Río Colorado Médanos Cordobense ? Querandinense Lujanense - Platense	Aimarense Cordobense Platense Querandinense	Médanos Salitrales Suelos	Formación Estancia La Aurora Gravas arenosas Salinas Chicas
Pleistoceno	Neopleistoceno Mesopleistoceno Eopleistoceno	Lujanense Ensenadense Uquiense	Médanos Ingr. Querandí Loess	Ensenadense-Bonaerense Chapadmalense? Mantos psefíticos	Lujanense Bonaerense Ensenadense	Paleocanales del Río Colorado Formación Cerro Azul	Grava arenosa y limo Sanquilco
Plioceno	Neoplioceno Mesoplioceno Eoplioceno	Montehermosense Huayqueriense Chasiquense	Rionegrense	Formación Río Negro Formación Chasicó		Formación Río Negro Formación Chasicó	Formación Los Salitrales–Formación Río Negro Formación Chasicó (M. Las Barrancas)
Mioceno							Formación Chasicó (M. Vivero)

Tabla 2. Esquema litoestratigráfico de la Región Pampeana. Simplificado de Fidalgo *et al*. (1975), Linares *et al.* (1980) y Fidalgo *et al.* (1987).

b) Zona sur: En el sector sudeste de la provincia de Buenos Aires (partido de Patagones) la unidad aflorante más antigua corresponde a la Formación Barranca Final (areniscas y pelitas verdosas de ambiente marino), visible, en las cercanías de la desembocadura del río Negro (Franchi, 1977). En las barrancas que rodean a las depresiones y en la costa Atlántica, aparece la Formación Río Negro, que aquí alcanza los 70 m de potencia (Franchi, 1977). En el área de las salinas, la potencia máxima determinada para la secuencia es de unos 10 m (barranca occidental del salitral Barrancoso). Ocasionalmente se presentan intercalaciones de limos arcillosos, de disposición lenticular y con buena estratificación.

Por encima, en discordancia erosiva, se depositan los denominados Rodados Patagónicos, de hasta 10 m de potencia (Franchi, 1977). En los alrededores de las depresiones que albergan a los cuerpos salinos, estos depósitos alcanzan poco más de 2 m (Del Blanco y Schalamuk, 1993), presentando un mayor grado de entoscamiento en los sectores más elevados. Están integrados por clastos redondeados, de hasta 5 cm de diámetro, de volcanitas de textura porfírica (andesitas), piroclastitas, cuarzo y calcedonia. Poseen aspecto masivo o estratificación gruesa, en bancos de hasta un metro de potencia.

Se encuentran parcialmente cubiertos por rodados más redondeados con gran proporción de matriz arenosa, iden-

tificados por Trebino (1987) como antiguas planicies de marea, correspondientes a ingresiones de 30.000 años de edad. Los rodados ubicados en las terrazas más bajas constituyen tres niveles a cotas de 14, 12 y 5 a 3 m; las mismas tendrían edades de 3.000 a 5.000 años, siendo correlacionables con la ingresión querandina o Querandinense de Frenguelli (1950). Cabe mencionar a los depósitos denominados informalmente por Franchi "Sedimentos Marinos de la salina del Inglés", integrados por niveles de yeso selenítico, con intercalaciones arenosas y restos de moluscos, asignables también a la ingresión querandina. Estos sedimentos están compuestos por niveles de arenas gruesas, bien seleccionadas, de coloración verde a castaño grisácea y se observan en las márgenes de la Salina del Inglés y del Salitral Grande.

Como depósitos modernos cabría consignar a los sedimentos loessoides (Franchi, 1977), integrados por limos arenosos castaño amarillentos, equivalentes a la Formación Estancia La Aurora de Fidalgo *et al*., (1987).

Morfología y estructura

Las depresiones que alojan a los cuerpos salinos de la región pampeana, presentan con frecuencia una marcada disposición alineada, ocupando valles de orientación estenoreste-oestesuroeste y oestenoroeste-estesureste a casi este-oeste. En la zona norte es de destacar una extensa depresión que se extiende desde el Salitral de la Vidriera - Laguna Chasicó - Salinas Chicas (Buenos Aires) a las salinas Colorada Grande y Blanca Grande (La Pampa), al sur de la cual aflora la Formación Río Negro, en las barrancas de las salinas y sulfateras. Estos valles alargados han sido atribuidos por algunos autores a causas tectónicas (Cordini, 1950; San Cristóbal, 1984; Yrigoyen 1975). Linares *et al*. (1980) indican la presencia de unidades de basamento en algunos bajos de la provincia de La Pampa y la existencia de fallas con desplazamiento de rumbo predominante. Este fallamiento controlaría la formación de los valles del oriente pampeano, penetrando incluso en la cuenca de Macachín, donde la expresión topográfica de los valles es mucho menor. A este fallamiento, posterior a la depositación de la Formación Co Azul, corresponde asignarle una edad pliocena alta a pleistocena. La opinión más difundida es la de Salso (1966), Terrazas *et al*. (1981) y Sellés Martínez (1987) quienes, si bien reconocen la existencia de lineamientos, atribuyen a estas depresiones una génesis controlada fundamentalmente por procesos erosivos, de tipo fluvio-eólico.

En el área de Patagones la alineación de las depresiones que alojan a salinas y salitrales ya fue indicada por Wichmann (1918) quien plantea la existencia de una fosa que controla el emplazamiento de los bajos, de orientación similar a los del área de Médanos-Bahía Blanca. Varios autores, entre ellos Kaaskieter (1965), Zambrano (1972) indican la existencia en el área de fracturas menores, de rumbo oestenoroeste-estesurestеCordobense, oestesuroeste-estenoreste y este-oeste, genéticamente ligadas a la formación de la Cuenca del Colorado. Este hecho aparece luego confirmado por Kostadinoff y Font (1984) a través de estudios magnetométricos y gravimétricos, asumiendo estos autores que los lineamientos corresponden a fracturas de pequeño resalto. A este condicionamiento estructural se le superponen la acción fluvial y eólica, que remodelan y completan la fisonomía del área.

Características de los depósitos

Las salinas constituyen concentraciones de sales que se disponen en depresiones de variada forma y tamaño. Están rodeadas, por lo general, un área con sedimentos libres o con escasa vegetación halófita, denominada playa. En ella se reconoce un sector externo o playa distal, de pocos hasta decenas de m de ancho, compuesto por sedimentos limo-arenosos, que pueden ocasionalmente estar cubiertos por una muy delgada capa de sales. En el sector interno o de playa proximal prevalecen los sedimentos limo-arcillosos, de coloraciones oscuras, ricos en materia orgánica, los que normalmente se prolongan hacia el interior del cuerpo salino propiamente dicho, por debajo de la capa de sales o bien como delgadas intercalaciones entre los niveles evaporíticos (figura 2).

En los depósitos centrales de los cuerpos salinos productores de cloruro de sodio, se presenta un nivel de potencia variable, que constituye la reserva temporaria de sales, compuesto por sales de precipitación reciente. El espesor de esta capa, sujeta a sucesivas disoluciones y reprecipitaciones anuales, no supera los 5 centímetros.

Directamente por debajo de la capa temporaria, o mediando un nivel de sedimentos clásticos de espesor variable, aparece un horizonte de sales que no está sujeto a procesos de disolución anual y constituye la reserva permanente de sales. Si este horizonte se dispone directamente por debajo de la capa temporaria, la salina se califica como de reserva arriba (Cordini, 1967), mientras que si media una gruesa capa de sedimentos clásticos, se dice que es una salina con reserva abajo. La capa permanente, en sus niveles superiores, está compuesta fundamentalmente por halita, pasando gradualmente a niveles más ricos en fango y otras sales (sulfatos hidratados, en particular) entre las que se destacan el yeso, la glauberita e incluso la astrakanita. Las profundidades de estos depósitos (Schabitz y Liebricht, 1996) varían en esta zona entre 5 y 8 m de los cuales los 4 o 5 m superiores son más ricos en contenido salino (superior a un 50%).

Por encima de estos niveles salinos, se disponen las aguas madres, constituidas por una salmuera saturada en forma casi permanente, de profundidad variable, pero que en general no supera los 20-30 centímetros. Según se suceden los períodos de inundación y desecación en estos cuerpos lagunares, se observa una oscilación en el nivel de las aguas madres, llegando incluso a largos períodos de desecación total.

Los sulfateras y las lagunas sulfatadas presentan una disposición que se diferencia en parte de las salinas, funda-

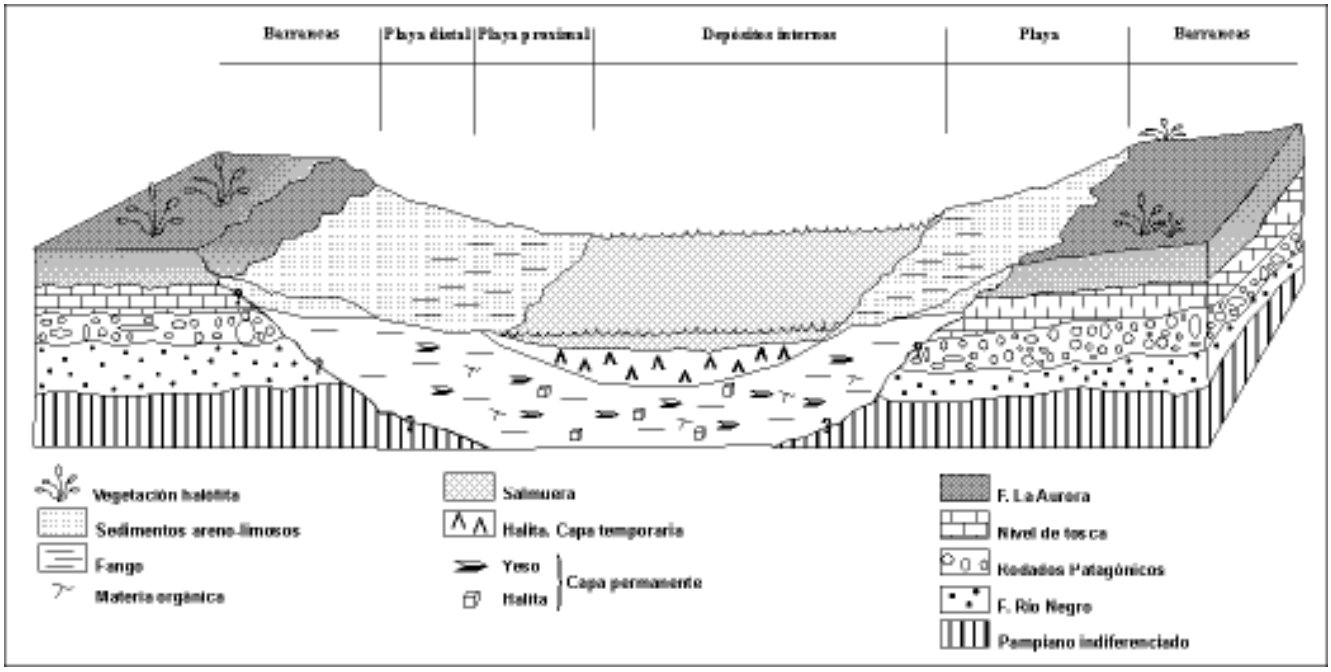


Figura 2. Esquema general de un cuerpo salino típico de la Región Pampeana.

mentalmente por el poco desarrollo o la carencia de una reserva de sales permanente, así como también por el hecho de que las aguas madres permanecen prácticamente todo el año, sin llegar a un estadio de desecación extrema. En general se trata de depresiones de tamaños más reducidos que los observados para los cuerpos evaporíticos productores de halita.

PRINCIPALES SALINAS Y SULFATERAS DE LA REGIÓN PAMPEANA

Salinas Grandes de Hidalgo: se emplaza en el departamento Atreuco, 11 km al sureste de la localidad de Macachín. Se ubica en una depresión alargada en sentido sursuroeste-nornoreste, que ocupa una superficie de 3.900 ha, de la que sólo una tercera parte registra sales depositadas en superficie. Esta salina constituye uno de los cuerpos elongados de la serie La Amarga-La Ernestina dispuestos en una fosa mayor, encadenados unos con otros. La salina de Hidalgo se continúa hacia el este en un conjunto de cuerpos salinos muy playos, no beneficiables económicamente. Las barrancas que la rodean están constituidas por afloramientos de la Formación Epecuén.

Constituye un tipo de depósito con reserva arriba, donde la capa temporaria de sal puede alcanzar los 10 cm de potencia, mientras que la capa permanente llega a los 12 m, presentándose por debajo de una alternancia de fangos y sales poco solubles, entre las que se destacan glauberita y yeso (Cordini, 1967). Las aguas madres, extendidas a lo largo de 3.200 ha, alcanzan una profundidad de 30 cm y presentan un contenido total de 2.772.000 t de ClNa normativo, mientras que la reserva permanente es de 34.700.000 toneladas. Las playas que bordean la salina son bastante extensas, de unos 600 m de ancho promedio, en general poco transitables.

La Compañía Introductora inicia la explotación en el año 1909 hasta fines de la década del ochenta, en que el cuerpo salino quedó inutilizado por inundación, por lo cual esa empresa se abastece de la salina Colorada Chica.

Salina Colorada Grande: se encuentra ubicada en el sector oriental de la provincia de La Pampa, 43 km al suroeste de la localidad de General San Martín. Presenta forma elongada en dirección noroeste-sureste, con una longitud de aproximadamente 23 km y un ancho máximo de 5 km, en el extremo sur. La superficie del depósito salino se encuentra acotada a 4 m b.n.m, dentro de una depresión cuya morfología presenta un gran desnivel de 210 m en el borde sur de la cuenca. El entorno geológico de la salina Colorada Grande incluye sedimentitas de edad terciaria (Formación cerro Azul) y cuaternaria (sedimentos eólicos recientes).

Los depósitos internos de esta salina están formados por una capa temporaria, explotable por cosecha, de espesor variable, de pocos centímetros, y una capa permanente de más de 0,60 m de espesor. Esta última está constituida por una alternancia de capas de cloruro de sodio y de fango negro. La extensión de las playas rara vez supera los 400 metros. Están compuestas por fangos salinos ricos en materia orgánica, de color gris oscuro, con grandes cristales de yeso en rosetas y de halita. El yeso, presente en diferentes niveles, compone entre el 50% y el 80% del sedimento donde se encuentra.

Se trata de una salina productora de sal común que recibe aporte de aguas profundas. La producción se destina preferentemente a las industrias petroquímica, alimenticia y del cuero. La reserva compuesta calculada es de 439.000.000 t de ClNa y 59.000.000 de SO_4Na y Mg (Cordini, 1967).

Salitral Negro o Salina del Lote 4: está ubicada 35 km al oestenoroeste de la Salina de Anzoátegui y unos 40 km al norte de la ciudad de Río Colorado. Es una salina de forma ovoidal de 10 km por 2,5 km de ancho, con altas barrancas en su porción occidental, presentándose luego una faja de médanos que llega hasta muy próximo del borde del cuerpo salino y cubre una tercera parte de la depresión en la cual se ubica.

En las barrancas que bordean el sector noroeste, Cangioli (1971) indica la existencia de niveles arcillosos, que descansan sobre un nivel piroclástico (cenizas), que sobreyacen a las areniscas del rionegrense, que aquí presentan intercalaciones de niveles arcillosos, posiblemente homologables a la denominada Formación Los Salitrales (Fidalgo *et al.*, 1987). Tanto en la depresión que alberga al cuerpo salino como en sectores más elevados, existe una cubierta de sedimentos limo-arenosos, de origen eólico, que constituyen médanos, equiparables a la Formación La Aurora.

La capa temporaria de sal alcanza hasta los 6 cm, (Cangioli, 1971), pudiendo establecerse un promedio de 3-4 cm, aunque no en toda la superficie es pasible de ser extraída por cosecha, por lo cual el rinde máximo hipotético de 480.000 t (Cangioli, 1971) es en realidad mucho menor. La capa permanente tiene una potencia de 1,10 m, por debajo del cual se presentan una serie de fangos oscuros, con intercalaciones de niveles de yeso. La reserva permanente alcanza un total de 27.500.000 toneladas. El mineral útil es la halita, que se presenta con delgadas intercalaciones de fango oscuro. El yeso aparece intercrecido con los niveles de halita en la reserva principal o asociado a los niveles inferiores de fango oscuro, donde también cabe destacar la presencia de un nivel de astracanita, incluida en sedimentos arenosos.

Actualmente trabajan en la extracción de sales 3 firmas, las que operan en el sector sur y noreste del cuerpo salino: CIPSA (Compañía Industrial El Progreso o salina Don Tomás), Proinsal y B. Agulnik, siendo las dos primeras las que extraen casi la totalidad de la producción del Salitral Negro. La producción anual total, en los últimos años es de 180.000 t, la cual ha ido incrementándose gradualmente en los últimos años. De ellas, alrededor de 100.000 t corresponden a la producción de CIPSA, unas 70.000 t a Proinsal y unas 10.000 t a la firma de B. Agulnik. CIPSA destina la mayor parte del producto a uso industrial para la industria petroquímica y papelera.

Salina de Anzoátegui o Gaviotas: se ubica en el departamento Caleu-Caleu, 24 km al norte del río Colorado. Presenta una longitud máxima, en sentido este-oeste, de 12 km, con un ancho de 2 kilómetros. La depresión que alberga al cuerpo salino, situada a escasos metros por debajo del nivel del mar, está rodeada prácticamente en su totalidad por barrancas de varias decenas de metros de altura.

En ellas aflora, en la base, la Formación Río Negro, compuesta por areniscas gris azuladas muy bien estratificadas, con intercalaciones lenticulares de niveles limo-arcillosos, asignables a la Formación Los Salitrales. Está cubierta por rodados, entoscados en su sección superior, pasando a sedimentos finos, arenosos a limosos, de carácter eólico, con escaso desarrollo de suelos.

Las playas de este cuerpo salino están poco desarrolladas, presentando un ancho promedio de 10 a 15 m y son sólo transitables en su porción sudoccidental. El extremo oriental de la depresión está compuesto por salitrales, que carecen de valor económico. El piso de la salina es firme, a excepción de los sectores donde se presentan ojos de agua.

La reserva de la salina es del tipo reserva arriba. Cordini (1967) calcula que la salina tiene una superficie explotable de 2.700 ha, con un espesor medio de 2,50 m alcanzando más de 5 m en la parte central e indica una reserva de 86.000.000 t de sal con una calidad de 99,4 % de cloruro de sodio. La calidad de la sal (Cordini, 1967), varía de acuerdo a las condiciones en que fue obtenida y a la eficiencia del proceso de producción. En los años de escasas precipitaciones o cuando la cosecha es más profunda, al tocarse el techo de la capa permanente, aumenta el contenido en sulfatos de la sal cosechada.

Cangioli (1971) calcula un espesor de sólo 2 m y un contenido total de ClNa de 85,2%, que representan 1278 kg/m^3, con 150 kg/m^3 de sulfato de calcio y cantidades subordinadas de insolubles y otros sulfatos. La reserva total de ClNa estimada asciende a 20.600.000 toneladas. La reserva de la capa temporaria, a la cual se le asigna un espesor de 2 cm, asciende a 750.000 m^3, que puede llegar a tener un rinde anual de 200.000 toneladas. La presencia de pozos surgentes en las márgenes del cuerpo salino que aportan aguas no muy mineralizadas, ayudan a que la pureza de la sal de cosecha sea mayor. Las aguas madres presentan un contenido de 262 gr/cm^3 de ClNa, con cantidades pequeñas de sulfatos.

Por su parte, el CFI (1980) determina una superficie explotable de 20 km^2 sobre un área de 34 km^2 y estima cosechas anuales de 200.000 t a 500.000 toneladas. Definió una reserva de cloruro de sodio y de sulfato de magnesio de 86,27 y 0,3 millones de toneladas respectivamente.

Durante los últimos años de la década del 80 y comienzos del 90, la explotación estuvo a cargo de la firma Saladar S.A., quien destinaba el mineral extraído a Indupa S.A.I.C., empresa petroquímica, dedicada a la elaboración de soda cáustica, carbonato de sodio, PVC, polietilenos de alta y baja densidad, etc. Desde 1996 hasta la actualidad, la explotación la realiza la firma Schlieper y Bunge que extrae alrededor de 100.000 t anuales, por métodos tradicionales.

Salinas Chicas: se emplaza en el partido de Villarino, provincia de Buenos Aires, 60 km al oeste de Bahía Blanca,

dentro de una amplia zona deprimida que nace en Bahía Blanca y se extiende hacia el noroeste. Como lo refieren Fidalgo *et al.* (1987) esta depresión estructural se extiende en dirección sureste-noroeste, con un ancho medio de 6 a 10 km y alberga a las Salinas Chicas, la Laguna Chasicó y se prolonga hacia La Pampa. Presenta una forma ligeramente alargada y cubre una superficie de 36 km^2, con un eje mayor de 8 km y un eje menor 4 kilómetros.

En el área afloran, en las barrancas ubicadas al sur del depósito, el miembro superior de la Formación Chasicó (M. Las Barrancas) de Fidalgo *et al*. (1978), la Formación Los Salitrales y por encima la Formación Río Negro. Al sur y sudoeste de las salinas se presentan los Rodados Patagónicos o Grava Arenosa Salinas Chicas (Fidalgo y Riggi, 1965, 1970). La Formación Estancia La Aurora se sitúa al este de la depresión, bajo la forma de mantos de arena o médanos de espesores variables integrados por arena mediana a fina con algo de limo y arcilla.

El deposito salino, con una cota de 42 m b.n.m., se caracteriza por presentar una playa distal cuyos sedimentos contienen mucho material insoluble y donde las sales se encuentran subordinadas con respecto a los sedimentos clásticos (arena y limos). En la playa proximal los sedimentos clásticos, que contienen hasta 20 % de materia orgánica, se enriquecen en sales a medida que se avanza hacia el centro del cuerpo. Presenta una franja emergida (externa) y una franja inundable.

El cuerpo salino propiamente dicho está integrado por: agua madre, costra temporaria y reserva permanente. El agua madre constituye una salmuera de 338,02 g/l de salinidad media. En los meses invernales la superficie se cubre con 20 a 30 cm de salmuera color rosada debido a pigmentos presentes en el alga *Dulaniella salina* y a bacterias halófilas. La costra temporaria, que constituye la capa explotable (ClNa), tiene un espesor variable entre 1 y 3 centímetros. Por debajo de la anterior se encuentra la reserva permanente que alcanza una potencia de 1 a 4 m con capas de cloruro de sodio alternadas con sedimentos clásticos y sulfatos. La mineralogía de la facie evaporítica es simple; la fase más abundante es halita y, muy subordinadamente, glauberita. El yeso se reconoce en las áreas marginales.

Cordini (1967), indica que la costra temporaria presenta los siguientes tenores: ClNa 97,92 %, Cl_2Mg 0,7058 %, SO_4Na_2 0,6278 %, SO_4Ca 0,43 % e insoluble en agua 0,0280 %. Análisis químicos efectuados por Romero y Schalamuk (1998), sobre mineral de una parva con más de dos años de estacionamiento indican valores de Cl^-: 53,10 %, $SO4^=$: 1,52 %, K^+: 0,3 %, Mg^{++}: 0,35 %.

Cordini (1967) incluye dentro de la reserva total del cuerpo: la playa, las arenas del piso, el agua subterránea y el cuerpo salino propiamente dicho (salmuera y costra). Se podrían estimar unas 500.000 t como reserva potencial anual, pero previendo eventualidades de diverso orden se establece un mínimo anual de reservas de 150.000 t/año (Romero y Schalamuk, 1998). Angelelli *et al*. (1976) considera que la reserva permanente de la salina tiene un espesor de 1 a 4 m, calculando una reserva de cloruro de sodio de 20 millones de toneladas y un rendimiento anual de 200.000 t, con una ley del 90%.

La explotación la realizan las empresas La Aurora SAIC y G y Salinas Las Barrancas SAIC, ambas ubicadas en el sector sur. Si bien oficialmente la explotación de sal de Salinas Chicas comienza a partir de 1938, La Aurora se inicia en 1901 convirtiéndose en la primera explotación mecanizada salinera de país. El mineral se destina principalmente curtiembres, Atanor e Indupa. La empresa La Aurora cuenta con una planta procesadora en la ciudad de Médanos para lavar, enriquecer con iodo y embolsar el mineral que se exporta a países del Mercosur para consumo de ganado.

Salina de Piedra o Cagliero: se sitúa 14 km al noroeste de la localidad de Cardenal Cagliero. Se aloja en una depresión alargada, en dirección oestenoroeste-estesureste, con una longitud máxima de 12,5 km y un ancho de alrededor de 3 kilómetros. La llanura que la rodea presenta cotas de 30 m s.n.m., encontrándose el piso de la salina a unos 5 m b.n.m. Los desniveles mayores se observan sobre la margen oeste. Las playas que circundan a la salina presentan su mayor desarrollo hacia el sur y sudeste, integradas por un conjunto de limos y arenas salinizados, que conforman un salitral.

En las barrancas que rodean al cuerpo salino por el sector noreste, se presenta como unidad más antigua la Formación Río Negro. Por encima se encuentran los Rodados Patagónicos, integrados por clastos subredondeados de textura porfírica. Se presentan con un importante grado de entoscamiento, que aumenta en las zonas topográficamente más elevadas. Por encima aparecen los denominados sedimentos loessoides (Franchi, 1977), que cubren toda el área.

Cabe destacar, por último, en las barrancas que rodean por el norte a la salina, la presencia de limos arcillosos castaño amarillentos, bien estratificados (Del Blanco y Schalamuk, 1993) que contienen concentraciones de tipo nodular (yeso) de unos 5-6 cm de diámetro, asimilables a unidades de edad cuartaria, vinculados a la evolución de la cuenca evaporítica.

El principal mineral es halita, con una pureza que oscila entre un 95 a 98% y que aumenta en los niveles superficiales. En esta salina con reserva abajo (Cordini, 1967), la capa temporaria, que se apoya directamente sobre un nivel de limos arenosos de color oscuro, con alto contenido de materia orgánica, alcanza espesores considerables en los sectores centro y sudeste del cuerpo salino.

En la capa infrayacente, integrada principalmente por material clástico, se presentan inmersos cristales de yeso, de tipo gipsarenita o aún yeso selenítico, como bien se puede observar en los sectores de playa proximal. También se encuentran pequeñas cantidades de tenardita. En ambos casos, su concentración es menor a un 1,5% en peso. En los fangos, la presencia de sales es de un 5,8 % de ClNa y 1,5 % en $SO_4Ca.2H_2O$, con cantidades menores de cloruros de potasio y magnesio, cuya presencia puede atribuirse a salmuera intersticial.

Las reservas de este cuerpo han sido expuestos por Cordini, (1950, 1967), Grossi (1951) y más recientemente por Del Blanco y Schalamuk (1992). Sobre la base de la estimación de un espesor promedio de 3 cm y una superficie explotable de 1.700 ha se llegaría a una reserva temporaria de 741.500 toneladas. A ello deberían sumarse alrededor de 500.000 t disueltas en las salmueras (Del Blanco y Schalamuk, 1992), con una concentración promedio de 270,87 g por litro. Si bien estas son reservas teóricas, en la práctica, y considerando una superficie explotable de alrededor de 200 ha (pertenencias mensuradas por el M.A.A a fines de la década del 80), la cantidad de sal extraíble sería de unas 110.000 t y, calculando un 15% de pérdidas durante la explotación, ello generaría 90.000 toneladas.

Salina del Inglés: representa, desde el punto de vista genético, una tipología distinta al común de los depósitos salinos de la región pampeana. Ubicada en el partido de Patagones, extremo sudoccidental de la provincia de Buenos Aires, a unos 20 km de la costa atlántica, posee forma ovoidal, con un eje mayor de una longitud de 5,5 km en dirección este-oeste y 4,8 km de ancho.

El paisaje del sector sureste del partido de Patagones es suavemente ondulado, con alternancia de lomadas y bajos sin salida, algunos de ellos en actual comunicación con el mar, a través de estrechos canales de marea (localmente denominados arroyos). Se presentan asimismo varios niveles de terraza (Trebino, 1987) que corresponden a antiguas planicies de marea, dispuestos entre 3-5 m s.n.m los más modernos, hasta 12-14 m los antiguos.

La zona de barrancas que rodean a la salina del Inglés tiene cotas de hasta 10 m s.n.m., mientras que los horizontes de sal se encuentran prácticamente al nivel del mar. Las playas son reducidas, salvo en el sector occidental, donde tienen una extensión de alrededor de cien metros. Otro rasgo geomorfológico destacable es la presencia de un canal de mareas, hoy inactivo, que comunicaba a este bajo con el mar, de rumbo aproximado este-oeste, de unos 30 m de ancho promedio, el que aumenta considerablemente en las cercanías del cuerpo salino, bifurcándose y perdiendo continuidad.

La unidad aflorante más antigua en esta zona es la Formación Río Negro, visible en las barrancas sur y oeste que rodean a la depresión, con un espesor mínimo de 8 metros. Circunscriptos a las zonas topográficamente más altas, se encuentran los Rodados Patagónicos. Finalmente se presentan limos arenosos de coloración castaño clara, poco consolidados y sin estratificación visible.

En el extremo occidental se desarrolla un nivel de yeso de tipo selenítico, en cristales prismáticos de disposición paralela con escaso material clástico. Corresponden a los Sedimentos Marinos de la Salina del Inglés (Franchi, 1977). Hacia el centro de la depresión se registran una serie de depósitos integrados por valvas de moluscos y braquiópodos, muy cementados que constituyen una coquina. Hacia la laguna desaparece la cementación y las valvas están incluidas en una matriz arenosa.

En el depósito salino propiamente dicho, se presentan niveles halíticos, cuya potencia alcanza a 8-10 cm (Del Blanco y Schalamuk, 1993). Los primeros 2 cm (capa temporaria) están compuestos por cristales de halita, por debajo de los cuales se presentan 20-30 cm de fangos salinos, con cristales de yeso y/o halita de crecimiento desplazante, por debajo de las cuales se presume existe una capa continua de sal. En época estival, de intensa desecación, se desarrolla una capa compuesta casi exclusivamente por ClNa, con una capa de 7-8 cm de cristales en fábrica masiva o con crecimiento diferencial según los vértices (Ortí Cabo, 1988).

También se registra yeso en el sector de playa distal (borde occidental del cuerpo salino), en una serie de capas de disposición paralela, de hasta 15 cm de espesor, en hábitos prismáticos-aciculares, con escasa participación de material clástico o bien en los sedimentos clásticos del fondo de la salina. Se catalogan como correspondientes a facies seleníticas (Ortí Cabo, 1988). En forma muy minoritaria, por el método de difracción de rayos X se determinó sulfato de sodio anhidro (tenardita).

El tipo de sedimentos que acompañan al depósito salino en sí son limos castaños a verdosos con cristales de yeso y fósiles de moluscos, que gradualmente se va acuñando hacia el centro del depósito, siendo desplazados por limos arcillosos con abundante contenido de materia orgánica, con escasos cristales de halita dispersos en ella.

Los únicos datos de reserva en cloruro de sodio han sido los aportados por Cordini (1967) quien estima una reserva de 5.000.000 toneladas. Por su parte, Del Blanco y Schalamuk (1992) consignan para una superficie de 600 y una profundidad promedio de las aguas madres de 20 cm, con un contenido promedio de 252,32 g/l de ClNa, una reserva de aproximadamente 300.000 t, que extendida al resto de la salina llegarían a 1.300.000 toneladas. Las reservas correspondientes a los niveles salinos son escasas, dado que no existe capa permanente definida. En la capa temporaria se han encontrado contenidos de un 96% de ClNa, y tenores de sulfatos de calcio y sodio (normativos) que alcanzarían un 3%. El resto se encuentra en los fangos salinizados, cuyo contenido en ClNa ronda el 5-6%. Considerando esta última cifra, el contenido de sales sería de 1.400.000 t, hasta una profundidad mínima de 50 centímetros.

Esta salina sólo ha tenido algún intento fallido de explotación, (Angelelli *et al.*, 1973), a través del uso de los métodos convencionales de cosecha.

Sulfatera del Hinojo: constituye un grupo de lagunas (Hinojo Chico, Hinojo Grande, Gaviotas, Tunas Grandes, etc.) ubicadas en el partido de Trenque Lauquen a 9 km de la ciudad cabecera del partido homónimo. Estos cuerpos lagunares observan una marcada orientación noreste-suroeste, con cotas fluctuantes entre 80 y 90 m s.n.m., en consonancia con el gran lineamiento de las lagunas del grupo de Las Encadenadas. La sumatoria total de la superficie de estos espejos de agua es de 13.000 ha (Bernasconi y Cangioli, 1988).

La morfología del área es marcadamente llana, donde sólo se destacan algunos médanos que alcanzan una altura

de más de 10 m, con una ligera pendiente regional al suroeste, con bordes levantados al noreste de la cuenca. Las cadenas medanosas delimitan depresiones con drenaje endorreico, donde se desarrollan salitrales que, en épocas de lluvias, conforman espejos de agua. En caso de lluvias intensas y/o aportes superficiales excepcionales, se produce a largo plazo una dilución de las salmueras a explotar.

Los niveles productivos se hallan alojados, entre 8 y 20 m de profundidad, en sectores con sedimentos samíticos de geometría lenticular, que se apoyan sobre sedimentos marinos areno-arcillosos, asignables a la Formación Paraná (Mioceno). Tentativamente se la asigna a la Formación Puelche (Frenguelli, 1950) Estos horizontes se presentan luego cubiertos por formaciones medanosas (Formación estancia La Aurora o equivalentes) y sedimentos arcillo-limosos depositados en las depresiones actuales. Teniendo en cuenta la superficie que ocupan las lagunas, se estima que el área mineralizada es de unas 21.000 hectáreas. Las leyes en SO_4Na_2 de las salmueras de las cuales procede el mineral son de alrededor de un 94-96 % de pureza, con pequeñas cantidades de Cl^-, Ca y Mg.

Las aguas subterráneas salinizadas son de tipo clorurado-sulfatado, con tenores (residuo seco) que en el período 1967-1982 han oscilado entre 370 a 270 g/l (Bernasconi y Cangioli, 1988). Las combinaciones hipotéticas (normativas) indican un total (promedio) de ClNa de 194 g/l y de SO_4Na_2 de 65,832 g/l., con cantidades menores de otras sales cloruradas y sulfatadas.

El rendimiento del depósito, considerando un mes de trabajo en bombeo y cosecha, es de unas 750 t/año, con máximos de 900 t/año (Bernasconi y Cangioli, 1988). En función de que no ha habido una variación sustancial de los contenidos de sulfatos de sodio de las napas subterráneas, la producción puede incrementarse significativamente, estando sujeta su recuperación (cosecha) a las condiciones climáticas.

En estas lagunas se han explotado los sulfatos desde comienzos de la década del 40, siendo varias las firmas que han operado durante ese lapso. Los pedimentos mineros se encuentran sobre la laguna Hinojo Grande, donde se bombea la salmuera subterránea alojada en el acuífero Puelche.

Laguna Epecuén: es un gran cuerpo lagunar que se emplaza en el partido de Adolfo Alsina, oeste de la provincia de Buenos Aires, en las cercanías de poblados de Carhué y Epecuén, el último de los cuales ha sido totalmente anegado durante las grandes crecidas acaecidas en la zona de las encadenadas en la década del 80. La Laguna de Epecuén es un cuerpo alargado en sentido noroeste-sureste con 18 km de longitud y un ancho de 8 km, contando su cuenca con una superficie de unas 10.300 ha (Angelelli, 1973).

La zona de Epecuén se ubica en la parte más deprimida del sistema de lagunas de Las Encadenadas (de orientación noreste-suroeste), el cual exhibe una marcada asimetría en sus labios oriental y occidental. El primero de ellos, de mayores pendientes, presenta afloramientos de la Formación Epecuén, como unidad aflorante más antigua, siguiendo por encima unidades más jóvenes, que podrían agruparse en la denominada Formación Cerro Azul, integradas por unidades fluvio-eólicas, que hacia la parte distal engranan con unidades de abanicos aluviales, al sudeste, en dirección al Sistema de Ventania. En los sectores adyacentes al arroyo Pigué, afluente principal de la cuenca, se encuentran sedimentos fluviales que pueden ser asignados al lujanense. Al norte de la laguna se presenta un amplio sector medanoso, en dos niveles distintos, que podrían ser equiparados a La Formación Ea. La Aurora. Completan el cuadro estratigráfico las unidades que forman el cuerpo lagunar propiamente dicho, con sedimentos lagunares en un nivel rojizo, de un metro de espesor (Cordini, 1967), cubierto por un horizonte de fangos limo-arcillosos oscuros, con contenidos de materia orgánica.

Los componentes minerales de esta sulfatera son similares a los de la laguna de Chasilauquen: acumulación de sulfato de sodio decahidratado en el fondo de la laguna en época invernal, y en los sectores de playa, por simple evaporación del soluto, eflorescencias de tenardita y halita.

Los datos existentes de este depósito corresponden a Cordini (1967), los que se refieren a un contenido de las aguas de 70-60 g/l de sulfato de sodio anhidro, con 217,92 g/l de ClNa y cantidades menores de carbonato de sodio. Al momento de realizarse esta cubicación, el cuerpo lagunar presentaba unos 2 m de profundidad, por lo que se establecieron reservas de 14.120.000 t de SO_4Na_2 y 43.584.000 t de ClNa disueltos. Los mismos autores indican los contenidos de sales en los fangos del fondo del cuerpo lagunar: 12% de SO_4Na_2 en el nivel superior (limo negro, con 50-70 cm de espesor) y 2,2% en la capa inferior (limo rojizo, con un metro de potencia), alcanzando unos 6.000.000 de t con esa ley en primer término y 4.700.000 t en el segundo caso.

Si bien las reservas totales se estima que no han sufrido importantes modificaciones, a raíz de los grandes volúmenes de agua que fueron trasvasados a la laguna Epecuén por el terraplén Rolito (Torrente y Bonorino, 1988), que derivó aguas producto de las precipitaciones extraordinarias del noroeste bonaerense, se produjo un descenso de las sales disueltas, que según datos del año 1987 presentan valores menores a los 20 g/l de sulfato de sodio, por lo cual cualquier intento de explotación del sulfato, por el método de cosecha tradicional o por evaporación y cosecha en piletones no es viable con las actuales concentraciones salinas.

Este cuerpo lagunar salinizado ha venido explotándose con volúmenes relativamente modestos desde la década del 40. Hasta el año 1984, viéndose interrumpida por inundaciones. Debido al carácter netamente endorreico de la cuenca, la recuperación de las condiciones aptas para un eventual reinicio de las actividades opera con lentitud. La producción de las empresas que extraían las sales, oscilaba en alrededor de 5.000 t, con máximos de 14 700 t de sulfatos anhidro, registrado en el año 1970.

	Residuo Sólido	Na^+	K^+	Ca^{++}	Mg^{++}	$CO3^=$	$CO3H^-$	$SO4^=$	Cl^-
S. Hidalgo*	307,19	117,14	s/d	0,90	1,28	0	0,97	7,32	179,96
Colorada G.*	273,50	71,00	1,21	0,44	6,54	0	0,12	16,80	128,80
Salit. Negro*	300,78	124,20	1,71	0,22	11,30	0	0,12	12,96	177,78
Anzoátegui*	306,00	98,90	2,38	0,38	13,13	0	0,30	17,00	181,50
Chasilauquen*	269,60	95,20	1,50	0,20	3,89	0	0,40	34,40	131,31
S. Chicas*	340,00	108,34	1,11	0,50	2,80	0	0,21	13,02	174,00
S. Cagliero*	330,00	113,83	2,66	1,46	8,17	0	0,22	10,70	178,40
S. Ingles*	320,00	100,82	3,24	0,70	6,61	0	0,18	11,28	150,19
Colorada G.**	8,60	2,11	0,09	0,72	0,05	0	0,17	1,87	1,02
Salit. Negro**	5,50	1,08	0,06	0,06	0,15	0	0,12	1,03	1,44
Anzoátegui**	6,44	1,80	0,07	0,52	0,05	0	0,15	2,17	1,73
Chasilauquen**	2,10	0,60	0,04	0,10	0,04	0	0,30	0,70	0,44
S. Chicas**	6,50	1,99	0,03	0,30	0,06	0	0,27	1,90	1,50

Tabla 3. Datos de análisis químicos de salmueras* y aguas subterráneas** de las salinas y sulfateras de la región pampeana. Todos los valores están expresados en gramos por litro. Datos provenientes de Cordini (1967), Del Blanco y Schalamuk (1993), Romero y Schalamuk (1998), Guido *et al.* (1998) y datos de los autores.

Laguna Chasilauquen: se sitúa en el partido de Adolfo Alsina, 20 km al sur de la localidad de Rivera. Se emplaza en un bajo dentro de una llanura suavemente ondulada, donde alternan lomadas, coronadas con conspicuos niveles de tosca y depresiones. Abarca una superficie aproximada de alrededor de los 17 kilómetros cuadrados. La cota de la laguna es de 100 m s.n.m., con pendientes suaves en el este y más abruptas al oeste, donde se disponen barrancas que alcanzan los 10 m de altura. La profundidad del cuerpo de agua no supera los 1,5 m, teniendo agua en forma permanente o casi permanente, como acontece en todas las lagunas de la provincia de Buenos Aires que se encuentran por encima de la isohieta de 500 mm/año (Bernasconi y Cangioli, 1978).

La laguna se ubica en el sector más bajo de un sistema endorreico, donde todo el excedente hídrico se acumula. El cuerpo de la laguna presenta sólo pequeños cursos superficiales, de tipo permanente a semipermanente, de carácter efluente. La alimentación de sales a esta laguna proviene tanto de los cursos superficiales, de carácter netamente efluente, como de las aguas subterráneas.

El sector que incluye a sedimentos pampeanos, de edad Pliocena temprana hasta Pleistocena alta. El resto de las unidades del área corresponden al Pleistoceno-Reciente, de distribución areal muy restringida y vinculadas principalmente a procesos fluviales. En esta zona aparece la Formación Epecuén, que contienen restos de mamíferos fósiles asignables a la edad mamífero Huayqueriense: *Elassotherium sp.* (Bond, 1996, en Guido *et al.*, 1998). Esta unidad posee elevada compactación, con niveles de carbonato de calcio de aspecto estratiforme o irregular, con potencias desde pocos centímetros a 3 metros. Completan el cuadro estratigráfico depósitos de arenas eólicas equivalentes a la Formación Ea. La Aurora y depósitos fluviales modernos.

Los sectores marginales del cuerpo lagunar, están constituidos por dos tipos de materiales: el más superficial, situado inmediatamente por debajo de la capa de sal, es un material limo-arcilloso negro, con abundante contenido de materia orgánica, y espesores entre 1-2 y 10 centímetros. La capa subyacente está constituida por material limoso, de coloración castaño rojiza (Guido *et al.*, 1998).

El espesor de la capa de sal es variable, según la época del año y la hora del día. En época invernal se suele formar una capa de sulfato de sodio de hasta 4 cm en el sector norte de la laguna, siendo mucho menor al sur. La cristalización de las sales se ve favorecida en los sectores de la laguna de aguas con escasa agitación y donde las partículas sólidas aportadas por los vientos sirven como gérmenes de cristalización.

La costra salina está compuesta básicamente por cristales traslúcidos de mirabilita, muy frágiles, de hábito prismático largo, a veces como eflorescencias en los sectores de playa, los que se solubilizan rápidamente con el aumento de la temperatura. El otro sulfato de sodio, la tenardita, fue observado solamente como una delgada y discontinua capa de algunos milímetros sobre la playa distal. En época estival, aparecen en la costra salina cristales de halita, a modo de rosetas de pocos centímetros, o bien como eflorescencias.

	Salinas Chicas	Anzoátegui	Salitral Negro	Colorada Grande	S. del Inglés
$\delta^{18}O$ salmuera	1,6-3,4‰	1,4-2,6‰	4,4-5,4‰	1,0‰	-
$\delta^{18}O$ subterr. freática	- (4,3-7,3) ‰	- (5,8-7,9)‰	-	-5,3‰	-
$\delta^{18}O$ subterr. prof.	-10,5‰	-	- (10,4-12,5)‰	-	-
δD salmuera	-15‰	- 39‰	-	-	-
δD subterránea	- (56-39) ‰	- 64‰	-	-	-
$^{87}Sr/^{86}Sr$ salmuera	0,70738	-	-	-	0,70864
$^{87}Sr/^{86}Sr$ fango/yeso	0,70702/04	-	-	-	0,70862

Tabla 4. Datos de análisis de isótopos estables de algunos de los cuerpos salinos de la región pampeana. Recopilados de Del Blanco y Schalamuk (1993), Romero y Schalamuk (1998) y datos de los autores.

El residuo sólido en las aguas subterráneas está comprendido entre 0,6 a 5 g/l; la composición química global de las mismas es clorurada-sulfatada a bicarbonatada sódica. Entre los cationes predomina el sodio (59 a 91%), con cantidades a veces importantes de Mg^{++} (6 a 31%) y bajas proporciones de Ca^{+} y K^{+}. Las composiciones aniónicas muestran diferencias notorias, 4,5 a 70% de HCO_3^-, 5 a 59% de Cl^- y 12 a 55% de $SO_4^=$.(Guido *et al.*, 1998). Los valores de pH de las aguas madres son homogéneos, con valores comprendidos entre 8,32 y 8,41; siendo la elevada alcalinidad de las aguas una característica conspicua de los cuerpos salinos productores de sulfatos. Se puede catalogar a las aguas madres como cloruradas sódicas.

Desde 1940 viene explotándose en forma intermitente como sulfatera mediante cosecha de la costra superficial de sulfatos depositados en la temporada invernal. Las firmas que han venido explotando este depósito son dos: la firma Pagrún S.A. y Daniel Guerstein, siempre con pertenencias e instalaciones emplazadas en el sector norte, el único apto para la explotación. Los volúmenes de extracción, si bien modestos, han ido en aumento en los últimos años. En la actualidad, sólo opera en la sulfatera la firma Pagrun SA, que trata el mineral en la cercana localidad de Guatraché, La Pampa. La producción es de 5.000 a 6.000 t/año.

Laguna Guatraché está ubicada 10 km al sur de la localidad de Guatraché, en el sector oriental de la provincia de La Pampa, muy cerca del límite con la provincia de Buenos Aires. Presenta forma lenticular alargada, con 12 km de longitud (noreste-suroeste) y 1 km de ancho, rodeada por barrancas de 8-10 m, hasta un máximo de 25 metros. Estas barrancas están labradas en sedimentos loéssicos, de edad no establecida, pero que, por similitud, serían equivalentes a la Formación Epecuén, e inclusive sus términos inferiores podrían alcanzar hasta la Formación Chasicó.

La depresión permanece cubierta por una salmuera, en forma permanente, y buena parte del piso es fangoso (blando), sin que se forme una cubierta permanente de sales, precipitando sólo el sulfato de sodio decahidratado (mirabilita). En ciertos sectores el espesor de fango llega a 2,5 m, derivado de la meteorización de las unidades terciarias que conforman las barrancas que rodean a las salinas.

Mineralógicamente, este cuerpo salino es muy similar a otras sulfateras del área, donde dominan la mirabilita, como precipitado primario en el fondo de la laguna cuando las condiciones climáticas lo permiten, precipitando tenardita (sulfato de sodio anhidro) y halita, por lo general a modo de eflorescencias, en época estival. Análisis aportados por Angelelli *et al.* (1976) de aguas madres indican un contenido de SO_4Na_2 de 51,4 g/l y de 146,9 g/l para ClNa. La fuente principal de aporte de sales son las aguas subterráneas, de carácter sulfatado, que sumado al aporte de aguas superficiales a una cuenca endorreica, por evaporación determina la presencia de sulfato de sodio precipitado en época invernal.

Resultados analíticos realizados por Sabio (1974, en Angelelli *et al.*, 1976) indican los siguientes valores: SO_4Na_2 8,14 g/l; ClNa 105,12 g/l. Es de destacar el alto contenido de SO_4Na_2 en el piso de la laguna al momento del muestreo (10,2%) así como en los sedimentos de playa, de casi 3 g/l, contenido que, una vez que la sal es cosechada y emparvada, llega a 68,48%. Se comercializa con un contenido de 99,11% de pureza en sulfato de sodio. La producción es del orden de las 1.000 t por año.

Mineralogía y geoquímica

La composición mineralógica de los cuerpos salinos de esta región no varía sustancialmente. Las salinas presentan un contenido casi exclusivo de halita en los niveles superiores del depósito evaporítico, presentándose intercalaciones de yeso y/o material clástico en los horizontes salinos más profundos, que constituyen la reserva permanente. Otras sales, en particular los sulfatos (glauberita y, más raramente, astracanita) han sido reconocidos en algunas de

las salinas, en la playa proximal o bien por debajo de la reserva permanente de sales. Yeso, glauberita y astracanita posiblemente representen los precipitados iniciales en la evolución de estos cuerpos evaporíticos. En algunos casos se ha identificado la presencia de pequeñas eflorescencias de tenardita.

La composición de las salmueras, que se señala en la tabla 3, es bastante homogénea para todos los cuerpos salinos estudiados, evidenciándose un marcado carácter clorurado sódico de las mismas. Contenidos importantes de Mg se pueden identificar en el Salitral Negro y en la Salina de Anzoátegui. En el primer caso, suelen estar relacionados a los aportes de las aguas subterráneas, y han dado lugar a la formación de astracanita, en lugar de los más extendidos yeso y glauberita. Los contenidos de Ca en las aguas subterráneas, comparativamente elevados respecto a los otros cationes presentes, son eliminados de las salmueras por la formación de yeso, principalmente. Para las sulfateras se evidencia un carácter clorurado sulfatado sódico de las aguas, con una mayor pobreza en Ca, que lleva a una mineralogía resultante carente de sales de este catión (en particular, yeso).

MODELO GENÉTICO

Todas las concentraciones salinas se encuentran ubicadas en el centro de depresiones de drenaje endorreico con cursos superficiales temporarios de muy poco desarrollo. La ausencia de una red de drenaje integrada, sumada a las condiciones climáticas del área, ha determinado la formación de estos cuerpos evaporíticos, con un balance hídrico negativo. La conjunción de factores climáticos, geológicos y geomórficos ha determinado que algunos cuerpos evolucionen como salinas, otros como salitrales, sulfateras y lagunas saladas. Algunas de las cuencas que evolucionaron como salinas se encuentran a cotas negativas, por debajo del nivel del mar.

El aporte de sales para la conformación de estos depósitos ha sido tema de controversia. Algunos investigadores han señalado la posible existencia de una ingresión marina (Querandina?) que ha dado lugar a la acumulación de residuos salinos por evaporación del solvente, en condiciones climáticas áridas. Salvo para el caso de la Salina del Inglés, donde se ha comprobado que dicha ingresión marina ha tenido lugar, la génesis esbozada no presenta argumentos sólidos. El aporte salino estaría dado por la afluencia de aguas subterráneas mineralizadas, cuya composición y contenido cuali y cuantitativo de sales varía gradualmente en función del camino recorrido y de la composición mineralógica de los sedimentos que atraviesan.

Los tenores salinos del agua subterránea varían desde menos de 2 g/l (Laguna Chasilauquen) hasta 8-10 g/l (Salina de Anzoátegui, Salitral Negro, Salinas Chicas). La relación $Cl^{=}/SO4^{=}$ (eq) es más elevada en los surgentes más cercanos a la depresión, mientras que, tanto esta relación como la salinidad, disminuyen a medida que nos alejamos del cuerpo evaporítico. Las aguas que alimentan a las lagunas deben su carácter sulfatado-clorurado sódico a la composición mineralógica de los sedimentos pampeanos que atraviesan durante su recorrido. Tales depósitos están compuestos por plagioclasas intermedias-básicas, litoclastos de volcanitas, cuarzo, vidrio volcánico y arcillas de gran capacidad de intercambio catiónico (Teruggi, 1982), de allí es que el catión principal sea el Na^{+} y los aniones el Cl^{-} y el $SO_4^{=}$.

La presencia de sales de calcio en las salinas (principalmente yeso y glauberita, en forma subordinada), tanto en los sectores de playa proximal como inmersos en los sedimentos clásticos del fondo de la cuenca evaporítica, puede atribuirse a su diferente solubilidad y a concentraciones mayores de Ca (y eventualmente Mg) en las fuentes de aporte de algunas salinas, al ser el calcio eliminado del sistema, no se encuentra sujeto a los procesos de depositación y redisolución periódica.

Las determinaciones de isótopos estables (δD) efectuadas sobre salmueras y fuentes de aporte superficiales y subterráneas en Salinas Chicas y Anzoátegui, sugiere que las salmueras son producto del aporte tanto del agua de precipitación, cómo del agua subterránea. Se observan en la tabla 4. Valores altamente negativos de los isótopos estarían indicando sucesivos procesos de evaporación (Angelucci, *et al.*, 1996).

Las relaciones de $\delta 18O$ (Salitral Negro, Anzoátegui, Salinas Chicas, Colorada Grande) de las salmueras arroja valores de +4,4 a +5,4,‰, mientras que las de las aguas subterráneas de las napas más profundas (tomadas de pozos de unos 100 m de profundidad) presentan guarismos comprendidos entre -10,4 y -12,5 ‰. Las aguas subterráneas de profundidad menor varían entre –5 a -8‰. La variación entre las aguas subterráneas está dada por su distinta área de recarga, mientras que las diferencias respecto a las salmueras se deben a un fraccionamiento isotópico por procesos de evaporación, que tiende a aumentar la concentración del isótopo pesado en el líquido residual a través de sucesivos procesos de evaporación.

Por último, cabe indicar que las relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ efectuadas sobre muestras de salmueras y fangos salinizados (Salinas Chicas y Salina del Inglés) y yeso de la primera de ellas, arrojaron guarismos menores al agua de mar actual para Salinas Chicas, apoyando de tal modo la hipótesis de fuentes de aporte netamente continentales, mientras que para la segunda, las relaciones son muy próximas al standard SMOW (Craig, 1961). En esta última, además, se registran importantes contenidos de Br en los fangos, hecho que sumado a rasgos geomorfológicos (canal de mareas inactivo) y geológicos (diseño asimétrico de precipitación de sales, fósiles de braquiópodos de ambiente eurihalino) indicarían una génesis derivada a partir de un antiguo brazo de mar en relación a la ingresión querandina.

Con la excepción de este último cuerpo salino, puede asignarse al resto de las concentraciones evaporíticas una génesis ligada a aportes continentales de sales, evolucionando algunos de ellos como salitrales (bajos salinizados), otros como sulfateras o lagos salados, y el resto como evaporitas continentales tipo salt-pan (Lowenstein y Hardie,

1985) sujetos a sucesivos períodos de inundación, desecación y precipitación de sales.

BIBLIOGRAFÍA

Angelelli, V., 1973. Recursos minerales y rocas de aplicación de la provincia de Buenos Aires. *LEMIT Anales,* 2. La Plata.

Angelelli, V., I. Schalamuk y A. Arrospide, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales 17.* Buenos Aires.

Angelucci, A., M. Barbieri, A. Brodtkorb, S. Cicacci, G. Civitelli, R. de Barrio, M. Di Filippo, P. Fredi, I. Friedman, S. Lombardi, I. Schalamuk y B. Toro, 1996. Morphology, Geology and geochemistry of the Salar del Gran bajo del Gualicho (Río Negro, Argentina). *Geologica Romana,* 32: 109-139.

Bernasconi, O. y G. Cangioli, 1978. Los depósitos saliníferos de las provincias de Buenos Aires y La Pampa y su implicar como actividad industrial. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 1: 59-69. Neuquén.

Bernasconi, O. y G. Cangioli, 1988. Factibilidad geoeconómica de los depósitos de salmuera de la laguna El Hinojo,- oeste de la provincia de Buenos Aires. *3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 2:176-191.

Cangioli, G., 1971. Manifestaciones saliníferas de la provincia de La Pampa (Salitral Negro, Salitral Colorado). *1º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas,* 1: 205-212.

C.F.I., 1980. Aprovechamiento minero de la provincia de La Pampa, vol 4. Antecedentes para la evaluación de salinas y salmueras. Evaluación de recursos mineros. Anteproyecto de recursos de magnesio. Informe final. Buenos Aires.

Cordini, R.,1950. Contribución al conocimiento de los cuerpos salinos de la Argentina. *DGIM, Anales*, 3, 98. Buenos Aires.

Cordini, R., 1967. Reservas Salinas de Argentina. *Secretaría de Estado de Energía y Minería, Anales,* 13, 106 páginas.

Craig, H., 1961. Standard for reporting concentration of Deuterium and Oxigen –18 in natural waters. *Science*, 133: 1833-1834.

De Ferrariis, J., 1966. Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con la Nordpatagónica. *CIC, Anales,* 7: 85-166.

Del Blanco, M. y I. Schalamuk, 1992. Características geoquímicas y económicas de las salinas del sudoeste de la provincia de Buenos Aires. *4º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, Actas:* 293-304. Córdoba.

Del Blanco, M. y I. Schalamuk, 1993. Contribución al conocimiento de los cuerpos salinos del partido de Patagones, prov. de Buenos Aires. Situación Ambiental de la provincia de Buenos Aires. Recursos y rasgos naturales en la evaluación ambiental. *CIC,* 3 (23), 35 pág.

Franchi, M., 1977. Informe final de las hojas geológicas 39m, 40m y 39n, provincia de Buenos Aires y Río Negro. *Servicio Geológico Nacional,* inédito. Buenos Aires.

Fidalgo F., J. H. Laza, N. Porro y E. P. Tonni., 1978: Algunas características de la Formación A. Chasicó y sus relaciones geológicas. *7º Congreso Geológico Argentino,* 1: 213- 225.

Fidalgo, F. y J. Riggi, 1965. Los rodados patagónicos en la meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 20 (3): 273-325.

Fidalgo, F. y J. Riggi, 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 25 (4): 430-443.

Fidalgo F., E. Tonni, N. Porro y J. H. Laza, 1987: Geología de la Laguna Chasicó (P. de Villarino, Bs. As.) y aspectos bioestratigráficos relacionados. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (3-4): 407-416.

Frenguelli, M., 1950. Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. *LEMIT,* serie 2, 33. La Plata.

Grossi, B., 1951. Informe acerca de los depósitos de sal de salina Las Piedras y salina del Inglés, *BIRA,* 19, inédito. Buenos Aires.

Guido, D., R. de Barrio, M. Del Blanco y M. Tessone, 1998. Geología y Geoquímica de la sulfatera Chasilauquén, partido de Adolfo Alsina, Provincia de Buenos Aires. *5º Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas,* 1: 217-224. Mar del Plata.

Kaaskieter, J., 1965. Geología de la cuenca del Colorado. *2º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas,* 3: 251-269.

Kostadinoff, J y G. Font, 1984. La cuenca del Colorado en el litoral sur de la provincia de Buenos Aires. *9º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 7-26.

Linares, E., E. Llambías y C. Latorre, 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 35 (1): 87-146.

Lowenstein, T. y L. Hardie, 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, 32 (5): 627-644.

Ortí Cabo, F. B., 1988. Introducción a las formaciones evaporíticas de origen marino. *Universidad Nacional de Salta, curso de posgrado,* 90 pág.

Pascual, R., E. Ortega Hinojosa, D. Gondar y E. Tonni, 1965. Las edades del cenozoico Mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *CIC, Anales:* 165-193.

Pascual y Rivas, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos asociados. *Ameghiniana*, 7 (3-4): 372-412.

Romero, S. e I. Schalamuk, 1992. Estudio geoquímico y económico de Salinas Chicas, partido de Villarino, provincia de Buenos Aires. *4º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas:* 305-316. Córdoba.

Romero, S e I. Schalamuk, 1998. Geología del cuerpo evaporítico de salinas Chicas, partido de Villarino, provincia de Buenos Aires. Situación Ambiental de la provincia de Buenos Aires. A. Recursos y rasgos naturales en la evaluación ambiental. *CIC,* 7 (31). Buenos Aires.

Salso, M., 1966. La Cuenca de Macachín, provincia de La Pampa. Nota preliminar. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 21 (2): 107-117.

San Cristóbal, J,. 1984.Las grietas y espejos de fricción en relación al fallamiento en La Pampa. *1º Reunión de Microtectónica, Actas:* 46-48. Buenos Aires.

Schabitz, F. y H. Liebricht, 1996. Landscape and climate development in the south eastern part of the Ärid Diagonal during the last 13,000 years. *Bamberger Geographische Schriften*.

Sellés Martínez, J., 1987. La lineación Utracán-Vallimanca, provincias de La Pampa y Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (1-2): 213-217.

Teruggi, M., 1982. Diccionario Sedimentológico. Vol. 1. Rocas epiclásticas y piroclásticas. *Ed. Librart.* 1-104.

Terraza, J., C. Cruz y J. Sbrocco, 1981. Geología de los valles de Utracán, Quehué y Chapalcó, provincia de La Pampa. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas,* 3: 183-192. Neuquén.

Torrente, R. H. y A. G. Bonorino, 1988. Funcionamiento Hidrológico de la Laguna Epecuén, Provincia de Buenos Aires. *2º Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas,* 579-588. Bahía Blanca.

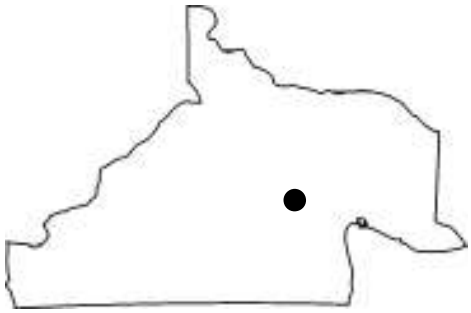
Trebino, G., 1987. Geomorfología y evolución de la costa en los alrededores del pueblos de San Blás, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista,* 42 (1-2): 9-22.

Wichmann, R., 1918. Estudios geológicos e hidrogeológicos de la región comprendida entre la boca del Río Negro, San Antonio Oeste y Choele Choel. *Dirección General de Minas, Anales,* 13, (3). Buenos Aires.

Yrigoyen, 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. *6º Congreso Geológico Argentino, Relatorio:* 139-168.

Zambrano, J., 1972. Comarca de la cuenca Cretácica del Colorado. *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias,* 2: 1033-1070. Córdoba.

Brodtkorb, A., 1999. La salina El Gualicho, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1963-1970, Buenos Aires.



LA SALINA EL GUALICHO, RÍO NEGRO

Alejo Brodtkorb[1]

INTRODUCCIÓN

Ubicación

La salina El Gualicho se localiza en la provincia de Río Negro, a 65°13' de longitud O y 40°23'de latitud S, y a 53 km de San Antonio Oeste. Esta localidad se encuentra sobre la costa atlántica, en el extremo noroeste del golfo de San Matías, en la margen oeste del pequeño golfo de San Antonio. Se comunica mediante rutas asfaltadas con la red caminera nacional y estuvo unida por una línea ferroviaria de trocha ancha, con la red ferrocarrilera del pais. Vía marítima lo hace a traves del puerto de San Antonio Este, el que por razones de calado, se encuentra en la margen este del mencionado pequeño golfo.

La zona no cuenta con agua potable, siendo abastecida mediante un canal desde el Río Negro a la altura de Choele-Choel.

El acceso a la salina desde San Antonio Oeste se efectúa por la ruta provincial asfaltada 304; a unos 38 km hacia el oeste nace un camino enripiado que bordea la salina por el sur, y siguiendo por éste unos 15 km se llega a los lugares de emparvado y acopio de sal.

Leyes, reservas y producción

Con las medidas del cuerpo salino definidas en una exploración que luego se detallará y teniendo en consideración los volúmenes del cuerpo salino determinados por 18 pozos profundos y 36 cortos, analizados químicamente, se calcularon las siguientes leyes y reservas para la totalidad de la salina El Gualicho (tabla 1).

En la tabla 2 se consigna las producciones de los años 1981/90 en miles de toneladas (sp= sin producción).

Para la capa temporaria o capa anual de cosecha se estimó un espesor medio de 7 cm y una densidad de 1,7 kg/cm^3, mientras que para la capa permanente se calculó un volumen de 332.500.000 m^3 y una densidad media de 1,9 kg/cm^3. En función de estos valores se definieron los volumenes y reservas que se consignan en la tabla 3.

Sistema de explotación

La explotación de sal en la salina El Gualicho es la tradicional de nuestro medio, el de cosechar anualmente la capa de ese año. Lo practican 3 empresas, las que emparvan la sal dejándola estacionada algunos años, constituyendo verdaderos stocks; de esta manera algunos años solamente se vende sal y no se cosecha.

Sales	Leyes %	Reservas t
NaCl	74,57	434.610.000
Na_2SO_4	2,86	16.670.000
$CaSO_4$	6,04	35.200.000
$MgCl_2$	0,51	2.970.000
Insoluble	16,02	93.360.000
dif. redondeo		9.300
Total		582.819.300

Tabla 1. Leyes y reservas.

[1] *Geólogo Consultor.*

Empresa	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
Saladar S.A	22	sp	33	sp	323	sp	112	201	sp	3
Quillenco S.A			25	10	174	1	100	38	sp	
Totales	22	-	58	10	497	1	212	239	-	3

Tabla 2. Producciones de los años 1981/1990 en miles de toneladas.

	Superficie operable de la salina en km²	Espesor m	Volumen m³	Densidad kg/dm³	Reservas de sales en t
Capa temporaria	133	0,07	9.310.000	1,7	15.827.000
Capa permanente			332.500.000	1,9	631.750.000
Subtotal					647.577.000
10% descuento					64.757.700
Total de Reservas					582.819.300

Tabla 3. Volúmenes y reservas.

El sistema de cosechas consiste en "cortar" la capa anual de sal blanda y esponjosa, cuyo espesor varía según el espesor de la salmuera de inundación anual; aquí normalmente varía entre 1 y 4 centímetros. Dicho corte se realiza con algunos milímetros de salmuera de inundación remanente enriquecida en magnesio, con lo que se reduce su incorporación a la sal cosechada. Esta se transporte en camiones a la costa de la salina donde se la emparva, como stock y para que mediante el lavado de las lluvias las purifique de sales más solubles como las de magnesio.

La sal emparvada antes de ser cargada a camiones es mojada con aspersores de agua algo salobre, para ablandar la sal compactada en las parvas y al mismo tiempo lixiviar parte del contenido de sales de magnesio remanentes.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

Sgrosso en 1933 comenta sobre la existencia de una rudimentaria explotación y en 1948 Gherardi hizo cálculos estimativos para su explotación. Posteriormente Cordini realiza apreciaciones más detalladas sobre las posibilidades económicas de la salina en un informe inédito. Este informe junto con varios otros del mismo autor fueron publicados en homenaje póstumo al autor en 1967 por la Secretaria de Energia y Mineria con el titulo: "Reservas salinas de Argentina". En esta recopilación se omitió consignar las fechas reales de cada uno de los informes, que datan de tiempos muy anteriores. Este desfasaje de fechas dio motivo a confusiones especialmente en cuanto a las dimensiones, reservas, leyes de los cuerpos salinos etc. por cuanto algunas salinas fueron exploradas posteriormente a esos informes inéditos de Cordini y anteriormente a la fecha de la mencionada publicación, como es el caso de "Los depositos salinos del Bajo El Gualicho y de la Península de Valdés", publicado por Ré y Brodtkorb (1960) y del informe inédito "El depósito salino El Gualicho" (Ré, 1961).

La primer exploración data de 1958 y comprendió un relevamiento topográfico que permitió definir la forma de la salina, lo que significa delimitar los bordes o límites de la parte central donde el espesor de la sal permite soportar el peso de equipos pesados para cosecharla, además de la disposición de los salitrales fangosos periféricos, la localización de las islas, de los ojos de agua y el terreno firme (figura l).

A continuación se mencionan las superficies correspondientes a:

Drenaje centrípeto: 2.700 km²
Base de la cuenca: 285 "
Cuerpo salino: 157,5 "
Cuerpo salino operable con equipos pesados: 133,0
Salitrales y fangos: 24,5 "
Islas: 0,5 "

El laboreo de exploración de 1958 comenzó con perforaciones a diamantina, pero el equipo disponible no permitió una aceptable recuperación de testigos, por lo cual se optó por la excavación de piques / pozos de 1 x 1,5 m utilizando herramientas simples y debajo de los 3 m de profundidad, por la dureza de las capas de sal , martillos neumáticos. La afluencia de la salmuera en los pozos se contrarrestaba con bombas, pero en 6 pozos esta afluencia superaba la

capacidad del bombeo, impidiendo la continuación de los mismos hasta la base del cuerpo salino, quedando sin cubicar esos sectores inferiores de la salina.

Cada pozo fue muestreado mediante canaletas verticales, donde se ve la caracteristica sucesión de capas de sal de color blanquecino con intercalaciones oscuras de limo, cenizas volcánicas y fangos en estado de descomposición; estas últimas fluían por las paredes de la canaleta hacia abajo cubriendo parcialmente las capas de sal que aparecen con aparentes reducciones de sus espesores.

Por último cabe consignar las investigaciones conjuntas realizadas en el area de El Gualicho en 1989 por profesionales de La Universidad de " La Sapienza" de Roma, Italia, de la Universidad Nacional de La Plata y de la Secretaría de Minería de la Nación. En ellas se realizaron 21 pozos y se estudiaron su mineralogía y texturas minerales, la composición química e isotópica (Lombardi *et al.*,1994 y Angelucci *et al.*, 1996).

Propietarios

La mina "Libertador General San Martín" que fuera de la firma Saladar S.A., que se ubica en el sector austral de la salina y abarca unos 50 km^2 , fue transferida en 1987 a la empresa INDUPA.

Al este de esa mina se localizan numerosas pertenencias de la firma Quillenco SA que abarcan unos 8 kilómetros cuadrados. Estas dos concesiones principales estaban rodeadas por ALPAT (Alcalis de la Patagonia SA) para el proyecto industrial de soda Solvey. Además existe una reserva provincial que se licita para cosechas de sal transitorias.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las primeras noticias que se tienen de la geología del Gran Bajo del Gualicho se remontan al año 1919 cuando fue recorrido por Wichmann. En la región se cuenta con dos hojas geológicas: 38i, Gran Bajo del Gualicho (Sepúlveda, 1977) y 38j , Salinas del Gualicho (Lizuaín, 1983).

El origen de estas depresiones, como lo postula Nuñez *et al*. (1975), está influenciado por los sistemas principales de fracturación de la region: este-oeste, noroeste-sureste y nornoroeste-sursureste, que determinaron movimientos subverticales de bloques del basamento, y la exhumación ulterior de la cubierta sedimentaria a la acción eólica.

Ramos y Cortés (1984) señalan que el Gran Bajo del Gualicho representa un pilar secundario o escalón posiblemente relacionado con la fracturación noroeste-sureste paralelas al límite del macizo Norpatagónico. Estas fallas presentan un sistema conjugado de fracturas de rumbo nornoroeste-sursureste. Manifiestan que actualmente existe una inversión de relieve dado que el fondo del bajo presenta remanentes de rocas metamórficas del basamento, Formación El Jaguelito, con una cobertura ignimbrítica la Formación Marifíl de edad jurásica, caraterizando un elemento positivo. Constituye un estribo austral de la cuenca dispuesto en forma adyacente a la gran fractura de las salinas Trapalcó-Laguna Curicó. Esta falla limita el márgen del macizo con el área subsidente correspondiente al aulacógeno del Colorado.

Schillizzi *et al.* (1986) basados en mediciones gravimétricas confirman que el borde sur de la salina El Gualicho se caracteriza por ser un pilar estructural que separa las dos cuencas, una hacia el norte de posicion de la salina y la otra, hacia el sur ubicada en la bahía de San Antonio, donde habría otro pilar algo más bajo que el de Piedras Coloradas. El pilar de la salina El Gualicho es confirmado en un trabajo gravimétrico más puntual realizado en la misma salina El Gualicho, por Di Filippo y Toro (1994).

Integrando esas informaciones es posible esbozar la siguiente explicación para el orígen de estos bajos: algunos pilares y fosas del relieve del basamento carbónico-pérmico fueron cubiertas por la Formación Marifíl, conformando un relieve jurásico de fosas y pilares, sobre el que se depositaron las sedimentitas marinas de las formaciones Arroyo Barbudo (= Formación Roca) y Gran Bajo del Gualicho (= Formación Patagonia), y la Formación Río Negro de ambiente continental. Estas tres formaciones sufrieron erosiones y compactaciones diferenciales en función a sus litologías y espesores, de modo que el relieve jurásico de fosas y pilares continuó reflejándose en los sucesivos relieves de un modo amortiguado, dando lugar a un supuesto relieve con suaves lomadas y bajos , que finalmente fue cubierto por los Rodados Patagónicos, quedando poco cubiertos o sin cubrir las lomadas de mayor altura.

Siguiendo a Ramos y Cortés (1984) se propone que los Rodados Patagónicos de edad plio-pleistocena y de orígen fluvio-glacial fluyeron buscando las pendientes y los relieves bajos, ejercieron la función de "cascos protectores" a la accion eólica. Donde estos Rodados Patagónicos no se depositaron por la existencia de lomadas o relieves positivos, la accion eólica exhumó los sedimentos en general finos hasta alcanzar tanto en la salina El Gualicho como en San Antonio-Piedras Coloradas, el antiguo relieve jurásico.

En el mapa geomorfológico (figura 1) se observa el *plateau* patagónico, una penillanura con suaves ondulaciones, en el que se desarrollo un drenaje no integrado compuesto por numerosas lagunitas a las que fluyen cortos colectores y otro paleodrenaje integrado, actualmente cursos de agua secos, que corrían en terrenos de la Formación Río Negro y que desaparecen contra la segunda terraza del actual Río Negro. En el valle de dicho río se distinguen sus meandros y las terrazas que conforman los suelos más fértiles de la region.

Asimismo se distingue el cordón litoral que bordea el ambiente estuarino de la paleocubeta de San Antonio Oeste formado en el Holoceno, que interrumpió el drenaje preexistente al oeste y noreste de esa localidad.

La cubierta sedimentaria cuaternaria enmascara una buena parte de los elementos estructurales, obligando a inferirlos. La interpretacion de imágenes ERTS (Brodtkorb, 1978) permiten definir dos importantes depresiones en la zona (figura 1): una, la del Gran Bajo del Gualicho, actual-

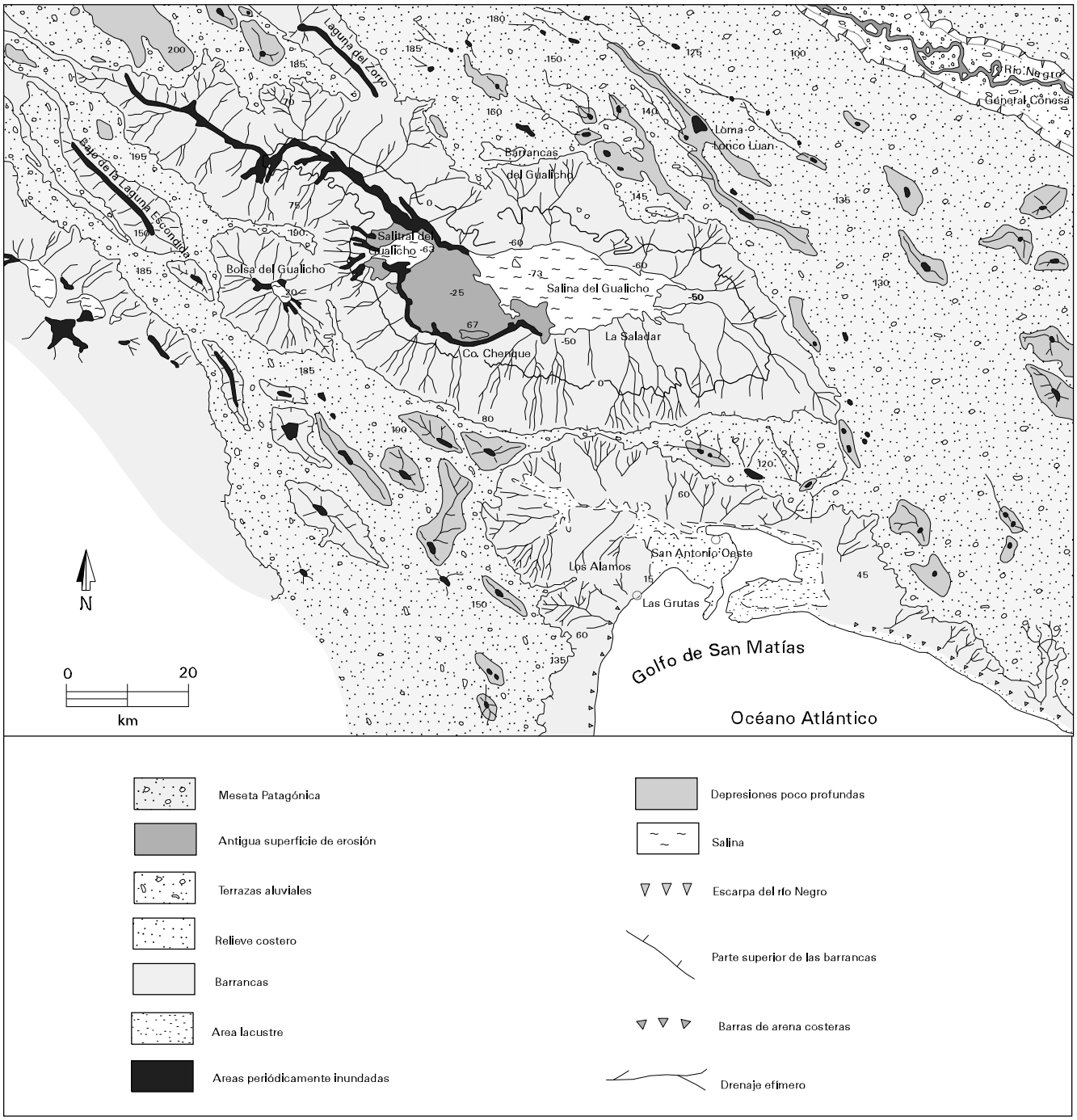


Figura 1. Mapa geomorfológico de la salina.

mente una cuenca endorreica, y la segunda, la de San Antonio Oeste situada inmediatamente al sur y separada de la primera por un afloramiento filiforme de sedimentos subhorizontales del Terciario superior. Se trata de una ex-cuenca endorreica invadida por el mar, en la cual se establece un drenaje integrado.

Estas apreciaciones indicarían que las dos depresiones serían pre-holocenas, por lo que cabe asignarles una edad pleistocena superior (aproximadamente 1 Ma).

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

LITOLOGÍA, MORFOLOGÍA, ESTRUCTURA

La región se caracteriza por un clima árido, de escasas precipitaciones, alta evaporación y temperaturas, y una vegetación esteparia.

Las precipitaciones medias oscilan entre 200 y 250 mm anuales. Existen años más y menos secos, como así

meses sin lluvias, aunque el promedio de días de lluvia es de 5 a 8 en el invierno, inundando la salina. Entre noviembre y mayo llueve 2 a 3 días al mes.

Las temperaturas medias en el invierno fluctuan alrededor de los 8° C y en el verano en 35°C. La evaporación alcanza los 1.700-2.000 mm anuales o sea 9-10 veces superior al volumen de las precipitaciones. En el verano debido a las pocas precipitaciones y a la acción combinada de las altas temperaturas y los cálidos y secos vientos del norte, la evaporación se intensifica evaporándose la salmuera de inundación, secando la salina.

La base de la depresión en la que se encuentra la Salina El Gualicho se halla a 78 m bajo el nivel del mar, está rellenada por un material fangoso, limoso de color negro verdoso, en el cual el cuerpo salino flota. Las aguas que fluyen al Gran Bajo del Gualicho son superficiales y freáticas. Las primeras lo hacen por el efímero drenaje endorreico, de corta duración que depende de las lluvias. Las aguas freáticas con alto contenido salino, no aptas para el consumo humano, lo hacen subterráneamente filtrando por los sedimentos permeables que circundan la salina. Consecuentemente debajo del cuerpo de sal encontramos ese material fangoso. Visto en planta el cuerpo de sal, el material fangoso forma un anillo de anchos variables que circunda y se interpone entre el cuerpo salino y el terreno firme que bordea la depresión.

Para acceder al cuerpo salino desde el terreno firme es necesario sortear dicho fango interpuesto mediante la construcción de un terraplén que se localiza en el borde sur. Allí la fangosa playa es angosta debido a los vientos calientes del norte (aunque menos frecuentes que los del noroeste, sureste y oeste) los que más inciden en el verano en la evaporación de la salmuera de inundación y en la precipitación de las sales que contiene, y empujan la salmuera hacia el borde sur de la salina, produciéndose alli una mayor precipitación-acumulación anual de sales, reduciendo el ancho de dicha faja fangosa.

Un perfil del cuerpo salino de sur a norte muestra un rápido incremento del espesor de la sal. A 0,5 km del borde austral el pozo E5B muestra un espesor de 0,98 m y a 1 km más al norte el pozo E5 alcanza 2,9 metros. En cambio en el pozo E1 situado a 2,5 km del borde norte, el espesor de sal es de sólo 0,22 cm y el ancho del anillo fangoso es de 1,5 kilómetros.

El espesor de la capa superior o anual está directamente relacionada con las precipitaciones. A mayores precipitaciones, mayor es el espesor de la salmuera de inundación, siendo la relación entre los espesores de la capa anual de sal y la salmuera de inundación aproximadamente de 1:10.

La exploración de 1989 mediante 21 pozos (figura 2), se abocó a la investigación y correlación de 7 capas de sal de los 60 cm superiores, cuyas características se resumen asi:

Capa A : Esta capa está formada por la precipitación anual de sal, la que tiene lugar durante la evaporación veraniega de la salmuera de inundación. Se llama Sal de Cosecha, es la capa más uniforme, de espesores entre 10 y 50 mm, compuesta por más del 97% de ClNa y constituida por

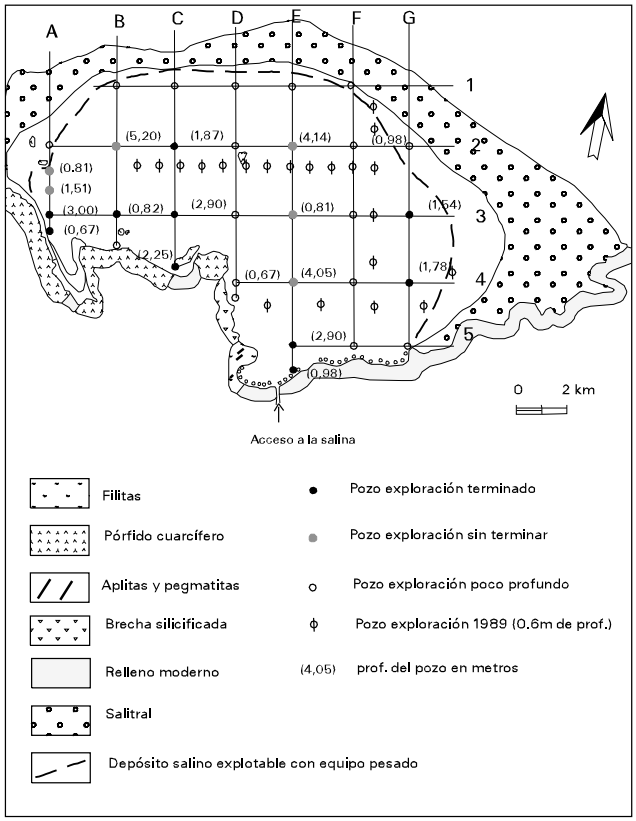


Figura 2. Ubicación de los pozos de exploración.

una asociación de pequeños cristales de halita, poco cohesivos, y con muchos espacios intercristalinos. Esta capa cristaliza sobre una delgada capita oscura constituida por insolubles de origen eólico, estructuras vermiformes orgánicas e insectos como los del género *Ephidra*.

Capa B : Esta capa es más estable, raramente solubilizada durante la inundación invernal. Su espesor llega a 40 mm y está compuesta por 96% de ClNa, constituida por 2 láminas delgadas separadas por una fina de limo.

Las capas permanentes o de reserva son:

Capa C : Esta varía según los pozos. En el sector norte tiene espesores de 2 cm mientras que en el sur es de 4 cm, y está compuesta por 94% de ClNa.

Capa D : Su espesor es de 3-4 cm, constituida por 1 a 3 láminas, compuesta en un 90% por halita zonada. En la transición a la capa inferior se interpone una capa de material terrígeno.

Capa E : Es la más espesa de las capas superiores, aproximadamente 13 cm, constituida por 2 a 4 láminas y compuestas también en 90% de halita en cristales de 2-3 centímetros. Por debajo material terrígeno la separa de la capa F.

Capa F : En algunos perfiles debajo de la capa E se tiene una transición gradual a la capa G, en otros la capa F tiene de 6 a 13 cm de espesor, dispuesta en 2 a 3 láminas, de las cuales la inferior muestra cristales cúbicos de halita bien desarrollados.

Capas / elementos	A	B	C	D	E	F	G
Na %	39,15	38,95	38,56	36,58	36,70	36,72	33,26
Ca %	0,40	0,73	1,12	1,99	2,06	2,71	3,74
Mg ppm	885	851	1230	2135	2139	1942	2217
Cl %	58,87	58,23	56,81	54,41	54,12	54,07	49,04
SO_4 %	0,99	1,47	1,91	2,50	2,89	3,00	5,18
CO_3 ppm	66	48	23	-	-	-	44
CO_3H ppm	248	237	232	187	187	153	160
Res.Ins. %	0,32	0,35	1,25	3,93	3,66	2,97	8,16
LOI 180° %	1,29	0,92	1,22	1,23	1,26	1,28	1,06
K ppm	801	692	782	1123	1022	931	1124
Rb ppm	43	42	39	41	40	41	37
Sr ppm	44	72	73	119	140	212	297
Li ppm	3	3	4	4	4	4	5
Si ppm	355	486	493	913	776	646	613
Al ppm	115	102	202	604	510	380	750
Cr ppm	13	9	9	10	10	13	8
Mn ppm	9	16	16	32	30	31	45
Fe ppm	107	170	342	840	788	746	1126
Co ppm	35	37	34	34	36	33	36
Cu ppm	11	10	10	11	12	12	11
Zn ppm	10	12	10	10	13	13	11
Pb ppm	54	56	69	51	67	45	38
Br ppm	183	169	172	242	215	162	128

Tabla 4. Valores promedio de contenido de elementos en las capas A a G.

Capa G : Aparece con características uniformes en toda la salina, de 15 a 22 cm de espesor. Rica en material terrígeno-orgánico negro con abundantes cristales euhedrales de halita y glauberita, en forma no compacta. Aqui el flujo de salmuera de impregnación es abundante.

Las capas permanentes más profundas fueron exploradas en 1958 mediante 18 pozos entre 0,67 y 5,2 m de profundidad. La halita continúa predominando, aumentando el contenido de sulfatos y apareciendo intercalaciones de fangos arcillo-limoso-arenosos. Intercalaciones de cenizas volcánicas aparecieron a 2,73 m de profundidad. Hacia la profundidad, las capas de sal son más compactas y duras. Los tres pozos centrales de la salina E2-E3 y E4, y tres en el sector occidental A2B-A2C y B2 no pudieron continuarse por la dureza de las capas de sal y/o la abundante afluencia de salmuera de impregnación.

Mineralogía

El mineral dominante en la salina es la halita. Determinaciones macro y microscopicas y de XRD identificaron como un mineral común a la glauberita; el yeso es abundante solamente en el material fango-terrígeno marginal y raramente se encontró thenardita.

La halita aparece en cristales cúbicos de diversos tamaños, en la capa anual muy pequeños, en profundidad donde existen espacios libres, es decir en el plástico fango, se forman cristales de hasta 5 cm y cristales esqueléticos de similares dimensiones. En los horizontes salinos superiores los cristales de halita son isodimensionados, haciéndose más y más elongados verticalmente a medida que aumenta la profundidad, por falta de espacio lateral para desarrollar su hábito normal. Aproximadamente por debajo de los 3 m de profundidad la halita por diagénesis pierde su hábito cristalino apareciendo macroscópicamente como una masa informe de alta dureza y resistencia al golpe.

La glauberita es el sulfato más común; aparece en cristales romboédricos bien desarrollados, pequeños y de hasta 10 cm, a veces maclados. Son transparentes, grises, con abundantes inclusiones fluídas. Se encuentra en los horizontes fango-terrígenos y su abundacia aumenta en profundidad.

El yeso se presenta como mineral subordinado en los horizontes fango-terrígenos, asociado a glauberita y más

comunmente en el fango periférico de la salina donde aparece en rosetas.

La thenardita fue identificada mediante SEM, en pequeños agregados prismáticos.

Los minerales constituyentes de los horizontes fangoterrígenos, en gran parte de orígen eólico son pequeños granos de cuarzo, limos y arcillas. Es necesario recordar la presencia de materia orgánica en descomposicion, que al ser removida desprende gases sulfídricos.

Analizando un perfil profundo del cuerpo salino, de 3 a 5 m , observamos que en el primer metro las capas u horizontes tanto de sal como de fango alternantes son delgadas. A medida que se avanza en profundidad los horizontes de uno y otro van aumentando en espesor. Esto se debe a procesos diagenéticos que tienen lugar a traves del tiempo; las sales de algunos horizontes se solubilizan, migran y por afinidad recristalizan en otros horizontes engrosándolos. Así los horizontes profundos, más antiguos aparecen con espesores de 20-30 cm, mientras que los superiores, jóvenes son de 5-10 centímetros.

Estudios geoquímicos e isotópicos

En la tabla 4 se consignan los valores promedios de contenidos de elementos en las capas A a G, correspondientes a los pozos de 1989. En la tabla 5 se presenta la composición química probable o normativa de las mismas capas. En la tabla 6 se muestran los pozos de exploración profundos de 1958 , sus espesores y las composiciones químicas probables de la capa permanente o de reserva.

En la exploración de 1989 se tomaron 6 muestras de salmuera y 11 muestras de aguas freáticas de aljibes existentes en los alrededores, hasta 200 km de la salina, de las cuales 11 se analizaron en el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, Denver) en la relación isotópica $^{2}H/H$, y 17 se analizaron en la Universidad La Sapienza de Roma por $^{87}Sr/^{86}Sr$.

En función de los valores obtenidos se concluye que las aguas de los niveles superficiales de la salina, según los valores isotópicos del hidrógeno dD% -52 -54 parecen derivar de la evaporación de aguas continentales. Estas aguas, de alta salinidad (más de 12 gr/lt), provienen de acuíferos superficiales periandinos que pudieron recargarse con aguas antiguas infiltradas en períodos más fríos que los actuales, y que fueron migrando a traves de fallas. Todo parece indicar que la génesis de la salina esta relacionada con la disolución de depósitos evaporíticos, probablemente mesozoicos localizados al oeste del Gualicho, por aguas continentales, hipótesis que concuerda con los valores isotópicos de estroncio. La salmuera y las aguas de aljibes próximos a la salina son de aguas continentales, tienen valores similares (0.70804-0.70806), descartándose mezclas con aguas de mar actuales.

El yeso secundario que rellena huecos y forma concresiones en las periferias de la salina tiene una relacion isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70675/ 0.70716 diferente de la actual agua de mar y diferente de la salmuera.

	NaCl %	$MgCl_2 6H_2O$%	KCl %	$Na_2Ca(SO_4)_2$ %	IR %
A	97,36	0,74	0,15	1,43	0,32
B	96,62	0,73	0,15	2,15	0,35
C	94,73	1,04	0,15	2,80	1,27
D	90,98	1,05	0,22	3,71	4,04
E	89,96	1,83	0,19	4,27	3,74
F	90,63	1,67	0,19	4,46	3,06
G	81,79	1,91	0,22	7,70	8,38

Tabla 5. Composición química normativa de las capas A a G.

Pozo	Esp. m	$NaCl_2$ %	$MgCl_2 6H_2O$ %	$Na_2Ca(SO_4)_2$ %	IR %
A2B	0,74	68,74	0,99	4,12	26,12
A2C	1,51	72,25	0,44	4,89	22,37
A3	3,00	66,03	0,50	6,01	27,46
A3B	0,62	72,46	0,59	5,98	20,95
B2	5,20	76,00	0,63	7,06	15,85
B3	0,82	68,20	0,42	7,57	23,75
C2	1,87	78,62	0,19	7,78	13,40
C3	2,90	74,81	0,32	10,25	14,58
C4	2,25	67,81	0,26	12,40	19,68
D4	0,67	76,85	0,32	3,70	19,08
E2	4,17	75,61	0,19	13,24	10,95
E3	0,81	77,88	0,40	6,89	14,94
E4	4,05	77,14	1,17	15,28	9,86
E5	2,90	73,42	0,39	10,35	16,20
E5B	0,98	67,34	0,53	5,33	26,81
F2	0,98	82,29	0,80	8,15	8,77
G3	1,54	75,34	0,66	11,89	12,18
G4	1,78	73,13	0,58	12,66	13,86

Tabla 6. Composición química y espesores de diferentes pozos profundos.

MODELO GENÉTICO

Esta salina no es un yacimiento salino evaporítico fósil, sino que aún esta en formación, con continuos aportes de sales que por los niveles freáticos alcanzan la salina. Por ello se la puede considerar como un yacimiento renovable cuyo crecimiento anual está dado por el complejo equilibrio entre aspectos geomorfológicos, climáticos, hidrogeológicos y de la explotación industrial.

Las salmueras saturadas de densidad 1,22 que impregnan todo el cuerpo salino inducen a una continua evolución diagenética de las capas u horizontes salinos y fangosos en lo que hace a sus espesores y texturas.

BIBLIOGRAFÍA

Angelucci, A., M. Barbieri, A.Brodtkorb, S.Ciccacci, G.Civitelli, R.de Barrio, M.de Filippo, P.Fredi, I.Friedman, S.Lombardi, A.Schalamuk, y B.Toro, 1996. Morphology, geology and geochemistry of the "Salar del Gran Bajo del Gualicho"Río Negro, Argentina. *Geologica Romana,* 32:109-139. Roma

Brodtkorb, A., 1981. Some sodium chloride deposits from Patagonia, Argentina. *Fifth International Symposium on salt. Northern Ohio Geological Society. Cleveland,* Ohio. pp31-39.

Cordini, R., 1967. Reservas salinas de Argentina. *Secretaría de Estado de Energía y Minería. Anales* 13. Buenos Aires.

Di Filippo, M. y B. Toro, 1994. Caratteri gravimetrici e asetto strutturale della Salina El Gualicho (Río Negro, Argentina). *Informe inédito.*

Gherardi, L., 1948. Informe sobre la inspección realizada a la salina El Gualicho situada en los departamentos Conesa y San Antonio Oeste, Provincia de Río Negro. *Dirección Nacional de Minería.* Informe inédito.

Lizuaín, A., 1983. Descripción de la Hoja 38j Salinas del Gualicho, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional. Boletín 95.* Buenos Aires, pp148.

Lombardi, G., A. Brodtkorb, S.Romero, G.Aurisicchio, B.Schalamuk, M. del Blanco, R. de Barrio, D.Marchionni, y M. Manili, 1984. The salt body of the Salina del Gualicho (Río Negro, Argentina. *Boll. Soc. Geol.It.* 112: 1037-1057. Roma.

Nuñez, E., E.Bachmann, I. Ravazzoli, A.Britos, M.Franchi, A.Lizuaín y E.Sepúlveda, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del masizo de Somuncurá, prov. de Río Negro, República Argentina. *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*. 4:247-266. Buenos Aires

Ramos, V.A. y J. Cortés, 1984. Estructura e interpretación tectónica. En : Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro, República Argentina. *Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino*, 317-346.

Ré, N., 1961. El depósito salino El Gualicho. Provincia de Río Negro. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* Buenos Aires. Informe inédito.

Ré, N. y A. Brodtkorb, 1960. Los depósitos salinos del Bajo del Gualicho y de la Península de Valdés, provincias de Río Negro y Chubut. *1º Jornadas Geológicas Argentinas,* 3:307-325. San Juan.

Schillizzi,R., Kostadinoff,J. y C. H. Labudia. 1986. Interpretación geofísica y geológica del basamento en el NE de la prov. de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 41 (1-2): 1-6. Buenos Aires.

Sepúlveda, E., 1977. Descripción geológica de la Hoja 38i Gran Bajo del Gualicho, Río Negro. *Servicio Geológico Nacional. Boletín* 194. pp52. Buenos Aires

Sgrosso, P., 1933. Notas sobre las salinas del Gran Bajo del Gualicho, territorio del Río Negro. *Dirección Nacional de Minas y Geología.* Informe inédito.

Wichmann, R., 1919. Geología de la región comprendida entre el Río Negro y el arroyo Valcheta. *Anales Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería,* 12 (3), Buenos Aires.

Brodtkorb, A., 1999. Salinas Grande y Chica de la península de Valdés, Chubut. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1971-1976, Buenos Aires.



SALINAS GRANDE Y CHICA DE LA PENÍNSULA DE VALDÉS, CHUBUT

Alejo Brodtkorb[1]

INTRODUCCION

Ubicación

Las salinas Grande y Chica se localizan en la península de Valdés, provincia del Chubut (figura.1). La depresión en la que se encuentran se ubica a 64° de longitud oeste y 42°40'de latitud sur, en la mitad inferior de la península de Valdés, fragmento oriental de la meseta patagónica.

Desde la ciudad de Puerto Madryn se accede a estas salinas por la Ruta Nacional 3 hacia el norte por unos 20 km hasta el cruce con la Ruta Provincial 256; luego por ésta unos 75 km hacia el este pasando por la estación de peaje de entrada a la Reserva Faunística de la península de Valdés, se continúa hasta la localidad de Puerto Pirámides. Siguiendo unos 25 km hacia Punta Delgada, debe desviarse a la izquierda por caminos vecinales hasta la misma salina Grande y a unos 10 km adicionales desviarse también al norte por caminos vecinales que conducen a la salina Chica (figura 1).

El puerto Pirámides a principios del siglo era punta de rieles de un ferrocarril que transportaba sal de la salina Grande, donde a su vez se embarcaba en veleros/vapores que transportaban sal y lanas a Buenos Aires.

El agua potable es escasa en la zona, pero hay algunas vertientes situadas en los bordes sur y oeste de la salina Grande que son algo saladas.

Leyes, reservas y producción

El cálculo de las reservas para estas salinas se realizó mediante el método gráfico de bloques; es decir, en la mitad de las rectas que unen dos pozos de exploración se trazan perpendiculares, resultando polígonos irregulares en cuyo centro se ubica uno de los pozos de exploración. Para el cálculo del tonelaje de las reservas de sales se multiplican la superficie de cada uno de los polígonos por el espesor de sal medido en cada uno de los pozos de exploración y por la densidad. Las densidades fueron determinadas en varias muestras que se promediaron, resultando para las capas superiores porosas en un espesor de 0,07 cm de 1,7 y para las capas más compactas inferiores de 1,9. Al tonelaje resultante se le ha deducido un 10% para cubrir errores imponderables.

El cálculo de las leyes medias se realizó teniendo en cuenta el espesor y los valores de los análisis químicos dados en combinaciones probables de cada muestra tomadas en las canaletas de muestreo de cada uno de los pozos de exploración. Finalmente con las leyes medias de cada pozo de exploración, con relación al volumen del polígono correspondiente, se calcularon las leyes medias de cada una de las salinas. Estas leyes medias corresponden a la totalidad de las capas de sal temporaria o cosechable, las capas de sal inferiores y las capas de fango alternantes, el nivel de cenizas volcánicas, etc. Las reservas y las leyes medias para las salinas Grande y Chica son las que figuran en la tabla 1.

Para la capa temporaria o capa anual de cosecha se estimó un espesor medio de 7 cm y una densidad de 1,7 kg por centímetro cúbico. Incluyendo la capa permanente se calculó un volumen de 30.630.000 m^3 para la salina Grande y 3.352.000 m^3 para la salina Chica. En función de estos valores se definieron los volúmenes y reservas de sal que se consignan en la tabla 2.

Sistema de explotación

El sistema de explotación es el tradicional en nuestro medio; se cosecha todos los años la capa anual, lo que con-

[1] *Geólogo consultor.*

	Salina Grande			*Salina Chica*	
Sales	**Leyes %**	**Reservas t**	**Sales**	**Leyes %**	**Reservas t**
NaCl	80,25	41.909.900	**NaCl**	82,50	4.961.300
Na_2SO_4	0,97	506.600	**Na_2SO_4**	2,17	130.500
$CaSO_4$	6,99	3.650.500	**$CaSO_4$**	5,88	53.600
$MgCl_2$	0,83	443.500	**$MgCl_2$**	0,62	37.300
$CaCl_2$	0,16	99.300	**$CaCl_2$**	1,72	103.500
Insoluble	10,65	5.561.900	**Insoluble**	7,09	426.400
Diferencia		62.420	**Diferencia**		1.000
Total		52.224.120	**Total**		6.013.600

Tabla 1. Reservas y leyes medias para las salinas Grande y Chica.

siste en "cortar" la capa superior de sal blanda y esponjosa, cuyo espesor varía entre 1 y 4 centímetros. Dicho corte se realiza con algunos milímetros de salmuera de inundación remanente enriquecida en magnesio, con lo que se reduce su incorporación a la sal cosechada. Esta sal era transportada a la costa donde se la emparvaba como stock y para que el lavado de las lluvias las purifique de sales amargas más solubles como las de magnesio. Excepcionalmente hay veranos lluviosos en los que la salina permanece inundada impidiendo la cosecha de sal.

HISTORIA DEL DEPÓSITO

Descubrimiento y tareas de exploración

La explotación de la salina Grande se remonta a 1898, año en que se formaron dos sociedades: una para explotar la salina y otra para construir un ferrocarril a Puerto Pirámides, de 34 km de trocha angosta, con 30 vagones de carga, 1 de pasajeros y 5 locomotoras. En 1901 se produjeron unas 12.000 t de sal; en 1903 se deshizo la sociedad integrándose otra, Ernesto Piaggio y Cía. que produjo unas 20.000 t, disolviéndose en 1913. Finalmente la Salinera Argentina se hizo cargo de la explotación, la que entró en liquidación en 1920. El ferrocarril se levantó en 1943. En 1952 Martin J.Betelu obtuvo la pertenencia "La Esperanza" produciendo 1.200 t de sal para el consumo de Rawson, Trelew, Puerto Madryn, Gaiman, y otras poblaciones.

La primera exploración de las salinas propiamente dicha data de 1959/60, consistiendo en un relevamiento topográfico que permitió definir las formas de las salinas: sus bordes, superficies y formaciones marginales, esto es los límites dentro de los cuales el espesor de la sal permite operar con equipos mecánicos pesados para la cosecha de la capa anual de sal, la localización de las zonas con ojos de agua, la disposición de los salitrales fangosos periféricos y por último la ubicación del terreno firme de la depresión (Ré y Brodtkorb, 1960). A continuación se mencionan las superficies correspondientes:

	Superficie operable de la salina km^2	**Espesor m**	**Volumen m^3**	**Densidad kg/dm^3**	**Reservas de sales t**
Salina Grande					
Capa temporaria	17,0	0,07	851.000	1,7	1.446.700
Capa permanente			29.779.000	1,9	56.580.100
Subtotal			30.630.000		58.026.800
10% descuento					5.802.680
Total de reservas					52.224.120
Salina Chica					
Caja temporaria		0,07	240.000	1,7	408.000
Caja permanente			3.3002.000	1,9	6.273.800
Subtotal			3.542.000		6.681.800
10% descuento					668.180
Total de reserva					6.013.620
Reservas totales en las dos salinas conjuntas					58.237.740

Tabla 2. Volúmenes y reservas de sal.

Salina Grande

Las superficies de drenaje centrípeto son de: 127 km^2
Cuerpo salino: 25,6
Cuerpo salino operable con equipos pesados: 17
Salitrales y fangos: 8,6

Salina Chica

Las superficies de drenaje centrípeto son de: 90 km^2
Cuerpo salino: 6,2
Salitrales y fangos: 1,2

El laboreo de exploración comenzó en función de la experiencia recogida en la exploración de la salina El Gualicho, con la excavación de piques/pozos de 1 x 1,5 m utilizando herramientas simples, y debajo de los 3 m de profundidad, por la dureza de las capas de sal, martillos neumáticos. La afluencia de la salmuera en los pozos se contrarrestaba con bombas. Los 24 pozos practicados en la salina Grande y los 15 de la salina Chica alcanzaron la base del cuerpo salino (figura 2).

Cada pozo fue muestreado mediante canaletas verticales donde se observa la característica sucesión de capas de sal de color blanquecino con intercalaciones oscuras de limo, cenizas volcánicas y fangos en estado de descomposición; estas últimas fluyen hacia abajo por las paredes de la canaleta cubriendo parcialmentelas capas de sal y aparentando reducidos espesores.

Propietarios

En la salina Grande existían tres concesionarios independientes, los señores Secundino Alvarez, Ricardo

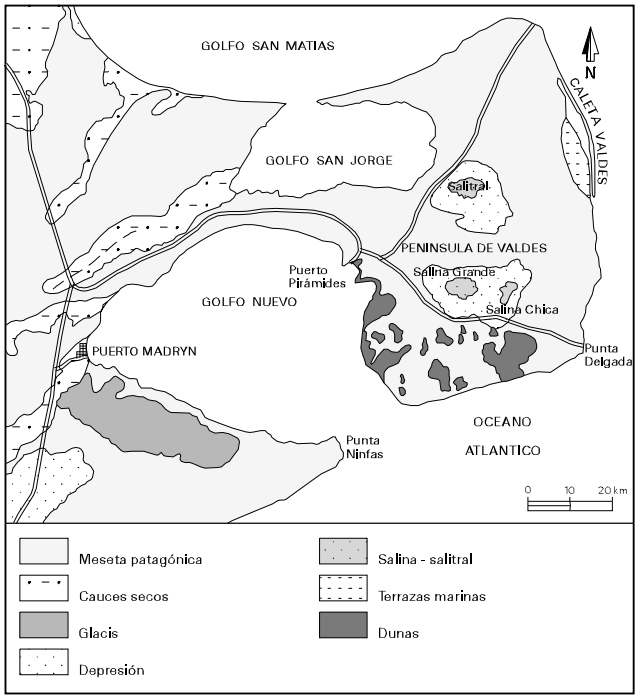


Figura 1. Bosquejo geológico de la península de Valdés.

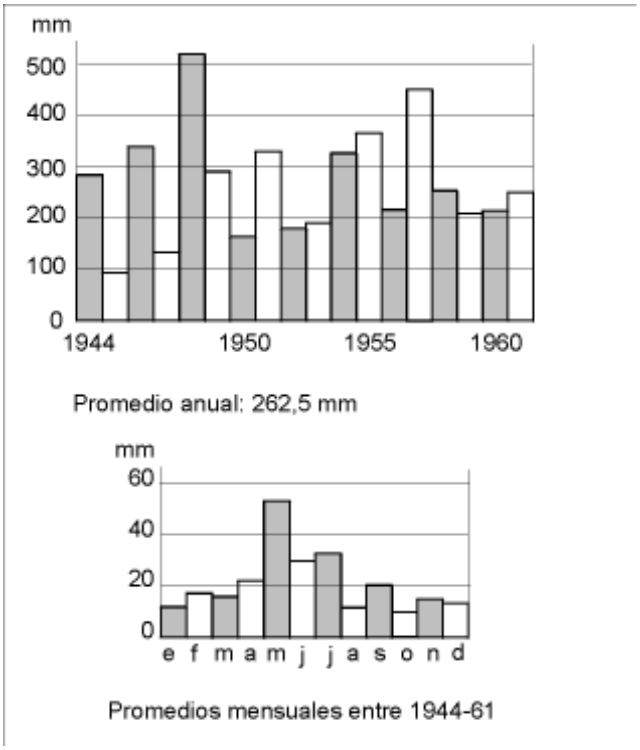


Figura 2. Diagramas de lluvias.

Torres y Alejandro Korn, residentes en la ciudad de Trelew.

En la salina Chica el concesionario era el señor Aguirre Pizarro, residente en la ciudad de Puerto Madryn.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las primeras informaciones sobre aspectos geológicos y geomorfológicos de la península son de Rovereto (1921). En el mismo año Windhausen (1921) hizo apreciaciones geológicas sobre las depresiones. Ambos suponen que tienen origen tectónico.

Mouzo y Garza (1979) realizaron un estudio de la geología submarina del golfo Nuevo, concluyendo que las depresiones son debidas a procesos múltiples, principalmente a la deflación, sin negar alguna contribución tectónica que tuvo lugar antes de la depositación de los Rodados Patagónicos.

En 1960 y 1982, Brodtkorb aportó apreciaciones sobre aspectos geomorfológicos y edades de las depresiones alojantes de las salinas. Haller, en 1983 produjo la hoja geológica 43j correspondiente a la depresión que contiene las salinas Grande y Chica.

GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El desarrollo y explotación de estas salinas dependen del clima que se distingue por ser árido y ventoso, de escasas precipitaciones, altas temperaturas y evaporación, con una vegetación de tipo estepario. Aquí las precipitaciones son ligeramente superiores a las costeras continentales. La estadística de 18 años (de 1944 a 1961) da un promedio de 262,5 mm anuales, con marcadas variaciones. Por ejemplo en 1945 y 1947 las precipitaciones alcanzaron sólo 93,5 y 126 mm, mientras que en 1948 y 1957 fueron de 515 y 457 mm respectivamente (figura 3). En los calurosos meses de noviembre a mayo las precipitaciones son pocas, de 2 a 3 días; los valores promedios no muestran períodos absolutamente secos, aunque a veces efectivamente hay meses sin lluvias. En los meses de invierno el promedio de días lluviosos es de 5 a 8. La evaporación alcanza a 1.700 a 2.000 mm anuales, lo que implica 9 a 10 veces más que las precipitaciones.

Las altas temperaturas del verano alcanzan los 35-40°C bajando a la noche a 5°C, es decir una diferencia de unos 30°C entre las del día y la noche. Los meses fríos son de junio a setiembre, cuando las temperaturas varían entre 13 y -5 °C; en esta época las heladas son frecuentes y las nevadas excepcionales.

Los vientos predominan del cuadrante oeste, aunque los que inciden en la evaporación de la salmuera de inundación de las salinas secándolas son los vientos del verano cálidos y secos del norte.

LITOLOGÍA, ESTRUCTURA, MORFOLOGÍA

En el área de la península de Valdés encontramos sedimentos marinos, areniscosos y arcillosos, subhorizontales de la Formación Puerto Madryn de edad terciaria; algunos horizontes están muy fosilizados con *Ostrea Pecten (Chlamys) paranensis* y otros moluscos. En el Plioceno-Pleis-

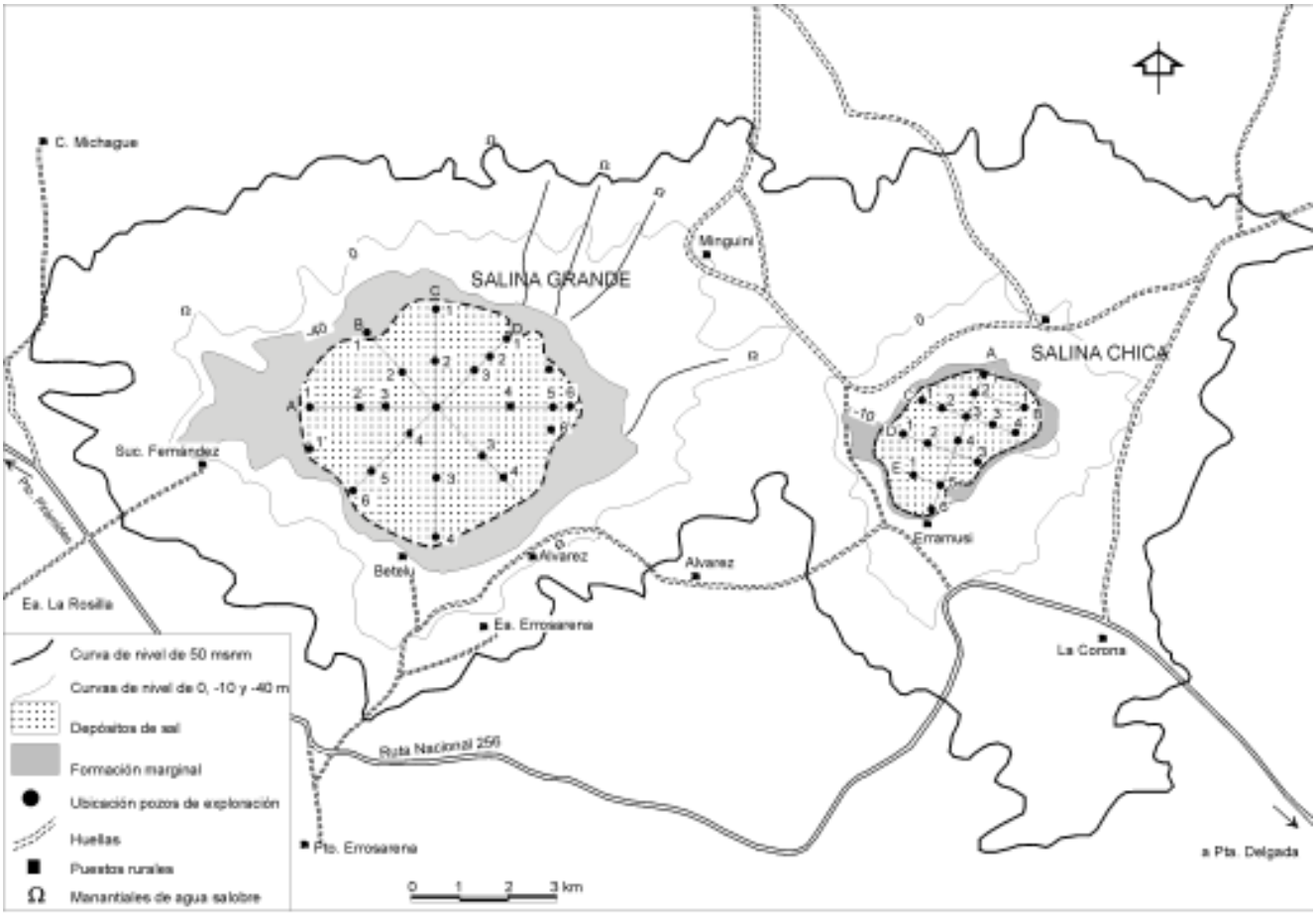


Figura 3. Ubicación de los pozos en las salinas Grande y Chica.

toceno inferior son cubiertos por los Rodados Patagónicos de origen fluvio-glaciar, de tamaños menores que los depositados en la meseta patagónica propiamente dicha. En la península se diferencian cuatro unidades geomorfológicas: la meseta, las depresiones, el ambiente costero y mantos arenosos. La meseta es una continuación continental que pasando por el istmo se extiende en la península, en la cual el drenaje es escaso y no integrado está compuesto por pequeños bajos endorreicos.

El gofo Nuevo y el golfo San José son las depresiones más conspicuas, actualmente invadidas por el mar. Otra depresión de 230 km^2 contiene las dos salinas que nos ocupan. Por ultimo cabe mencionar El Salitral, una depresión situada a nivel del mar pero separada de éste por un umbral.

En cuanto al origen de estas depresiones remitimos al lector a lo expuesto para la salina El Gualicho, en la provincia de Río Negro.

En el ambiente costero se destaca el sector noreste de la península, donde un cordón constituido por una acumulación de materiales psefíticos conformaron un ambiente estuarino conocido como caleta Valdés. En la costa oeste de esta caleta se pueden diferenciar tres niveles de ingresiones marinas.

En cuanto a los mantos arenosos se distinguen los situados en la parte austral de la península; en el oeste se presentan como dunas de diferentes tamaños gradando hacia el este a superficies mantiformes.

En la depresión en la que se encuentran las salinas en cuestión, éstas tiene niveles de bases distintos; la Grande se halla a 40 m bajo el nivel del mar, mientras que la Chica a 12 m bajo ese nivel. Esas bases están constituidas por un material limoso acuoso de color negro verdoso, en el cual los dos cuerpos salinos flotan; consecuentemente debajo y alrededor de los cuerpos de sal encontramos ese material fangoso. Visto en planta, el material forma anillos de anchos variables que las circundan y se interpone entre el cuerpo salino y el terreno firme de la depresión.

Para acceder a esos cuerpos salinos desde terreno firme es necesario sortear esos anillos de material fangoso mediante la construcción de terraplenes rellenando y apisonando esa fangosa faja.

La composición de estas formaciones marginales fue estudiada mediante el barrenado con un tubo de 10 cm de diámetro y 3 m de longitud. El perfil típico de arriba hacia abajo fue el siguiente: 1-3 mm de sal dispuestos sobre una costra también de 1-3 mm de sal y fango blando. Inmedia-

tamente por debajo alrededor de 1 m de limo acuoso grisnegro, mal oliente por la descomposición de materia orgánica, que progresivamente hacia abajo se hace más denso. Presenta intercaladas delgadas capas con cristales de 1-2 mm de halita. El perfil continúa con una capa de unos 50 mm de espesor de ceniza volcánica, siguiendo unos 2 m de espesor de limos, con cristales cúbicos y esqueléticos de halita de hasta 4cm, como así también de glauberita y yeso en cristales sueltos y en rosetas. La plasticidad de este fango limoso decrece con la profundidad aumentando el tamaño de grano de los sedimentos.

La capa de sal superior, capa anual o capa temporaria está formada por la precipitación anual de sal, la que tiene lugar durante la evaporación veraniega de la salmuera de inundación. Se llama Sal de Cosecha y es la capa más uniforme, de espesores entre 10 y 50 mm, compuesta por 96 % de NaCl. Está constituida por una asociación de pequeños cristalitos de halita, poco cohesivos y con muchos espacios intercristalinos. Esta capa cristaliza sobre una delgada capita oscura constituida por insolubles de origen eólico, estructuras vermiformes orgánicas e insectos como las del género *Ephidra.*

El espesor de esta capa superior está directamente relacionado con las precipitaciones y el máximo espesor de la salmuera de inundación. La relación entre los espesores de la capa anual y los espesores de la salmuera de inundación son de aproximadamente 1:10.

La capa permanente explorada en la salina Grande alcanzó un espesor de 5,70 m, mientras que en la salina Chica se encontró un espesor máximo de 1,22 metros. Está constituida por una sucesión de capas de sal alternando con capas de limo. Los espesores varían desde algunos milímetros hasta 100 mm, excepcionalmente mayores de 150 milímetros. Los espesores de las capas de sal superiores varían entre 40 y 50 mm alternando con capa de limo entre 1 y 3 milímetros. Los perfiles son similares a los que ilustran a la salina El Gualicho. En los pozos profundos esas capas varían entre 50 y 400 mm de espesor alternando con capas de limos entre 20 y 150 milímetros. En las profundidades intermedias, los espesores son igualmente intermedios a los consignados. Esto se debe a los procesos diagenéticos que tienen lugar dentro del cuerpo salino.

La dureza de las capas de sal está en directa relación con el grado de cristalización y éstas con la edad de la capa. Consecuentemente la dureza de las capas de sal aumenta gradualmente con la profundidad. En las capas superiores los cristales de halita crecen en su habito cúbico, pero a medida que aumenta la profundidad hay una gradual tendencia de la halita a desarrollar hábito prismático, siendo mayor la elongación de estos cristales a mayor profundidad. Esto se debe a la falta de espacio lateral para desarrollar el hábito cúbico por lo que los cristales de halita crecen verticalmente, favorecidos por la plasticidad de las capas de limo supra e infrayacentes. En las partes profundas del cuerpo salino la sal se hace masiva y de una dureza notoriamente mayor.

Salina Grande					
Pozo	**Esp.**	**$NaCl_2$**	**$MgCl_2 6H_2O$**	**$Na_2Ca(SO_4)_2$**	**IR**
	m	**%**	**%**	**%**	**%**
A1'	0,21	85,30	0,26	3,19	10,34
A1	0,15	90,46	0,60	2,02	6,15
A2	0,73	90,08	0,64	3,65	4,72
A3	1,05	90,40	0,89	4,32	4,47
Cent	5,70	74,45	0,28	6,80	14,82
A4	2,20	83,06	0,72	0,68	7,94
A5	1,52	82,86	0,92	9,61	11,41
A6	0,78	79,54	0,96	6,92	11,86
A6'	1,75	76,16	0,88	9,85	11,47
B1	0,15	94,48	0,51	2,81	0,15
B2	0,75	91,05	0,76	3,89	4,26
B3	2,81	83,48	0,62	10,32	5,05
B4	1,44	85,43	0,78	8,47	7,34
C1	0,28	88,74	0,78	4,78	5,64
C2	0,81	84,36	0,84	8,85	4,27
C3	3,70	75,86	0,85	10,34	12,35
C4	1,00	73,84	0,81	7,17	16,95
D1'	1,20	74,02	1,07	9,96	14,36
D1	0,71	96,49	0,11	1,41	1,95
D2	1,24	78,10	1,02	8,90	10,97
D3	1,99	79,90	0,39	8,15	10,78
D4	3,68	72,94	1,28	8,60	3,68
D5	0,97	88,42	0,65	5,99	4,49
D6	0,56	88,64	0,64	3,84	6,18
Salina Chica					
Pozo	**Esp.**	**$NaCl_2$**	**$MgCl_2 6H_2O$**	**$Na_2Ca(SO_4)_2$**	**IR**
	m	**%**	**%**	**%**	**%**
A1	0,50	89,70	0,36	9,32	1,62
A2	1,07	72,73	0,38	17,27	6,20
A3	1,08	74,96	0,86	10,47	13,94
A4	1,22	71,75	0,37	4,62	13,58
A5	0,63	93,54	0,20	5,87	0,35
A6	0,59	85,91	0,37	11,59	2,95
B1	0,90	64,91	0,41	21,46	13,20
C1	0,32	91,96	0,44	3,41	4,06
C2	0,64	88,05	0,40	6,31	5,25
C3	0,84	87,58	0,40	8,51	3,40
C4	0,24	79,00	1,00	10,21	9,81
D1	0,25	93,52	0,48	3,28	2,64
D2	0,72	88,17	0,28	4,86	6,68
D3	0,39	88,51	4,91	4,53	2,02
E1	0,25	98,52	0,48	2,48	2,64

Tabla 3. Pozos de exploración con espesores de sal y composición química.

En la mayoría de las capas de limo que alternan con las de sal, se desarrollan cristales cúbicos y esqueléticos de halita, pero solamente en algunos aparecen cristales idiomorfos de glauberita.

Finalmente debemos mencionar la presencia de una isla en la salina Grande en el ángulo noroeste.

La salina Chica presenta una situación diferente; inmediatamente debajo del cuerpo salino hay un horizonte de 20 a 900 mm de espesor compuesto de un limo acuoso conteniendo pequeños y grandes cristales de glauberita y yeso, fuertemente soldados entre sí, y en menor proporción cristales cúbicos de halita. Aquí el contenido de sulfato de sodio alcanza más del 35 % y el carbonato de sodio más del 15 %.

Los manantiales u ojos de agua son aberturas superficiales de conductos irregulares que conectan las capas de sal y limo, por los que circula la salmuera; por ello sus paredes están tapizadas por limo y bien desarrollados cristales de halita. En la salina Grande estos ojos de agua son escasos y restringidos al borde este-sureste, y por su posición marginal no molestan al tránsito de los equipos cosechadores de sal. En la salina Chica estos ojos son abundantes y esparcidos, lo que molesta en las cosechas.

Estudios geoquímicos

En la tabla 3 se consignan los pozos de la exploración realizada en 1959, los espesores de sal atravesadas y las composiciones químicas probables de cada uno.

Mineralogía

No se han practicado estudios mineralógicos específicos en estos dos cuerpos salinos. En términos generales su mineralogía es similar a la consignada para la salina El Gualicho en la provincia de Río Negro, aunque aquí no se ha determinado la presencia de thenardita. Para la salina Chica se consignó la presencia de un horizonte glauberítico y yesífero.

MODELO GENÉTICO

Estas salinas no son yacimientos salinos evaporíticos fósiles, sino que aún están en formación, con continuos aportes de sales a través de vertientes que nacen en el nivel freático y que alcanzan finalmente estas salinas. Se puede considerar a estas salinas como yacimientos renovables, cuyo crecimiento está en función de un complejo equilibrio entre fenómenos geomorfológicos, climáticos e hidrogeológicos y de las esporádicas explotaciones.

Las salmueras saturadas y a veces sobresaturadas impregnan y tienen una permanente pero lenta circulación dentro de los cuerpos de sal. La circulación de las mismas dentro de los cuerpos salinos está motivada en una permanente búsqueda de equilibrio en sus temperaturas y densidades, alteradas por los agentes meteóricos. Una circulación más intensa de las salmueras se realiza a través de los conductos de los aflorantes ojos de agua. Esta circulación involucra procesos diagenéticos, es decir lentos cambios en las capas de sal y de fango que componen los cuerpos salinos. A estos procesos se debe la solubilización de sales de algunos horizontes, que migran y por afinidad recristalizan en otros horizontes engrosándolos; así los horizontes profundos, más antiguos, aparecen con espesores de decenas de centímetros y de una dureza mayor que los jóvenes delgados horizontes superiores.

BIBLIOGRAFÍA

Brodtkorb, A., 1960. Los depósitos salinos de la Península de Valdés, Salinas Grande y Chica. *Dirección General de Fabricaciones Militares.* 94 pp. Buenos Aires.

Brodtkorb, A., 1982. Some sodium chloride Deposits from Patagonia, Argentina. *5° International Symposium on salt. Hamburgo*.pp 31-39.

Haller, M., 1983. Hojas 42y Golfo San José, 42j Caleta Valdés, 43y Golfo Nuevo y 43j Punta Delgada, Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional.* Informe inédito.

Mouzo,F. y M.Garza, 1979. Rasgos de la geología submarina del Golfo Nuevo, provincia del Chubut. *6° Congreso Geológico Argentino.* 2: 413-430

Ré, N. y A. Brodtkorb, 1960. Los depósitos salinos del Bajo El Gualicho y de la península de Valdés. *1° Jornadas Geológicas Argentina.* 2:307-328.

Rovereto, G.,1921. Studi de geomorfologia argentina. V: La península de Valdés. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 30:1-47. Roma

Windhausen, A., 1921. Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte NE del territorio del Chubut con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua a Puerto Madryn. *Bol. Dir.Gen.de Minas, Geología e Hidrología. Serie B (Geología)* 24:1-72.

SECCIÓN III

INVENTARIO DE YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE MINERALES METALÍFEROS E INDUSTRIALES DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

Godeas, M., R. Cardó, R. Carrizo, G. Cruz Zuloeta, R. González (h), L. I. Korzeniewski, H. López, H. Mallimacci, L. Martínez, E. Ramallo, H. Valladares y M. Zubia, 1999. Inventario de yacimientos y manifestaciones de minerales metalíferos e industriales de la República Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1015-1020, Buenos Aires.



INVENTARIO DE YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE MINERALES METALÍFEROS E INDUSTRIALES DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

Marta Godeas[1], Raúl Cardó[2], Ramón Carrizo[3], Gonzalo Cruz Zuloeta[4], Rafael González (h)[5], Lidia I. Korzeniewski[6], Héctor López[7], Hugo Mallimacci[8], Liliana Martínez[4], Eulogio Ramallo[9], Hildebrando Valladares[4] y Mario Zubia[10]

El objetivo de este inventario es la presentación de un registro actualizado de las principales características de los yacimientos y manifestaciones minerales de la República Argentina.

El inventario ha sido confeccionado en base a los datos preparados por los autores, completados y actualizados con los de los trabajos presentados en este libro y los citados en la bibliografía de cada uno de los mismos. También se tuvieron en cuenta los datos de las publicaciones editadas e inéditas del SEGEMAR. Se eliminaron todos aquellos datos con coordenadas imprecisas.

[1] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR*

[2] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación San Juan*

[3] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación La Rioja*

[4] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación Tucumán*

[5] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación General Roca*

[6] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Universidad de San Martín*

[7] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación Córdoba*

[8] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación Mendoza*

[9] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación Salta*

[10] *Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR Delegación Comodoro Rivadavia*

Es probable que existan diferencias entre algunos datos del texto y del inventario; ello se debe a que se respetó el criterio de los autores originales.

Se han considerado todos los yacimientos y manifestaciones de minerales metalíferos e industriales, excluyéndose entre estos últimos a los áridos naturales y rocas ornamentales y los combustibles.

En el inventario se han consignado los siguientes datos:

- **Distrito**: se indicó el nombre del distrito minero.
- **Nombre**: se dió el nombre del yacimiento o manifestación, y entre paréntesis el del grupo minero.
- **Latitud**, en grados y minutos
- **Longitud**, en grados y minutos
- **Elemento/sustancia**: se consignaron las siguientes sustancias o asociaciones paragenéticas de importancia económica: ágata, alunita, amatista, antimonio, aragonita, arcilla, arena silícea, arsénico, asbesto, asfaltita, azufre, baritina (baritina-celestina), bentonita, berilio, bismuto, borato, calcita, caliza, caolín, carbonato de sodio, celestina, ceolita, cinc, cobre (cobre-bismuto, cobre-oro, cobre-molibdeno), cromo (cromo-níquel), cuarzo-feldespato-mica, diatomita, dolomía, estaño, esteatita, fluorita, fosfato, grafito, granate, hierro (hierro-manganeso, hierro-titanio), laterita, litio (litio-berilio), magnesita, manganeso, mármol, molibdeno, niobio-tantalio, níquel, ocres, ónix, oro (oro-plata), perlita, pirofilita, plata, plomo (plomo-plata, plomo-cinc), plomo-plata-cinc, polimetálicos, potasio, rodocrosita, sal, selenio, sillimanita, sulfato de aluminio, sulfato de aluminio y magnesio, sulfato férrico y ferroso, sulfato de sodio, talco (talco-serpentina), tierras raras, titanio (titanio-circonio), tosca, topacio, travertino, uranio (uranio-vanadio, uranio-cobre), vanadio, vermiculita, wolframio, wollastonita, yeso.

- **Tipo**, desde el punto de vista morfológico. Se consideraron los siguientes tipos: estratiforme, vetiforme, stockwork, diseminado, lentiforme, irregular, greisen, dique carbonatítico, venillas o guías, placer, mantiforme, evaporítico, nodular, rosetas, pegmatítico, impregnación, concreción, relleno de fracturas, cemento de sedimentitas o de brechas hidrotermales, tabular, costra salina, domo salino, relleno de cavidades, manantial termal, estratoligado, skarn, oolítico, alteración hidrotermal, reemplazo, rodados, bolsón.
- **Leyes**: indicadas en porcentajes, g/t o partes por millón
- **Recursos**: en toneladas o metros cúbicos de mena, indicando la categoría (de existir el dato) (medidos, indicados, inferidos, totales o geológicos).
- **Roca de caja /hospedante**:
  - **Edad** de la roca de caja/hospedante
  - **Ltología**: breve mención de la misma
  - **Unidad**: nombre formacional

Los datos se ordenaron alfabéticamente por provincia teniendo en cuenta como primer criterio la sustancia o asociación paragenética principal, y como segundo criterio el nombre del distrito y/o depósito.

BUENOS AIRES

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ARCILLA										
San Manuel	*Los Cinco Nietos*	37° 45'	59° 01'	Arcillas	Estratiforme			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
San Manuel	*Manolo*	37° 45'	59° 01'	Arcillas	Estratiforme			Precámbrico-Precámbrico superior	Basamento Cristalino y secuencias psamo-pelíticas	Complejo Buenos Aires-Grupo Sierras Bayas
San Manuel	*Misato*	37° 46'	58° 54'	Arcillas	Estratiforme y lentiforme			Precámbrico	Basamento Cristalino	Complejo Buenos Aires
San Manuel	*Palmar*	37° 46'	58° 54'	Arcillas	Estratiforme			Precámbrico-Precámbrico superior	Rocas del Basamento Cristalino y secuencias psamo-pelíticas	Complejo Buenos Aires-Grupo Sierras Bayas
	Cantera Cerámica del Plata	38° 03'	57° 41'	Arcillas	Bancos lenticulares			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	Cantera Goyín	38° 03'	57° 41'	Arcillas	Lentiforme			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas y conglomerados	Grupo Sierras Bayas
	Cerro Segundo	37° 50'	58° 03'	Arcillas	Irregular, lenticular	Al_2O_3: 20-21 %		Precámbrico	Yace sobre rocas del Basamento Cristalino	Complejo Buenos Aires
	Constante 10	37° 20'	59° 46'	Arcillas	Mantos lenticulares			Precámbrico	Yace sobre rocas del Basamento Cristalino	Complejo Buenos Aires
	El Cerrito	38° 03'	57° 42'	Arcillas	Bancos lenticulares			Precámbrico	Bancos intercalados entre areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	El Ferrugo	37° 18'	59° 48'	Arcillas	Mantos lenticulares			Paleozoico inferior	Arenisca cuarcíticas	Formación Balcarce
	El Silicón	37° 18'	59° 48'	Arcillas	Mantos lenticulares			Paleozoico inferior	Areniscas cuarcíticas	Formación Balcarce
	El Tigre	37° 47'	59° 10'	Arcillas	Bancos lenticulares			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	El Tinterito	37° 39'	59° 28'	Arcillas	Estratiforme y lentiforme			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	Gutiérrez	37° 44'	59° 14'	Arcillas	Estratiforme	Illita: 14%, Caolinita: 74%; Cuarzo: 12%, Esmectita: trazas		Paleozoico inferior	Areniscas cuarcíticas	Formación Balcarce
	Javier	37° 24'	59° 53'	Arcillas	Mantos lenticulares	Esmectita: 2 %, Illita/Moscovita: 15%, Caolinita: 62%, Cuarzo: 21% (muestra puntual)		Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	La Elisa	37° 35'	59° 26'	Arcillas plásticas	Estratiforme y lentiforme			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	La Torre	37° 28'	59° 46'	Arcillas	Mantos lenticulares			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	María Eugenia, Cinco Cerros	37° 57'	58° 03'	Arcillas	Irregular, lenticular	Al_2O_3: 21,63-25,78%		Precámbrico	Yace sobre rocas del Basamento Cristalino	Complejo Buenos Aires
CALIZA										
	Avellaneda	36° 58'	60° 20'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 82,60%		Precámbrico superior	Infrayace a horizonte pelítico	Grupo Sierras Bayas
	Cerro Negro	36° 55'	60° 20'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 89,90%		Precámbrico superior	Bancos intercalados entre arcillas y sedimentos cuaternarios	Grupo Sierras Bayas
	Feites-La Providencia	36° 58'	60° 17'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 86,50%		Precámbrico superior	Bancos intercalados entre arcillas y sedimentos cuaternarios	Grupo Sierras Bayas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Loma Negra de Barker	37° 35'	59° 03'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:86%		Precámbrico superior	Suprayace a horizonte pelítico	Grupo Sierras Bayas
	Loma Negra - La Providencia	37° 00'	60° 20'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:81,40%		Precámbrico superior	Bancos intercalados entre arcillas y sedimentos cuaternarios	Grupo Sierras Bayas
	San José del Carmen	37° 44'	59° 18'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:87%		Precámbrico superior	Infrayace a niveles psamo -pelíticos y es cubierta por tosca	Grupo Sierras Bayas
CAOLIN										
Chillar	*La Verónica, Santa María*	37° 20'	59° 54'	Caolín	Estratiforme			Paleozoico inferior	Areniscas cuarcíticas	Formación Balcarce
San Manuel	*San Manuel / o Cantera del Pueblo*	37° 45'	59° 01'	Caolín	Estratiforme			Precámbrico- Precámbrico superior	Basamento Cristalino y secuencias psamo-pelíticas o cubierto por material estéril	Complejo Buenos Aires- Grupo Sierras Bayas
	Bachicha	37° 47'	58° 10'	Caolín	Irregular			Precámbrico- Precámbrico superior	Basamento Cristalino y secuencias psamo-pelíticas o cubierto por material estéril	Complejo Buenos Aires- Grupo Sierras Bayas
	Cantera Los Curros	38° 02'	57° 41'	Caolín	Bancos lenticulares			Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas
	Cantera Los Pinos	37° 18'	58° 18'	Caolín	Bancos lenticulares			Paleozoico inferior	Areniscas cuarcíticas	Formación Balcarce
DOLOMIA										
	Cantera de Fabricaciones Militares	36° 45'	60° 15'	Dolomía	Estratiforme	$CaCO_3$:31,83% MgO: 19,75%		Precámbrico superior	Bancos que infrayacen a cuarcitas	Miembro Dolomítico- Formación Villa Mónica- Grupo Sierras Bayas
	Cantera Sierras Bayas	36° 52'	60° 10'	Dolomía	Estratiforme	$CaCO_3$:30% MgO:20%	300.000 t	Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Miembro Dolomítico- Formación Villa Mónica- Grupo Sierras Bayas
	Colombo	36° 55'	60° 10'	Dolomía	Estratiforme	$CaCO_3$:31,59% MgO: 19,96%	1 Mt	Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Miembro Dolomítico- Formación Villa Mónica- Grupo Sierras Bayas
	Tofoletti, Perusso, Pettachi, Malegni	36° 56'	60° 08'	Dolomía	Estratiforme	$CaCO_3$:31,70% MgO: 19,70%		Precámbrico superior	Areniscas cuarcíticas	Miembro Dolomítico- Formación Villa Mónica- Grupo Sierras Bayas
HIERRO										
	4 de Junio	37° 35'	59° 31'	Fe	Lentes, concreciones y costras			Precámbrico superior	Pelitas ferruginosas cubiertas por material estéril (tierra vegetal, tosca y detritos de areniscas cuarcíticas)	Grupo Sierras Bayas
	Bahía San Blas (Beatriz, Don Claudio, Laura, Titanic y otras)	40° 35'	62° 14'	Fe, Ti, Zr	Placeres marinos	FeO:8-25% TiO:14%		Cuaternario	Arenas	
	El Sombrerito	37° 35'	59° 32'	Fe	Lentes, concreciones y costras	Hierro: 50-55%		Precámbrico superior	Pelitas ferruginosas intercaladas entre areniscas cuarcíticas	Grupo Sierras Bayas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
	Faro Segunda Barranca	40° 48"	62°17'	Fe, Ti, Zr	Placeres marinos			Cuaternario	Arenas	
	Playas de Mar del Plata	37° 55'	57° 43'	Fe	Placeres marinos			Cuaternario	Arenas	
	Playas de Miramar	38° 16'	58° 01'	Fe	Placeres marinos			Cuaternario	Arenas	
	Playas de Necochea	38° 32'	58° 52'	Fe	Placeres marinos			Cuaternario	Arenas	
	Río Claromecó	38° 48'	60° 10'	Fe	Placeres marinos		258.000 t (minerales magnéticos) 1.450 t (circón) 260 t (rutilo)	Cuaternario	Arenas	
SAL										
	La Espuma	40° 40'	63° 16'	Sal	Salmuera	NaCl: 95%	14.600 t (cosecha anual indicada)	Cenozoico	Salina	
	Salina del Inglés	40° 42'	62° 26'	Sal	Salmuera	NaCl: 95,40%	300.000 t (cosecha anual indicada)	Cenozoico	Salina	
	Salina Las Piedras o Salina de Cagliero	40° 34'	62° 38'	Sal	Salmuera	NaCl: 95,50%	238.000 t (cosecha anual indicada)	Cenozoico	Salina	
	Salinas Chicas (Las Barrancas, La Aurora)	38° 44'	62° 59'	Sal	Salmuera	NaCl: 91%	sector La Aurora: 880.000 t sector La Barranca: 160.000 t (cosecha anual indicada)	Cenozoico	Salina	
SULFATO DE SODIO										
	Chasicó	38° 38'	63° 01'	Sulfato de sodio	Sulfatera			Cenozoico	Salina	
	Choique (La Lidia, La Tigra y Nueva Roma)	38° 40'	62° 47'	Sulfato de sodio	Sulfatera	Na_2SO_4: 90-95%		Cenozoico	Salina	
	El Hinojo (Haydeé, María, Santa Anita)	35° 59'	65° 33'	Sulfato de sodio	Evaporítico	Na_2SO_4: 52 g/l		Cenozoico	Salina	
	Lago Epecuén	37° 11'	62° 47'	Sulfato de sodio	Sulfatera	Na_2SO_4: 60 g/l	14,12 Mt	Cenozoico	Salina	
	Laguna de Chasilauquen	37° 16'	63° 10'	Sulfato de sodio	Sulfatera	Na_2SO_4: 51,34 g/l	800.000 t	Cenozoico	Salina	
YESO										
	Cuenca del Río Quequén-Salado	38° 10'	59° 19'	Yeso	Evaporítico, lenticular, masivo		8 Mt (indicados)	Holoceno medio	Horizontes intercalados entre limos y arenas	Depósitos Pospampeanos

CATAMARCA

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
AMIANTO										
	Santa Rosa y Santa Julia	27° 00'	67° 41'	Asbesto (amianto, antofilita)	Guías		600 t	Ordovícico	Serpentinita	La Mesada de Los Zárate
AZUFRE										
Cerro Bayo	*Cerro Bayo y Rosa*	25° 11'	68° 33'	Azufre	Bolsones, relleno de fisuras e impregnaciones	S: 20-30%	7,5 Mt	Plioceno-Pleistoceno	Andesitas, basaltos ignimbritas, tobas	
Cerro Incahuasi	*Santa Isabel, San Pedro*	26° 20'	68° 16'	Azufre	Impregnaciones y relleno de fisuras			Plioceno-Pleistoceno	Andesitas, basaltos, ignimbritas	
Dos Conos	*Dos Conos, Facundo, San Miguel*	26° 52'	68° 06'	Azufre	Cristales, granos, impregnaciones y relleno de fracturas	S: 40%	1,4 Mt	Plioceno-Pleistoceno	Andesitas, basaltos, ignimbritas	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Volcán de Azufre	*Mirador, Pachamama I a IV*	25° 14'	68° 23'	Azufre	Nidos e impregnaciones	S: 24-58 %	900.000 t	Plioceno-Pleistoceno	Andesitas, basaltos ignimbritas y tobas	
	Cerro Tipas	27° 10'	68° 32'	Azufre	Impregnaciones			Plioceno-Pleistoceno	Andesitas, basaltos, ignimbritas	
BERILIO										
Ancasti	*Laurita, La Ocasión, Nildita, San Ignacio, Viviana, Yunka Suma (Grupo El Talco)*	28° 46'	65° 36'	Be-Li	Pegmatítico lenticular e irregular			Precámbrico	Esquistos micáceos, gneis	Formación La Cébila, Ancasti, Formación Infanzón
Ancasti	*María Esther (Grupo El Talco)*	28° 46'	65° 36'	Be	Cuerpos lentiformes e irregulares	10 kg/m^3	20.625 t	Precámbrico	Esquistos micáceos, gneis	Formación La Cébila, Formación Ancasti, Formación Infanzón
El Alto-Unquillo	*El Gallego, El Quebracho, Santa Rita*	28° 16'	65° 25'	Be	Cuerpos lentiformes			Precámbrico	Esquistos micáceos	Complejo Sierra Brava (Miembro El Jumeal), Formación Carreta Saltana, Formación Infanzón
El Alto-Unquillo	*Fernanda, Gladys, La Gordita, Mónica, TaTeTi, Sarita, San Sebastián, 6 de Julio*	28° 18'	65° 24'	Be	Cuerpos lentiformes			Precámbrico	Pizarras, filitas, esquistos y calizas	Formación La Cébila, Formación Ancasti
El Alto-Unquillo	*La Buena Estrella*	28° 16'	65° 25'	Be	Pegmatítico lenticular	BeO: 8,4%		Precámbrico	Esquistos micáceos	Complejo Sierra Brava (Miembro El Jumeal), Formación Carreta Saltana, Formación Infanzón
Ramblones	*Emperatriz*	29° 12'	65° 36'	Be	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Esquistos y gneises	Formación Sierra Brava
Ramblones	*La Carlota*	29° 01'	65° 29'	Be	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Esquistos y gneises	Formación Sierra Brava
Ramblones	*Los Molles*	29° 06'	65° 31'	Be	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Esquistos y gneises	Formación Sierra Brava
	Berilo I, II, III, IV	26° 19'	66° 33'	Be	Pegmatítico lenticular			Precámbrico	Esquistos, gneises	Complejo Metamórfico Río Blanco
BISMUTO										
Papachacra	*Piedra Calzada*	26° 48'	66° 51'	Bi	Pegmatítico tabular			Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Esquistos, pizarras, filitas	Grupo Cachiñán (parcial)
BORATOS										
Salar del Hombre Muerto	*20 de Mayo*	25° 25'	67° 06'	Boratos	Impregnaciones, concreciones			Holoceno	Acumulaciones arcillosas y evaporíticas	Depósitos evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Alberto, Centenario, La Jujeña*	25° 19'	67° 06'	Boratos	Nódulos, concreciones			Pleistoceno	Yeso, arcillas, arenas y halita	Megacuerpo salino Los Negros
Salar del Hombre Muerto	*Despegue, Flavio*	25° 28'	67° 02'	Boratos	Nódulos, concreciones			Holoceno	Acumulaciones arcillosas y evaporíticas	Depósitos evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Don Elías, 20 de Febrero*	25° 27'	67° 03'	Boratos	Impregnaciones, concreciones			Holoceno	Acumulaciones arcillosas y evaporíticas	Depósitos evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Horacio, María Cristina, 3 de Febrero, Eduardo*	25° 27'	67° 06'	Boratos	Impregnaciones, concreciones			Holoceno	Acumulaciones arcillosas y salinas de playa de salar	Depósitos evaporíticos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Salar del Hombre Muerto	*Ricardo*	25° 28'	67° 07'	Boratos	Impregnaciones, concreciones			Holoceno	Acumulaciones arcillosas y evaporíticas	Depósitos evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Sin Nombre*	25° 27'	67° 02'	Boratos	Impregnaciones, concreciones			Holoceno	Acumulaciones arcillosas y evaporíticas	Depósitos evaporíticos
CALIZA										
Albigasta	*La Calera*	25° 37'	65° 19'	Caliza cristalina	Mantiforme	$CaCO_3$: 85-55%	105 Mt	Precámbrico superior	Esquistos, esquistos anfibólicos y granitos	Formación Sierra Brava
Divisadero	*El Zanjón*	28° 43'	65° 29'	Caliza	Bancos	$CaCO_3$: 70%	170.000 t	Precámbrico superior	Esquistos y gneises	Formación Sierra Brava
Esquiú	*El Cerrito o El Morro*	29° 20'	65° 26'	Caliza cristalina	Bancos	$CaCO_3$: 62,3-94,3% $MgCO_3$: 4,45-35,6%	3,12 Mt	Precámbrico superior	Anfibolitas	Formación Sierra Brava
Esquiú	*Esquiú*	29° 20'	65° 26'	Caliza cristalina	Bancos	$CaCO_3$: 70%	1,27 Mt	Precámbrico superior	Gneises, esquistos y anfibolitas	Formación Sierra Brava
Las Peñas	*La Esperanza o El Porvenir*	29° 33'	65° 34'	Caliza cristalina	Bancos	$CaCO_3$: 86,8-96% $MgCO_3$: 0,46-5,51%	1,83 Mt	Precámbrico superior	Migmatitas y gneises	Formación Sierra Brava
Papachacra	*Morro Blanco*	26° 56'	66° 49'	Caliza cristalina	Bancos lenticulares			Ordovícico	Metasedimentita	Grupo Cachiñán (parcial)
	Ben Hur	25° 37'	65° 19'	Caliza	Mantiformes	$CaCO_3$: 65,1-79,0% $MgCO_3$: 0,9-3,7%	4,3 Mt	Precámbrico superior	Esquistos, granitos y pegmatitas	Formación Sierra Brava
	Doña Amalia	25° 27'	65° 17'	Caliza cristalina	Bancos	$CaCO_3$: 80%	100 Mt	Precámbrico superior	Esquistos, esquistos anfibólicos y granitos	Formación Sierra Brava
	Ojo de Agua	28° 58'	65° 24'	Caliza cristalina	Mantiforme	$CaCO_3$: 95,9% $MgCO_3$: 2,7%	2,34 Mt	Precámbrico superior	Esquistos, granitos y pegmatitas	Formación Sierra Brava
CARBONATO DE SODIO										
	Cazadero Grande	27° 23'	68° 09'	Carbonato de sodio	Impregnaciones			Holoceno	Depósitos salinos y lacustres de playa de salinas	Depósitos evaporíticos
	Cerro Las Lozas	27° 07'	68° 06'	Carbonato de sodio	Impregnaciones			Holoceno	Depósitos salinos y lacustres de playa de salinas	Depósitos evaporíticos
	Norma Edith	26° 57'	68° 06'	Carbonato de sodio	Impregnaciones			Holoceno	Depósitos salinos y lacustres de playa de salinas	Depósitos evaporíticos
COBRE										
Agua de Dionisio	*Bajo de La Alumbrera*	27° 19'	66° 38'	Cu-Au	Diseminado	Cu: 0,51% Au: 0,64 g/t	767 Mt (medidos)	Mioceno superior	Brecha andesítica, toba andesítica, diques y filones capa de andesitas, stock y diques de andesita cuarcífera	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Bajo El Durazno*	27° 18'	66° 35'	Cu-Au	Diseminado	Cu: 0,12% Au: 0,32 g/t	200 Mt (inferidos)	Mioceno superior	Stock riodacítico	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Bajo Las Juntas*	27° 27'	66° 32'	Cu-Au	Diseminado			Mioceno superior	Andesitas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Bajo Las Pampitas*	27° 19'	66° 39'	Cu-Au-Ag	Diseminado			Mioceno superior	Stock riodacítico y andesitas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Bajo San Lucas*	27° 24'	66° 33'	Cu-Au	Diseminado	Cu: 0,26%, Au: 0,35 g/t; Mo: 0,009%; Ag: 1,9 g/t		Mioceno superior	Pórfiros dioríticos y andesíticos	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*La Josefa*	27° 19'	66° 38'	Cu	Vetiforme	Au: 4-5 g/t Ag: 7-11 g/t		Mioceno superior	Brechas andesíticas y andesitas	Complejo Volcánico Farallón Negro

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Antofalla Este	*Farallón Alto*	25° 37'	67° 50'	Cu-Zn	Vetiforme			Mioceno superior-Plioceno inferior	Tobas, dacitas e ignimbritas	Dacita El Alto
Cerro Atajo	*Sector Salto Morado-San Antonio*	27° 18'	66° 28'	Cu-Au	Vetiforme	Salto Morado Cu: 0,41 % Ag: < 25 g/t Au: 2 g/t	Salto Morado < 20.000 t	Mioceno superior	Andesitas, brecha, tobas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Cerro Atajo	*Sector Triunfo*	27° 18'	66° 28'	Cu-Ag-Au	Vetiforme	Cu: 5% Ag: 75 g/t Au: 2,7 g/t	18.748 t (inferidos)	Mioceno superior	Andesitas piroclásticas	Complejo Volcánico Farallón Negro
La Borita	*Fénix, Betito, Guayracocha, La Borita*	26° 18'	67° 54'	Cu	Impregnaciones	Cu: 1,002 %	1,17 Mt (positivos + inferidos) (para todo el distrito)	Terciario ?	Calizas, areniscas tobáceas, limolitas, arcilitas, areniscas, tobas	
Negro de Rodríguez	*El Espiadero*	28° 06'	67° 53'	Cu	Vetiforme			Ordovícico inferior	Pizarras y filitas	Formación Negro Peinado
Negro de Rodríguez	*La Casita*	28° 06'	67° 53'	Cu	Vetiforme			Ordovícico inferior	Pizarras y filitas	Formación Negro Peinado
Negro de Rodríguez	*La Dalmira, Las Amolanas*	28° 11'	67° 54'	Cu	Vetiforme			Ordovícico inferior	Filitas	Formación Negro Peinado
Negro de Rodríguez	*La Delfina*	28° 06'	67° 53'	Cu-Au	Vetiforme			Ordovícico inferior	Pizarras y filitas	Formación Negro Peinado
Negro de Rodríguez	*Las Pircas*	28° 04'	67° 53'	Cu-Au	Vetiforme			Ordovícico inferior	Pizarras y filitas	Formación Negro Peinado
Papachacra	*La Cobriza y Ojo de Agua*	27° 55'	66° 51'	Cu	Tabular	Cu: 12-13 %		Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Esquistos y calizas	Grupo Cachiñán (parcial)
	Agua Rica (ex Mi Vida)	27° 22'	66° 17'	Cu-Mo-Pb-Zn-Ag-Au	Diseminado, venillas, relleno masivo	Cu: 0,61 % Mo: 0,035 % Au: 0,24 g/t Ag: 3,17 g/t	802 Mt (geológicos)	Mioceno superior	Brecha volcánica, brechas andesíticas	Brecha Carudo
	Descubridora de Los Aparejos	27° 42'	68° 24'	Cu	Diseminado, vetiforme			Cámbrico Ordovícico superior-Devónico?	Calizas y hornfels, granito	Formación Laguna Amarga Formación Narváez
	Fiambalá	27° 49'	67° 30'	Cu-Co-Ni	Estratificado				Metasedimentos, metagrauvacas	Complejo Metamórfico
	Filo Colorado	27° 23'	66° 13'	Cu-Mo-Au	Diseminado	Cu: 0,3-0,5 % Au: 0,02 g/t Mo: 200 ppm	9 Mt (indicados)	Ordovícico Mioceno superior	Granitos, dolerita y dacitas	
	La Pachamama	27° 45'	67° 30'	Cu-Pb	Lentes, guías y vetiforme	Cu: 4,3-1,6 %, Pb: 5,3-0,5 %		Precámbrico superior	Esquistos micáceos	Formación Famabalasto
	Lampaya	27° 30'	68° 13'	Cu	Vetiforme			Cámbrico	Esquistos, anfibolitas y calizas	Formación Laguna Amarga
	Vaca Vizcana	26° 48'	66° 50'	Cu-Au	Diseminado, venillas			Ordovícico superior-Silúrico Mioceno	Intrusivos, diques de pórfiros andesíticos y granito	Formación El Aspero Formación Chango Real
CUARZO-FELDESPATO-MICA										
Mutquín-Siján	*María Arsenita San Alfredo*	28° 27'	66° 08'	Cuarzo-caolín	Pegmatítico tabular			Precámbrico superior, Carbonífero inferior	Esquistos y granitos	Formación La Cébila, Plutón El Manchao
Santo Domingo	*La Esperanza La Libanesa*	27° 46'	67° 32'	Moscovita	Pegmatítico			Precámbrico superior	Esquistos, gneises	Formación Famabalasto
	Agua de las Palomas, La Chilca, San Esquiú	27° 37'	66° 30'	Moscovita	Pegmatítico			Precámbrico	Gneises, migmatitas, esquistos inyectados	Formación Gneis del Suncho
	Caraguay II, El Porvenir y Alejandro	28° 08'	65° 50'	Moscovita	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Gneises, migmatitas, esquistos inyectados	Formación El Portezuelo
	Caraguay, La Tucumana, Los Nichos	28° 23'	65° 45'	Moscovita	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Gneises, migmatitas, esquistos inyectados	Formación El Portezuelo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	El Yocavil	26° 37'	66° 05'	Moscovita	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Gneises, esquistos	Formación Tolombón (Gneis del Piscoyacu)
	Éxito, La Encrucijada, Ruby Mica, Sol de Mayo	28° 24'	65° 50'	Moscovita	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Gneises, migmatitas, esquistos inyectados	Formación El Portezuelo
	Selva y San Nicolás	28° 12'	65° 46'	Moscovita	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Migmatitas, gneises	Formación El Portezuelo
	Suda Mineral	27° 42'	66° 03'	Moscovita	Pegmatítico lenticular			Precámbrico	Gneises, migmatitas, esquistos inyectados	Formación Gneis del Suncho
	Virgen del Socavón de Oruro	28° 06'	65° 43'	Moscovita	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Migmatitas, gneises	Formación El Portezuelo
DIATOMITA										
	Antofagasta I a IV, Carachi, Catua, Juanchi, Laura	25° 36'	67° 28'	Diatomita	Bancos				Arcilitas, limos	
ESTAÑO										
El Fraile	*Las Champas (Grupo El Fraile)*	27° 38'	67° 20'	Sn	Vetiforme			Precámbrico superior, Ordovícico superior-Silúrico	Esquistos y granitos	Formación Famabalasto, Formación Chango Real
El Fraile	*Porvenir Argentino, San Nicolás, Santa Marta, Camela, La Nieve y otras (Grupo El Fraile)*	27° 40	67° 20'	Sn	Vetiforme			Precámbrico superior, Ordovícico superior- Silúrico	Granitos, esquistos	Formación Famabalasto, Formación Chango Real
El Fraile	*Progreso Argentino (Grupo El Fraile)*	27° 38'	67° 19'	Sn	Vetiforme			Precámbrico superior, Ordovícico superior- Silúrico	Esquistos y granitos	Formación Famabalasto, Formación Chango Real
El Salto-Agua de los Mineros	*Vil Achay*	27° 53'	67° 28'	Sn	Relleno de fisuras	Sn: 0,9-1,38 %	25.730 t (inferidos) 115.930 t (indicados)	Cámbrico superior-Ordovícico inferior Carbonífero	Granitos, gabronorita	Granito Vil Achay Complejo Norítico Fiambalá
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Fiambalá*	27° 47'	67° 30'	Sn	Vetiforme			Carbonífero	Pórfiros graníticos	Plutón Los Ratones
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*La Argentina, Buena Esperanza, 9 de Julio, San Antonio, San Felipe, San José, San Eduardo, San Marcelino, San Marcos, San Pedro, Santa Bárbara y otras*	27° 47'	67° 30'	Sn	Vetiforme			Carbonífero	Granitos	Plutón Los Ratones
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Las Pircas*	27° 53'	67° 28'	Sn	Vetiforme			Precámbrico superior, Carbonífero	Granitos, pórfiros graníticos, esquistos	Formación Famabalasto Plutón Los Ratones
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*San Pedro, San Felipe, Hernán Cortéz*	27° 53'	67° 28'	Sn	Guías			Precámbrico superior	Esquistos, gneises	Formación Famabalasto
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Santa Adela*	27° 47'	67° 30'	Sn	Vetiforme			Carbonífero	Granitos	Plutón Los Ratones
Zapata Norte	*San Ramón (ex- San Salvador) La Favorita, Hayduk, Santo Tomás, Descubridora, Concepción, Grupo San Vicente, Ojo de Agua*	27° 42'	67° 15'	Sn	Vetiforme, bolsones			Ordovícico superior-Silúrico	Granito, adamellita	Formación Chango Real
Zapata Sur	*San Cristóbal*	27° 46'	67° 19'	Sn	Vetiforme			Ordovícico superior-Silúrico	Granitos	Formación Chango Real

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
FLUORITA										
Guayamba	*Cora, Elena, San Isidro, Ana, Juanita (Grupo Elena)*	28° 27'	65° 34'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 60,45 % (ley media)	10.500 t	Precámbrico superior, Carbonífero	Esquistos y gneises, granitos	Formación Ancasti, Granito Santa Rosa
Guayamba	*Dal*	28° 20'	65° 30'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 63-74 %	70.000 t	Carbonífero	Granito	Granito Sauce Guacho
Papachacra	*Tiburcio El Enrejado*	26° 57'	66° 50'	Fluorita	Cuerpos tabulares			Ordovícico		Formación Chango Real y Grupo Cachiñán (parcial)
	Cuzca, Esquiú, La Casualidad, Payca, Santa Bárbara	28° 32'	65° 39'	Fluorita	Vetiforme			Precámbrico superior	Migmatitas y gneises	Formación El Portezuelo
GRANATE										
Papachacra	*Granatita, La Cuesta*	26° 57'	66° 50'	Granate	Lentiforme			Ordovícico	Calizas cristalinas, metasedimentitas	Grupo Cachiñán (parcial)
HIERRO										
El Salto-Agua de los Mineros	*Carmen*	27° 57'	67° 31'	Fe	Vetiforme			Cámbrico	Tonalitas	Tonalita La Puntilla
El Salto-Agua de los Mineros	*La Argentina*	27° 50'	67° 29'	Fe	Impregnaciones	Fe_2O_3: 20%	53.000 t (indicados) 30.000 t (inferidos)	Cámbrico superior-Ordovícico inferior y Carbonífero	Gabronorita, granito	Granito Cortaderas Complejo Norítico Fiambalá
Podestá (ex Romay)	*Cerro Cascabel*	27° 37´	65° 16'	Fe-Ti	Vetiforme	TiO_2: 34,2% Fe_2O_3: 8,68% FeO: 30,28%	319 t	Cámbrico	Ultramáficas	Gabronorita Albigasta
Podestá (ex Romay)	*Cerro Rico*	28° 37´	65° 16´	Fe-Ti	Vetiforme	TiO_2: 11,11% Fe_2O_3: 41,47% FeO: 32,22%		Cámbrico	Gabros hornblendíferos	Gabronorita Albigasta
	Visvil	27° 28'	66° 30'	Fe	Vetiforme	Fe: 59,20 %	800.000 t (indicados) inferior (inferidos)	Precámbrico-Cámbrico	Grauvacas, pelitas	Formación Suncho
LITIO										
Acazoque	*20 de Mayo, Angel Aurelio, Beatriz I a VX, Camela, China, Despegue, Don Carlos, Eduardo, María I a VX*	25° 23'	67° 10'	Li	Costras salinas			Holoceno	Arcilitas, limos, areniscas	Depósitos evaporíticos
Acazoque	*Nelly I a XV, Olga I a XV, Popy I a XV, Rosana I a XV, Silvia I a XV, Tauro y otras*	25° 23'	67° 10'	Li	Costras salinas			Holoceno	Arcilitas, limos, areniscas	Depósitos Evaporíticos
Ancasti	*El Infierno, La Joyita, Juan Carlos, La Culpable, Loma Pelada (Grupo Vilismán)*	28° 30'	65° 31'	Li-Be	Pegmatítico tabular			Precámbrico	Esquistos cuarzo-micáceos	Formación La Cébila, Formación Ancasti, Formación Infanzón
Ancasti	*Flor Morada, Gracielita, Ipizca I y II, La Ancasteña, María Elena, Santa Gertrudis II (Grupo El Talco)*	28° 49'	65° 33'	Li-Be	Pegmatítico lenticular			Precámbrico	Esquistos micáceos	Formación La Cébila, Formación Ancasti, Formación Infanzón
Ancasti	*Reflejos del Mar (Grupo Vilismán)*	28° 30'	65° 31'	Li-Be	Pegmatítico	Espodumeno: 20%	13.600 t	Precámbrico	Esquistos cuarzo-micáceos	Formación La Cébila, Formación Ancasti, Formación Infanzón

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Ancasti	*Santa Gertrudis (Grupo El Talco)*	28° 46'	65° 36'	Li-Be	Pegmatítico	LiO_2: 5%	14.500 t (inferidos)	Precámbrico	Esquistos micáceos	Formación La Cébila, Formación Ancasti, Formación Infanzón
Salar del Hombre Muerto	*Alberto, 20 de Febrero, 3 de Febrero, Bárbara I a XIV, Barreal I y II, Boracita I y II, Carnalita I y II, Cata Cuba y otras*	25° 19'	67° 06'	Li	Cuerpos dómicos salinos			Pleistoceno-Holoceno	Arcilitas, limos, areniscas	Depósitos Evaporíticos
MANGANESO										
Agua de Dionisio	*Morro Bola*	27° 19'	66° 40'	Mn-Au-Ag	Vetiforme			Mioceno superior	Andesitas	Complejo Volcánico Farallón Negro
ONIX										
	Inca	25° 25'	67° 17'	Onice	Bancos		256.000 t	Ordovícico	Pizarras y filitas	Formación Falda Ciénaga
	Laurita	26° 21'	67° 16'	Onice	Bancos		44.000 t	Ordovícico?	Pizarras, filitas, esquistos	
	Mónica	25° 25'	67° 17'	Onice	Bancos		80.000 t	Ordovícico	Pizarras y filitas	Formación Falda Ciénaga
ORO										
Agua de Dionisio	*Agua Tapada*	27° 17'	66° 39'	Au	Vetiforme	Au: 0,5 g/t (ley máxima)		Mioceno superior	Brechas andesíticas, andesitas cuarcíferas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Alto de la Blenda*	27° 19'	66° 40'	Au-Ag-Mn	Vetiforme	Au: 6,1 g/t, Ag: 112 g/t (sector alta ley) (Farallón Negro + Alto de la Blenda)	479.286 t (totales de alta ley) (Farallón Negro + Alto de la Blenda)	Mioceno superior	Monzonita, andesitas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Farallón Negro*	27° 18'	66° 40'	Au-Ag-Mn	Vetiforme			Mioceno superior	Brechas andesíticas, monzonita	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Los Viscos*	27° 18'	66° 40'	Au-Ag-Mn	Vetiforme	Au: 13,75 g/t Ag: 114 g/t		Mioceno superior	Andesitas, brechas andesíticas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Macho Muerto*	27° 18'	66° 40'	Au-Ag-Mn	Vetiforme	Au: 1 g/t (ley máxima)		Mioceno superior	Brechas andesíticas y riodacitas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Agua de Dionisio	*Santo Domingo*	27° 18'	66° 40'	Au	Vetiforme			Mioceno superior	Brechas andesíticas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Cerro Atajo	*Sector Carmen*	27° 19'	66° 29'	Au-W	Vetiforme	Au: 25 g/t Ag: < 10 g/t W: 1,8 kg/t	67.000 t	Mioceno superior	Tobas andesíticas, pórfiro dacítico	Complejo Volcánico Farallón Negro
Cerro Atajo	*Sector María Eugenia*	27° 18'	66° 28'	Au-Ag-Cu	Vetiforme	Cu: 1,6-9 %	745.000 t (inferidos)	Mioceno superior	Brechas andesíticas, tobas dacíticas	Complejo Volcánico Farallón Negro
Culampajá	*El Moradito*	26° 56'	66° 57'	Au	Vetiforme	Au: 10,2 g/t, Ag: 2 g/t		Ordovícico superior-Silúrico	Ortogneis granítico	Formación Chango Real
Culampajá	*Gutiérrez, Tajo Largo, El Ingenio, El Rosario*	26° 58'	66° 58'	Au	Vetiforme			Ordovícico superior-Silúrico	Ortogneis granítico	Formación Chango Real

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Diablillos	*Agua de las Palomas, Cóndor Yacu, El Mochito, Ojos Grandes, Rumi Cori, Salomé*	25° 11'	66° 48'	Au	Diseminado			Mioceno	Brechas	Formación Inca Viejo
Incahuasi	*Don Martín*	25° 28'	67° 09'	Au	Vetiforme			Ordovícico medio a superior	Lutitas, pizarras, areniscas cuarcíferas, grauvacas	Formación Falda Ciénaga
Incahuasi	*Esperanza, Victoria*	25° 31'	67° 12'	Au	Vetiforme			Ordovícico medio a superior	Lutitas, pizarras, areniscas cuarcíferas, grauvacas	Formación Falda Ciénaga
Incahuasi	*Falda Ciénaga*	25° 35'	67° 13'	Au	Vetiforme			Ordovícico medio a superior	Lutitas, pizarras, areniscas cuarcíferas, grauvacas	Formación Falda Ciénaga
Incahuasi	*Incahuasi, La Paciencia, La Peregrina, La Perseverancia, La Providencia*	25° 27'	67° 12'	Au	Vetiforme	Au: 4 g/t Incahuasi: 12-15 g/t	260.000 t (inferidos)	Ordovícico medio a superior	Lutitas, pizarras, areniscas cuarcíferas, grauvacas	Formación Falda Ciénaga
	Los Nacimientos	25° 52'	67° 23'	Au	Vetiforme			Ordovícico medio a superior	Lutitas, pizarras, areniscas cuarcíferas, grauvacas	Formación Falda Ciénaga
	Reina de la Selva	25° 54'	67° 21'	Au	Vetiforme			Ordovícico medio a superior	Lutitas, pizarras, areniscas cuarcíferas, grauvacas	Formación Falda Ciénaga
PLOMO										
Antofalla Este	*Mina del Cobre*	25° 37'	67° 50'	Pb-Zn-Cu	Vetiforme			Mioceno	Conglomerados	Formación Pozuelos
La Borita	*Mina Fénix*	26° 18'	67° 53'	Pb	Vetiforme	Fosgenita PbO: 66,18-67,12%		Terciario?	Areniscas, calizas, tobas, limolitas, arcilitas	
Papachacra-Alto de La Mina	*Don Cirilo*	27° 55'	66° 51'	Pb-Ag	Vetiforme	Ag: 65 g/t		Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Esquistos, filitas, pizarras, calizas, granitos	Grupo Cachiñán (parcial)
Papachacra-Alto de La Mina	*Doña Martina, La Marcos, La Pilar, La Tomasita, La Zaragozana, La Rosalía, Cóndor Huasi*	27° 55'	66° 51'	Pb-Ag	Vetiforme			Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Esquistos, filitas, pizarras, calizas, granitos	Grupo Cachiñán (parcial)
Papachacra-Alto de La Mina	*La Argentina*	27° 55'	66° 51'	Pb-Ag	Vetiforme	Ag: 129 g/t		Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Esquistos, filitas, pizarras, calizas, granitos	Grupo Cachiñán (parcial)
Papachacra-Alto de La Mina	*Negra Dorada*	27° 55'	66° 51'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 6%, Zn: 2%, Ag: 70 g/t -377 g/t		Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Esquistos, filitas, pizarras, calizas, granitos	Grupo Cachiñán (parcial)
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*La Rica*	27° 44'	67° 55'	Pb	Vetiforme			Precámbrico superior	Esquistos	Formación Famabalasto
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Los Ratones*	27° 44'	67° 55'	Pb-Zn	Vetiforme	Pb: 7,5% Zn: 4,1%	19,98 Mt	Precámbrico superior	Esquistos y filitas	Formación Famabalasto
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Santa Bárbara*	27° 44'	67° 55'	Pb	Vetiforme			Precámbrico superior	Esquistos	Formación Famabalasto
	Cristina	27° 45'	67° 58'	Pb	Vetiforme			Ordovícico Inferior	Metasedimentitas y metavolcanitas	Formación Suri-Las Planchadas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
	Laguna del Salitre	26° 14'	66° 53'	Pb-Zn	Vetiforme			Mioceno	Monzodiorita	Formación Salitre
	Suerte	27° 47'	67° 58'	Pb	Vetiforme			Ordovícico superior-Devónico?	Granodiorita	Granodiorita de Las Angosturas (Formación Narváez)
PLOMO-PLATA-CINC										
Antofalla Este	*Los Españoles*	25° 37'	67° 50'	Pb-Zn-Ag	Cuerpos lenticulares			Mioceno	Conglomerados	Formación Pozuelos
Antofalla Este	*Los Jesuitas*	25° 37'	67° 50'	Pb-Zn-Ag	Cuerpos lenticulares			Mioceno	Conglomerados	Formación Pozuelos
Antofalla Este	*Veta La Torre*	25° 37'	67° 50'	Pb-Zn-Ag	Vetiforme			Mioceno	Areniscas	Formación Pozuelos
Antofalla Este	*Veta Larga*	25° 37'	67° 50'	Pb-Zn-Ag	Vetiforme			Mioceno	Conglomerados	Formación Pozuelos
Antofalla Este	*Veta Pila*	25° 38'	67° 50'	Pb-Zn-Ag	Vetiforme	Ag: 272 g/t Pb: 4,7% Zn: 7,7%	1 Mt (inferidos)	Mioceno	Areniscas, conglomerados	Formación Pozuelos
POLIMETALICOS										
Capillitas	*Rosario, Capillitas, Restauradora, Veta 9, La Grande, Ortiz, Luisita y otras (Grupo Capillitas)*	27° 20'	66° 23'	Cu-Au-Pb-Zn-Ag	Diseminado, venillas, relleno masivo, chimeneas, vetiforme	Cu: 2,32% Pb: 1,62% Au: 2,66 g/t Ag: 108 g/t (leyes de 3 vetas)	387.000 t (medidos) 675.000 t (inferidos)	Mioceno superior	Brecha volcánica, riolitas, tobas	Complejo Volcánico Farallón Negro
La Hoyada	*Alto de las Plazillas*	26° 50'	67° 47'	Pb-Ag-Zn-Cu	Vetiforme	Cu: 1,5% Pb: 1,8% Ag: 250 g/t	9 Mt (inferidos)	Mioceno superior	Andesita	Formación La Hoyada
La Hoyada	*Andrés*	26° 56'	66° 56'	Pb	Vetiforme			Mioceno superior	Brechas	Formación La Hoyada
La Hoyada	*Cuevas Negras*	26° 56'	66° 56'	Pb-Ag-Cu	Vetiforme	Cu: 0,07%, Pb: 1,75%, Ag: 291 g/t (esquirlas de roca)		Mioceno superior	Brechas	Formación La Hoyada
La Hoyada	*Descubridora*	26° 50'	67° 47'	Pb-Ag-Cu-Zn	Vetiforme	Cu: 0,1-3,9%; Pb: 0,3-13,2%, Zn: 0,1-0,92%, Ag: 20-290 g/t	675.000 t (inferidos)	Mioceno superior	Andesita	Formación La Hoyada
La Hoyada	*El Portezuelo*	26° 50'	67° 47'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Mioceno superior	Andesitas, dacitas	Formación La Hoyada
La Hoyada	*Eusebio*	26° 56'	66° 56'	Pb	Vetiforme			Mioceno superior	Andesitas	Formación La Hoyada
La Hoyada	*La Plazilla*	26° 50'	67° 47'	Cu	Vetiforme			Mioceno superior	Andesitas	Formación La Hoyada
La Hoyada	*La Rosario*	26° 50'	67° 47'	Cu-Pb-Ag	Vetiforme			Mioceno superior	Andesitas	Formación La Hoyada
La Hoyada	*María Magdalena*	26° 56'	66° 56'	Pb-Cu	Vetiforme			Mioceno superior	Andesita	Formación La Hoyada
La Hoyada	*Quebrada Don Juan*	26° 50'	67° 47'	Pb-Ag-Zn-Cu	Vetiforme			Mioceno superior	Brecha andesítica	Formación La Hoyada
La Hoyada	*Rosita*	26° 50'	67° 47'	Pb-Ag-Zn-Cu	Vetiforme			Mioceno superior	Andesitas, brechas	Formación La Hoyada
	Calalaste	26° 20'	67° 34'	Pb-Zn-Cu-Fe-Mn-Au	Lentiforme, vetiforme, stockwork	Zn: 914-4.780 ppm Cu: 87-345 ppm Pb: 64,4-151 ppm Fe: 12,5-46%		Eopaleozoico	Pelitas	Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas
	Cerro Azul	26° 58'	67° 31'	Pb-Zn-Ag-Au	Vetiforme	Pb: 5,5% Ag: 0,133 kg/t Au: 3,07 g/t	8.400 t (inferidos) 2.772 t (indicados)	Mioceno superior	Andesita	
RODOCROSITA										
Capillitas	*Carmelitas, Ortiz*	27° 20'	66° 23'	Rodocrosita, capillitita	Vetiforme		5.393 t	Mioceno superior	Riolitas, tobas y brechas volcánicas	Complejo Volcánico Farallón Negro
SAL										
Salar de Antofalla		25° 47'	67° 26'	Sal	Afloramiento dómico			Mioceno	Arcilla, arenas, yeso	Megacuerpo salino Antofalla (Formación Pozuelos-Sijes)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Salar del Hombre Muerto		25° 19'	67° 06'	Sal	Mantiforme			Pleistoceno	Areniscas, tobas, arcilitas, yeso	Megacuerpo salino "Los Negros"
SULFATO DE SODIO										
Laguna de Archibarca	*Blanca, Elena, Byby y La Marú*	25° 17'	68° 00'	Sulfato de sodio	Impregnaciones			Holoceno	Limo, arena	Depósitos evaporíticos
	Catasulf	25° 27'	67° 21'	Sulfato de sodio	Impregnaciones, concreciones			Holoceno	Limo, arena	Depósitos evaporíticos
	Rosario Sulfatos	25° 34'	67° 18'	Sulfato de sodio	Impregnaciones			Holoceno	Limo, arena	Depósitos evaporíticos
TOPACIO										
Papachacra	*La Preciosa Argentina*	26° 57'	66° 50'	Topacio	Tabular			Ordovícico	Metasedimentitas	Grupo Cachiñán (parcial)
URANIO										
Fiambalá	*Las Termas*	27° 42'	67° 32'	U	Vetiforme, stockwork, diseminado	U: 0,51-9,41%		Precámbrico superior	Brechas, esquistos, cuarcitas	Formación Famabalasto
Tinogasta	*Agua de los Pájaros*	28° 11'	67° 47'	U	Vetiforme	U: 1,36% (ley máxima)		Ordovícico superior-Devónico?	Granito	Formación Ñuñorco
Tinogasta	*Alumbrera*	28° 12'	67° 53'	U	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas silicificadas	Formación La Alumbrera
Tinogasta	*Bonanza, Quebrada del León, Las Higueritas, Quebrada del Medio y otras*	28° 09'	67° 50'	U	Cuerpos lenticulares	Para Quebrada del León U: 0,063% (ley media)	173 t (geológicos) para Quebrada del León	Pérmico	Areniscas, lutitas	Formación de La Cuesta
WOLFRAMIO										
Cerro La Ramada	*San Antonio, Santa Delia, Trece (Grupo San Antonio)*	27° 49'	67° 13'	W	Vetiforme	WO_3: 4%	4.050 t (indicados) 966 t (inferidos)	Devónico superior?	Granito	Plutón San Antonio
Cerro Negro	*Don Alberto, Marcelino, San Patricio, Santa Rosa, Virgen del Valle*	28° 14'	67° 10'	W	Vetiforme pasaje a pegmatoide			Ordovícico inferior	Esquistos, tonalitas, cataclastitas	Formación Cerro Negro
Culampajá	*San Isidro, La Banda (Grupo La Mesada)*	26° 58'	66° 56'	W	Vetiforme			Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Pizarras, filitas	Grupo Cachiñán (parcial)
El Salto-Agua de los Mineros	*Andacolla, Portezuelo Blanco, Santo Domingo, La Conocida, Rosario (Grupo El Salto)*	27° 51'	67° 28'	W	Vetiforme, pegmatoide, aplítico			Precámbrico superior, Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Gabronorita esquistos, gneises	Formación Famabalasto, Complejo Norítico Fiambalá
El Salto-Agua de los Mineros	*El Salto, San Luciano, Agua Verde, Ayacucho, Tres Sargentos (Grupo El Salto)*	27° 52'	67° 28'	W	Vetiforme pasaje a pegmatítico			Cámbrico superior Ordovícico inferior	Gabronorita	Complejo Norítico Fiambalá
Negro de Rodríguez	*Las Pircas*	28° 04'	67° 55'	W-Mo	Vetiforme			Ordovícico superior-Devónico	Granito	Formación Narváez
Papachacra	*El Aragonés, Don Enrique, Piedra Calzada*	26° 58'	66° 52'	W-Sn	Vetiforme			Cámbrico superior-Ordovícico inferior	Esquistos, fiitas, pizarras	Grupo Cachiñán (parcial)
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Buena Suerte ex Los Arboles (Grupo Los Ratones)*	27° 47'	67° 30'	W	Vetiforme, pegmatoide, diseminado	WO_3: 69%	12 t	Carbonífero	Pórfiro granítico	Plutón Los Ratones
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Los Ratones, Santa Bárbara (Grupo Los Ratones)*	27° 44'	67° 55'	W-Sn	Vetiforme			Carbonífero	Granito, pórfiro granítico	Plutón Los Ratones
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*Los Viejos (Grupo Los Ratones)*	27° 47'	67° 29'	W	Vetiforme	WO_3: 3%	1,77 t (inferidos)	Carbonífero	Granito	Plutón Los Ratones

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
Quebrada Los Arboles-Los Ratones	*San Alfredo, San Jorge, El Cóndor, Ofelia, Santa Inés, (Grupo Los Ratones)*	27° 47'	67° 30'	W-Sn	Vetiforme			Carbonífero	Granito	Plutón Los Ratones
Vinquis Sur	*Los Amigos, San Eduardo, San Francisco, Dolores, Los Viscos, Retamo, La Hoyada, Cerrillos*	28° 15'	67° 18'	W	Vetiforme			Ordovícico superior-Silúrico	Granitos, tonalitas	Formación Chango Real
	Del Valle, Gloria, La Cuestionada (Grupo Del Valle)	27° 38'	67° 05'	W	Vetiforme pasaje a pegmatoide	WO_3: 4%	1,12 Mt (inferidos)	Precámbrico-Cámbrico inferior?	Pizarras, filitas	Granito Capillitas
	San Adolfo	27° 43'	67° 55'	W	Vetiforme			Precámbrico superior	Esquistos	Formación Famabalasto
YESO										
	Rossana	29° 30'	65° 29'	Yeso	Bancos lenticulares			Plioceno	Areniscas, limolitas, conglomerados	Formación Portillo

CHUBUT

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
ALUNITA-BENTONITA										
Camarones	*Arazu, Bamba*	44° 47'	65° 53'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme	Al_2O_3: 24-32 %	582.432,3 t	Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas	Formación Río Chico
Camarones	*Cabo Raso*	44° 09'	65° 28'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme	Al_2O_3: 24-32 %	26 Mt	Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas	Formación Río Chico
Camarones	*Camarones 12, 13, 14 24, 36 y 44*	44° 43'	65° 50'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas	Formación Río Chico
Camarones	*Camarones 6, 10, 11, 15, 17, 21, 22, 25, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 37, 40, 41, 42, 43, 45 y 47*	44° 47'	65° 53'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas tobáceas	Formación Río Chico
Camarones	*Camarones 3, 4, 5, 7, 8, 9, 16, 18, 20, 26 y 46*	44° 44'	65° 51'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas	Formación Río Chico
Camarones	*Dos Pozos*	43° 54'	66°00'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas	Formación Río Chico
Camarones	*Libertad, Mina 16-c, Raya Corta, Toba, Victorio*	44° 47'	65° 53'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas	Formación Río Chico
Camarones	*Perla II*	43° 59'	63° 16'	Alunita-montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno superior	Tobas, brechas tobáceas	Formación Río Chico
ARCILLA										
Esquel	*Ahoniquen Eudosio*	42° 56'	71° 15'	Arcillas	Estratiforme			Cuaternario	Arenas, gravas	Depósitos de Drift
Esquel	*El Chacay, Esperanza La Colonia, Trevelin*	43° 05'	71° 27'	Arcillas	Estratiforme			Cuaternario	Arenas, gravas	Depósitos de Drift
Valle Inferior del Río Chubut	*7 de enero*	43° 29'	66° 00'	Tierra aluminosa				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Alicia*	43° 25'	66° 29'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*Asunción*	43° 44'	66° 24'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Calandria*	43° 33'	66° 16'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Cardenal*	43° 33'	66° 15'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Celestina*	43° 25'	66° 32'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Chubut II*	43° 28'	66° 50'	Arcillas	Estratiforme			Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Cigüeña, Don Guillermo, Don Lucho*	43° 32'	66° 13'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Cristinita*	43° 17'	65° 25'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Mariano, Amelia, Engaño*	43° 28'	66° 00'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Francisco*	43° 37'	66° 16'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Pedro, Gauna, La Lucila Sigma Tehuelche*	43° 30'	66° 11'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*El Chenque*	43° 39'	66° 27'	Arcillas varias			1,52 Mt (medidos) 67 Mt (inferidos)	Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*El Chenque Alto*	43° 39'	66° 27'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*El Chenque Angosto*	43° 40'	66° 27'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*El Chenque Centro*	43° 39'	66° 27'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*El Chenque Sur*	43° 33'	66° 15'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*Gabriel I*	43° 36'	66° 07'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Gaviota, Golondrina*	43° 33'	66° 16'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Grecia*	43° 37'	66° 10'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Iperita*	43° 26'	66° 04'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*La Encontrada*	42° 33'	65° 28'	Arcillas refractarias				Eoceno	Arcillas	Formación Sarmiento
Valle Inferior del Río Chubut	*La Pastora*	43° 31'	66° 40'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*La Tila*	43° 33'	66° 02'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*La Valeriana*	43° 40'	66° 26'	Arcillas varias			5,72 Mt (inferidos)	Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Labarden*	43° 31'	66° 40'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Laurita*	43° 28'	66° 00'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Los Cerrillos*	43° 40'	66° 25'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Los Mirasoles*	43° 20'	67° 26'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Madariaga*	43° 31'	66° 40'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Maipú*	43° 32'	66° 37'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Marietta*	43° 32'	66° 13'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Maruja*	43° 36'	66° 15'	Arcillas aluminosas				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*Mina 11*	43° 39'	66° 28'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Mina 13*	43° 39'	66° 26'	Arcillas				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Mónica*	43° 25'	66° 32'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Myriam*	42° 45'	65° 18'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Paloma, Paulina*	43° 32'	66° 13'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Perla*	43° 25'	66° 32'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Perla Segunda*	43° 25'	66° 32'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Rauch*	43° 31'	66° 40'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*René*	43° 25'	66° 32'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*San Benito*	43° 39'	66° 25'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Silvia*	43° 37'	66° 17'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Tanque*	43° 43'	66° 24'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Tres Arroyos*	43° 32'	66° 37'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Tucán*	43° 33'	66° 16'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico
Valle Inferior del Río Chubut	*Zorzal*	43° 33'	66° 15'	Arcillas varias				Jurásico a Paleoceno	Pórfiros, caolines, areniscas, coquinas	Complejo Marifil, Grupo Chubut, Formación Puntudo Chico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Caleta Córdoba	45° 45'	67° 24'	Arcillas varias-Tierra de Batán						
	Don Gastón III	44° 40'	71° 05'	Arcillas refractarias						
	Francesa	42° 52'	64° 52'	Arcillas varias						
	Patagónica 15	42° 00'	71° 00'	Tierra aluminosa						
	Valle Hermoso	45° 39'	68° 23'	Arcillas refractarias						
BARITINA										
Laguna Salada	*Alejandrito*	42° 41'	69° 06'	Baritina-fluorita-óxidos de Mn	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna Salada	*Alejandrito I*	42° 41'	69° 06'	Baritina-fluorita-óxidos de Mn	Vetiforme		5.600 t	Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna	*Alejandrito II*	42° 41'	69° 06'	Baritina-fluorita-óxidos de Mn	Vetiforme		1.200 t	Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna Salada	*Alejandrito III*	42° 41'	69° 06'	Baritina-fluorita-óxidos de Mn	Vetiforme		500 t	Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna Salada	*Alejandrito IV*	42° 41'	69° 06'	Baritina-fluorita-óxidos de Mn	Vetiforme		1.000 t	Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna Salada	*Alejandrito V*	42° 42'	69° 06'	Baritina-fluorita-óxidos de Mn	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna Salada	*Alejandrito VI*	42° 43'	69° 07'	Baritina-fluorita-óxidos de Mn	Vetiforme		4.000 t	Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna Salada	*Ceferino Namuncurá*	42° 42'	69° 05'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$:87,94%		Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Laguna Salada	*Fabiana*	42° 43'	69° 04'	Baritina	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Paso de Indios	*Blancuntre*	42° 13'	68° 53'	Baritina	Vetiforme					
Paso de Indios	*Cacique Yanquetrú*	42° 49'	68° 32'	Baritina-Plomo	Vetiforme			Cretácico ?	Tobas	Grupo Chubut?
Paso de Indios	*Don Bosco*	42° 43'	69° 07'	Baritina-óxidos de Fe y Mn	Vetiforme	$BaSO_4$:88,94%		Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Paso de Indios	*El Mapuche*	43° 28'	69° 02'	Baritina-calcita	Vetiforme			Jurásico superior	Volcanitas mesosilícicas	Formación Cañadón Asfalto
Paso de Indios	*Ernesto*	42° 22'	68° 59'	Baritina	Vetiforme			Jurásico superior	Volcanitas mesosilícicas	Formación Cañadón Asfalto
Paso de Indios	*La Intermedia*	43° 27'	69° 02'	Baritina-	Vetiforme			Jurásico superior	Volcanitas mesosilícicas	Formación Cañadón Asfalto
Paso de Indios	*La Remisa*	43° 27'	69° 03'	Baritina-calcita	Vetiforme			Jurásico superior	Volcanitas mesosilícicas	Formación Cañadón Asfalto
Paso de Indios	*Mari Mari*	43° 11'	67° 36'	Baritina	Vetiforme					
Paso de Indios	*María Virginia*	42° 49'	68° 37'	Baritina						
Paso de Indios	*Piedra Blanca 1 y 2*	43° 27'	68° 58'	Baritina	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granitoides, migmatitas	Formación Catreleo
Paso de Indios	*Quechue Minera*	42° 25'	68° 54'	Baritina						
BENTONITA										
	Bahía Solano, Bentonita I	45° 34'	67° 21'	Montmorillonita						
	Bentonita 60	45° 31'	68° 15'	Montmorillonita						
	Bentonita 85	45° 02'	68° 17'	Montmorillonita						
	Bentonita 90	45° 04'	68° 17'	Montmorillonita						
	Carina	44° 48'	68° 37'	Montmorillonita			872.000 t			
	Don Santiago	42° 54'	67° 29'	Montmorillonita						
	El Olmo	42° 29'	68° 06'	Montmorillonita						
	La Norma	43° 26'	65° 55'	Montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno	Psamitas, pelitas	Formación Río Chico
	Punta Peligro	45° 36'	67° 22'	Montmorillonita	Estratiforme			Paleoceno	Psamitas, pelitas	Formación Río Chico
	Río Chico	45° 33'	68° 18'	Montmorillonita						

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
CALIZA										
	Arroyo Flores	44°54'	71°22'	Caliza	Estratiforme			Jurásico	Calizas	Formación Cotidiano
	Beta-Beta II	43°25'	65°56'	Caliza	Estratiforme			Paleoceno	Psamitas, coquinas	Formación Cañadón Iglesias
	Cantera Bahía Bustamante	44°56'	66°26'	Caliza	Estratiforme	Paleoceno	Coquinas			Formación Bahía Bustamante
	Cantera Pineda	45°05'	66°47'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:92% MgO:<2,6% Alcalis:<0,4% P:<0,05% Fe^{3+}:>0,8%	20 Mt (medidos)	Paleoceno	Calizas coquinoides	Formación Salamanca
	Cantera Pujana	44°52'	70°49'	Caliza	Estratiforme			Jurásico superior Cretácico Inferior	Calizas	Formación Tres Lagunas
	El Principio	42°56'	71°26'	Caliza	Estratiforme			Oligoceno	Calizas	Formación Rincón de Cholila
	El Tablón Cantera 1 y 2	45°00'	66°30'	Caliza	Estratiforme		400.000 t (aflorante) 800.000 t (cubierto)	Paleoceno	Coquinas	Formación Bahía Bustamante
	Epsilón	43°22'	65°57'	Caliza	Estratiforme			Paleoceno	Psamitas, coquinas	Formación Cañadón Iglesias
	La Esther, El Alamo, Cantera II, Piedras Blancas	44°59'	66°20'	Caliza	Estratiforme		La Esther 217 Mt (estimados)	Paleoceno	Coquinas	Formación Bahía Bustamante
	Sierra Chaira	45°04'	68°17'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:80-85%	740.000 t (medidos) 800.000 t (inferidos)			
	Tupu Limay	42°03'	70°29'	Caliza	Estratiforme					
CAOLIN										
Apeleg	*Arroyo Leones III, El Gato I y II, Lago Fontana III*	44°51'	71°05'	Caolinita-alunita-dickita-pirofilita-diásporo-baritina				Cretácico inferior	Tobas andesíticas, Dacitas	Formación Ñirehuao, Formación Gato
Apeleg	*Estrella Gaucha*	44°40'	71°05'	Caolinita-alunita-dickita				Cretácico inferior	Riolitas, Sedimentitas	Formación Payaniyeu, Formación Apeleg
Valle Inferior del Río Chubut	*17 de octubre*	43°34'	66°05'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Acrópolis*	43°34'	66°10'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Ahí Nomás*	43°42'	66°24'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Ana Elizabeth*	43°39'	66°34'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Ana Inés*	43°29'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Angelita*	43°35'	66°15'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Arauco*	43°29'	66°08'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		1,21 Mt (medidos) 0,95 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Arévalo*	43°30'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Ayacucho*	43°31'	66°38'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*Bajo Cerro*	43°30'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Benedicto*	43°31'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Blaya Dougnac*	43°26'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Carbajal*	43°31'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Carlitos Victoriano*	43°46'	66°24'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Cerro Alto*	43°30'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Cerro Este y Sur*	43°31'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Chiflín*	43°31'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Chiquita*	43°35'	66°24'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Cholita*	43°37'	66°14'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Chubut*	43°29'	66°50'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Colón*	43°29'	66°08'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		1.000 t	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Cruz del Sur*	43°34'	66°07'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Cuarto Sur del Río*	43°43'	66°22'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual	SiO_2:57,7% Al_2O_3:26,2% Fe_2O_3:2,1% K_2O:2,45%	4,33 Mt inferidos	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Cuevas I*	43°31'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Cuevas II*	43°28'	66°00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Daniel*	43°30'	66°00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Darwin*	43°30'	66°08'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Del Río I*	43°31'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Del Río II y III*	43°31'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Del Río IV*	43°28'	66°00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Delfín*	43°34'	66°21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Delfina*	43°26'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Delia*	43°31'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Alfredo*	43°37'	66°16'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Carlos I*	43°40'	66°25'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Carlos II*	43°40'	66°26'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		1,72 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Emilio, Don Enrique I*	43°34'	66°21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Enrique III*	43°36'	66°25'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Ernesto*	42°25'	68°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Eugenio*	43°29'	66°08'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		1,01 Mt (medidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don José*	43°46'	66°21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Narciso*	43°29'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		0,71 Mt (medidos) 1,15 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Ricardo*	43°26'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Don Roberto*	42°10'	70°31'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Doña Inés*	43°37'	66°25'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*El Corral*	45°23'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*El Embalse*	43°47'	66°23'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Elsa*	43°23'	66°37'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Enfrente*	43°39'	66°22'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Esparta*	43°38'	66°09'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Espingarda*	43°39'	66°20'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Faldeo I*	43°31'	65°59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Foca*	43°34'	66°21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*General Guido*	43°31'	66°40'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Gumersindo I*	43°31'	65°57'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Gumersindo III*	43°31'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Hércules*	43°24'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*Jilguero*	44° 06'	66° 14'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Jorgelina*	43° 45'	66° 23'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*José Pablo*	43° 43'	66° 24'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Juan Roberto*	43° 43'	66° 03'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Júpiter*	43° 28'	66° 00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*La Colorada*	43° 32'	66° 44'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*La Farándula*	43° 48'	66° 22'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*La Gruta*	43° 30'	65° 59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*La Justicia*	43° 31'	66° 00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*La Ladera*	43° 31'	65° 59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*La Reserva*	43° 36'	66° 26'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Lejanía*	43° 30'	66° 01'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Leopoldito*	43° 35'	66° 07'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Leopoldo Matías*	43° 31'	66° 00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Liebre*	43° 31'	66° 40'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Linares*	43° 32'	66° 13'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Lizama I*	43° 31'	65° 59'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Los Vecinos*	43° 51'	66° 22'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Luján*	43° 34'	66° 08'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Luxor*	43° 26'	66° 04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Manuelita*	43° 40'	66° 27'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Marcela*	43° 30'	66° 00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Margarita*	43° 37'	66° 25'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*María Alejandra*	43° 26'	66° 04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*María Amelia*	43°28'	66°00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*María del Carmen Luján*	43°35'	66°07'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*María Magdalena*	43°33'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Marito*	43°32'	66°13'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Maritza*	43°37'	66°27'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		2,26 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Márquez*	43°31'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Marta*	43°44'	66°23'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Maugenia*	43°45'	66°26'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Mercedes*	43°37'	66°26'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Minaco I, II y III*	43°39'	66°34'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Minessota*	43°44'	66°23'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Miss Mundo y Miss Mundo II*	43°44'	66°24'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Movediza*	43°31'	65°57'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Necochea*	43°31'	66°38'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Neptuno*	43°30'	65°57'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Nogues*	43°31'	66°04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Oti*	43°33'	66°03'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Paraná*	43°23'	66°03'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Paraná Segunda*	43°24'	65°58'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Paula*	43°28'	66°00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Pingüino*	43°34'	66°16'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Pirán*	43°31'	66°40'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Planicie*	43°31'	66°00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Pory*	43°28'	66°00'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle Inferior del Río Chubut	*Pueyrredón*	43° 31'	66° 40'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Quebradas*	43° 33'	66° 06'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Quinto Sur del Río*	43° 41'	66° 21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		11,3 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Romina*	43° 41'	66° 22'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Serrano I*	43° 33'	66° 06'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Sexto Sur del Río*	43° 41'	66° 23'	Caolinita-montmorillonita-dickita-nacita-halloysita-illita-esmectita	Residual		3,85 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Sonia*	43° 32'	66° 12'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Sorpresa*	43° 31'	66° 04'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Sur del Río*	43° 42'	66° 21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		1,72 Mt (medidos) 1,5 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Sur del Río Segundo*	43° 42'	66° 21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		2,35 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Tercer Sur del Río*	43° 42'	66° 21'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual		1,38 Mt (inferidos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Titina*	43° 26'	66° 04'	Caolinita-montmorillonita-dickita-nacita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Victoria*	43° 50'	66° 22'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Vidal*	43° 32'	66° 38'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
Valle Inferior del Río Chubut	*Villanueva*	43° 32'	66° 13'	Caolinita-halloysita-illita-esmectita	Residual			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, sedimentitas	Complejo Marifil
	Cura Limay	42° 10'	70° 32'	Caolinita-alunita-dickita				Precámbrico Eoceno	Esquistos, Pórfiros riolíticos	Formación Cushamen Formación Laguna del Unco
CEOLITAS										
	Solari Yrigoyen, Solari Yrigoyen I	42° 48'	66° 27'	Ceolitas						
COBRE										
Lagos La Plata-Fontana	*Lago La Plata III*	44° 54'	71° 57'	Cu						
Paso de Indios	*Antonio III*	43° 47'	69° 26'	Cu						
Paso de Indios	*Cateo Olte*	43° 29'	69° 21'	Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Tecka	*Cerro Cuche*	43° 22´	71° 07´	Cu-Mo-Pb-Ag	Vetiforme y diseminado			Cretácico medio a superior	Pórfiros cuarcíferos	
Tecka (Caquel)	*Nido de Aguilas*	43° 17´	71° 00´	Cu-Mo-Pb	Diseminado y stockwork			Cretácico medio a superior	Granodioritas y volcanitas andesíticas y dacíticas	Formación Arroyo Cajón

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Arroyo El Rápido	43°20´	71°05´	Cu	Diseminado y brecha			Cretácico superior	Volcanitas piroclastitas, granitoides	
	Arroyo Luque	43°16´	71°01´	Cu-Mo	Diseminado y stockwork			Cretácico superior	Volcanitas piroclastitas, granitoides	
	Cerro Coihue	42°08´	71°19´	Cu-Mo-Zn-Au	Zona de alteración Diseminado			Cretácico-Terciario	Granitoides, Andesitas	Batolito Andino Formación Ventana
	Cerro La Portada	42°58´	71°39´	Cu-Zn	Vetiforme					
	Cerro Riñón	44°03´	71°40´	Cu	Zona de alteración Diseminado			Cretácico superior	Andesitas, dacitas y sus tobas	Formación Arroyo Cajón
	Cerro Riscoso	42°43´	71°40´	Cu-Pb-Zn	Diseminado, vetiforme			Terciario	Granitos, Basandesitas, riolitas	Complejo intrusivo del Cerro Riscoso, Formación Ventana
	Condorcanqui	42°10'	71°24'	Cu	Diseminado y stockwork	Cu: 1,02%	431.550 t (indicados)	Cretácico inferior	Andesitas, tobas, brechas andesíticas	Formación Divisadero
	Cordón Situación	42°50´	71°50´	Cu-Zn-Pb	Diseminado, vetiforme			Jurásico medio Cretácico superior-Eoceno?	Andesitas, riodacitas, pórfiros dacíticos y andesíticos	Formación Lago La Plata, Granitos Lago Menéndez, Formación Ventana
	La Nueva	42°09'	71°24'	Cu						
	Laguna Súnica	43°12´	71°03´	Cu				Terciario	Volcanitas, piroclastitas	
	Quitral	44°53'	70°53'	Cu						
CUARZO-MICA										
	Cajón de Ginebra	43°45'	69°23'	Cuarzo-Au?-Ag?	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Catreleo	43°07'	70°26'	Cuarzo-fluorita-calcita				Eopaleozoico Jurásico	Granitos, Volcanitas	Formación Catreleo, Formación El Córdoba
	Don Juan	43°16'	70°32'	Mica-cuarzo aurífero						
	Estancia La Subida	43°55'	70°19'	Cuarzo	Pegmatítico				Tonalitas	
	Nahuel Emiliano	45°47'	67°23'	Cuarzo	Concrecional Sedimentario			Oligoceno	Pelitas	Formación Patagonia
	Pocitos de Quichaura	43°55'	70°15'	Cuarzo-Au?				Carbónico-Pérmico	Areniscas	Grupo Tepuel
FLUORITA										
Biedma	*Carmen del Chubut I y II Piche Gordo*	42°02'	65°28'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 35-40%	1 Mt	Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Biedma	*Flamenco*	42°10'	65°31'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 35%		Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Biedma	*Guanacote I y II*	42°06'	65°48'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 38%	2 Mt	Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Biedma	*Gumersindo*	42°04'	65°32'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Telsen	*Alamo*	42°06'	66°04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Telsen	*Don Alciro (Grupo El Moro)*	42°32'	66°10'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Telsen	*Don Alejandro (Grupo El Moro)*	42°36'	66°10'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Telsen	*Don Fermín (Grupo El Moro)*	42°21'	66°04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Telsen	*Don Pancho (Grupo El Moro)*	42° 35'	66° 10'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Telsen	*Don Raúl (Grupo El Moro)*	42° 35'	66° 10'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
Telsen	*Primera Esperanza (Grupo El Moro)*	42° 06'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 40-70%		Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Alejandro Miguel	42° 02'	66° 30'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Ana María	42° 04'	66° 11'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Avestruz I y II, Cabeza I y II	42° 02'	65° 28'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Carlos Manuel	42° 36'	66° 11'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Cola I y II	42° 02'	65° 28'	Fluorita	Vetiforme				Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Don Ricardo	42° 20"	65° 54'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Don Rufino	42° 06'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Estela	42° 21'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Etel y Oscar	42° 32'	66° 10'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Francisco	42° 21'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Guanaquito	42° 11'	65° 50'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Irma Inés	42° 19'	65° 58'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Juanito	42° 05'	65° 32'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Karina	42° 23'	65° 59'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	La Escondida II, III y IV, La Salvadora	42° 21'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Limay	42° 10'	65° 49'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Madre María	42° 21'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Mocoretá	42° 06'	65° 47"	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Nido	42° 01'	65° 29'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Pablo	42° 06'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Piche Flaco I y II	42° 01'	65° 29'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Pichoncito	42° 01'	65° 28'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Ruta IV, Ruta V	42° 02'	66° 30'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Santa Rita	42° 43'	66° 00'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Sebastián	42° 06'	66° 04'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
	Segunda Esperanza	42° 24'	65° 56'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico	Tobas, lavas, ignimbritas riolíticas	Complejo Marifil
FOSFATO										
	Estancia Las Violetas	45° 33'	66° 57'	Fosfatos (Apatita-hidroxilapatita)	Sedimentario	P_2O_5: 15,85 %		Paleoceno	Areniscas	Formación Río Chico
	Islas Blancas	44° 47'	65° 39'	Fosfatos (guano)	Organógeno			Holoceno	Desechos orgánicos de aves	
	Islas Leones	45° 06'	65° 34'	Fosfatos (guano)	Organógeno			Holoceno	Desechos orgánicos de aves	
	La Elida	44° 50'	67° 00'	Fosfatos (Apatita-hidroxilapatita)	Sedimentario			Paleoceno	Areniscas	Formación Río Chico
	La Pirámide	44° 57'	66° 48'	Fosfatos (Apatita-hidroxilapatita)	Sedimentario			Paleoceno	Areniscas	Formación Río Chico
GRAFITO										
	Sin nombre	42° 09'	70° 28'	Grafito	Metamórfico			Precámbrico	Esquistos micáceos	Formación Cushamen
HIERRO										
	El Abuelo	44° 56'	71° 51'	Fe-Mn	Skarn ?			Jurásico	Andesitas, calcáreos	Formación Lago La Plata
	Jobi	45° 58	67° 38'	Fe						
	Km 1864	45° 58	67° 38'	Fe						
	Titania	44° 55'	66° 09'	Fe-Ti	Estratiforme			Pleistoceno inferior	Gravas, arenas	Cordones litorales
MANGANESO										
	Florentino Ameghino	43° 30'	65° 58'	Mn	Estratiforme	Mn: 19-24 % Fe: 4-5 %	9.000 t	Paleoceno	Tobas, areniscas tobáceas	Formación Río Chico
	San Javier	45° 45'	68° 46'	Mn	Nódulos					
	San Jorge	45° 12'	68° 02'	Mn						
MOLIBDENO										
Tecka (Caquel)	*Cerro Gonzalo*	43° 19'	71° 03'	Mo-Au-Ag-Cu	Brecha			Cretácico medio	Granodioritas, pórfiros granodioríticos	
	Cushamen	42° 09'	70° 28'	Mo	Vetiforme			Precámbrico-Terciario	Esquistos micáceos, Diques riolíticos	Formación Cushamen, Formación Huitrera
ORO										
Aldea Beleiro	*Adrián*	45° 34'	71° 42'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
Cerro Risquero	*Aguamarina*	43° 30'	69° 28'	Au-Ag-Cu	Vetiforme	Au: 9,46 g/t (máximo puntual 256 g/t)		Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
Cholila	*Cañadón Horqueta*	42° 43'	71° 26'	Au	Aluvional					
Cushamen	*Ana Laura*	42° 07'	70° 54'	Au	Aluvional					
Epuyén	*Beatriz I*	42° 13'	71° 25'	Au	Aluvional					
Esquel	*Aeropuerto I*	42° 48'	71° 11'	Au		Au: 2-50 g/t				
Lagos La Plata-Fontana	*La Fronteriza I, II, III, y IV*	44° 50'	71° 55'	Au						
Los Manantiales	*Cerro Bandera*	42° 07'	69° 03'	Au	Vetiforme					

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Los Manantiales	*Liliana*	42° 01'	68° 59'	Au	Vetiforme					
Los Manantiales	*Michai Norte*	42° 01'	68° 58'	Au	Vetiforme					
Los Manantiales	*Michai Sur*	42° 03'	68° 59'	Au	Vetiforme					
Los Manantiales	*Sahuel Norte*	42° 02'	69° 05'	Au	Vetiforme			Jurásico	Andesitas	Formación Lonco Trapial
Tecka	*Arroyo Cascada*	43° 29'	71° 06'	Au	Vetiforme diseminado?	Au: hasta 13 g/t		Jurásico	Andesitas	Formación Lago La Plata
Tecka (Caquel)	*Princess*	43° 30'	71° 03'	Au	Vetiforme					
Telsen	*Arroyo Verde*	42° 01'	65° 22'	Au (Ag?)				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Complejo Marifil
	Amatista	43° 30'	69° 31'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Andrea Fabiana	43° 31'	69° 29'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Apolo	45° 31'	71° 41'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Brenda	45° 33'	71° 45'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Carmen I	45° 33'	71° 36'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Carmen II	45° 45'	71° 41'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Carolina	45° 35'	71° 36'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Cecilia	45° 39'	71° 44'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Cerros Colorados	43° 34´	71° 34´	Au-Cu?	Brecha	Au: 8 g/t		Jurásico-Cretácico superior	Volcanitas, piroclastitas, Intrusivos graníticos	Formación Lago La Plata, Granitoides Cretácicos
	Claudia I	42° 16'	71° 24'	Au	Aluvional					Depósitos Aluviales
	Constanza	45° 37'	71° 45'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Cristian	45° 46'	71° 45'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Daniel	45° 38'	71° 39'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Diamante	43° 31'	69° 30'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	El Abuelo, El Solcito	44° 57'	70° 55'	Au-Fe-Cu				Jurásico medio a superior	Volcanitas y piroclastitas	Formación Lago La Plata
	Esmeralda	43° 32'	69° 28'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Fernando	45° 35'	71° 37'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Galadriel	42° 51'	71° 12'	Au						
	Germán	45° 34'	71° 44'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Guillermo	45° 41'	71° 44'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Inés	45° 39'	71° 37'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Iván	45° 45'	71° 46'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Jenny	42° 03'	65° 39'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Julio	45° 39'	71° 41'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	María Paz	45° 35'	71° 43'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Maribel	45° 38'	71° 36'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Marte	45° 34'	71° 41'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Mati	42° 10'	70° 42'	Au	Aluvional					Depósitos Aluviales

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Matías	45°38'	71°46'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Mercedes Raquel	42°04'	70°59'	Au	Aluvional					Depósitos Aluviales
	Mercurio	45°31'	71°38'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Neptuno	45°31'	71°42'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Pedro	45°34'	71°39'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Plutón	45°39'	71°41'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Robinson	45°33'	71°44'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Rodocrosita	43°33'	69°28'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Rolando	45°31'	71°38'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Rubí	43°32'	69°30'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Sofía	45°37'	71°36'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Sturno	45°39'	71°44'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Tamara	45°37'	71°45'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Teresa	45°47'	71°45'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Topacio	43°29'	69°29'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Turquesa	43°31'	69°27'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Urano	45°47'	71°46'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Ximena	45°31'	74°10'	Au-Ag				Jurásico	Ignimbritas, tobas, riolitas	Formación Divisadero
	Zafiro	43°33'	69°30'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
PLOMO										
Paso de Indios	*Andrea Fabiana*	43°35'	69°29'	Pb-Ba						
	El Lucero, El Lucero II	42°44'	69°06'	Pb						
	Ernestina	42°01'	68°58'	Pb						
	La Paz	43°35'	69°29'	Pb-Ba						
	La Salvación	43°35'	69°28'	Pb-Ba						
PLOMO-PLATA-CINC										
Apeleg	*Cordillera de Sakmata*	44°46'	71°05'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	(Puntuales) Pb: 10,36% Zn: 0,15% Ag: 173 g/t		Cretácico inferior	Sedimentitas	Formación Apeleg
POLIMETALICOS										
Huemules	*Faldeo Amarillo*	42°47'	71°31'	Pb-Cu-Zn-Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, intrusivos subvolcánicos mesosilícicos	Formación Cañadón Huemules
Huemules	*Huemules Norte*	42°46'	71°45'	Pb-Cu-Zn-Au-Ag	Vetiforme	Au: 9-10 g/t (ley media para todo el distrito)	780.000 t (inferidos) para todo el distrito) 750.000 t (prospectivos)	Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, intrusivos subvolcánicos mesosilícicos	Formación Cañadón Huemules
Huemules	*Huemules Sur y Huemules Centro*	42°48'	71°30'	Pb-Cu-Zn-Au-Ag	Vetiforme relleno de brecha, stockwork diseminado			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, intrusivos subvolcánicos mesosilícicos	Formación Cañadón Huemules

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Huemules	*Mallín del Bronce*	42°48'	71°30'	Pb-Cu-Zn-Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas, intrusivos subvolcánicos mesosilícicos	Formación Cañadón Huemules
Lago Fontana La Plata	*Alto Arroyo Flores*	44°56'	71°43'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Amistad*	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Arroyo Canogas*	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Arroyo Los Alevinos*	45°10'	71°29'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Cerro Blanco*	45°01'	71°29'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana-La Plata	*La Escondida*	44°56'	71°35'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*La Ferrocarrilera*	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Lago La Plata*	44°50'	71°55'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Las Chapas*	44°05'	71°10'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Minas del Finadito (Cordillera de Sakmata), Mina de Plomo, Lote 15 (Estancia Pepita), Cerro Pepita*	44°44'	71°06'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Natividad*	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Lago Fontana La Plata	*Ondina*	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
Los Manantiales	*Angela*	42°02'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor	Au: 3,5-4 g/t Ag: 50 g/t Cu: 0,38% Pb: 2,9% Zn: 5,0% (vetas) Au: 1,3 g/t Ag: 7 g/t Zn: 1,7% Pb: 0,8% (diseminado)	1 Mt (vetas) 2 Mt (diseminado)	Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Clara Natividad*	42°02'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Fernanda*	42°02'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*María Adela*	42°01'	68°59'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*María Fernanda*	42°01'	68°58'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*María Marta*	42°01'	68°57'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Mariano*	42°02'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Los Manantiales	*Mario H.*	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Martha*	42° 02'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Pablo Luis*	42° 02'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Pepe*	42° 02'	69° 02'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Prometeo*	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*René*	42° 02'	68° 59'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*San Juan*	42° 02'	68° 58'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*San Pedro*	42° 02'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Santa Teresa*	42° 02'	68° 59'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Los Manantiales	*Susana Beatriz*	42° 02'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
Nahuelpan	*Curacahuin*	42° 59'	71° 17'	Pb-Ag-Zn-Cu	Vetiforme, diseminado?					
Paso de Indios	*Santa Máxima*	43° 16'	69° 07'	Pb-Zn-Ag-Au	Vetiforme	Zn: 11,6 % Pb: 0,9 % Au: 1 g/t Ag: 30 g/t	250.000 t (inferidos)	Jurásico medio	Volcanitas, intrusivos mesosilícicos	Formación Lonco Trapial
	23 de Febrero	44° 50'	71° 33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme	Pb: 1,63 % Zn: 4,49 % Cu: 0,61 % Au: 0,10 g/t Ag: 14 g/t	561.623 t (prospectivos)	Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Aguila	44° 50'	71° 33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Beto	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Blanca	42° 02'	69° 02'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Bruno	43° 00'	71° 14'	Au-Pb-Zn-Cu	Vetiforme, diseminado?					

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Calafate	43°33'	69°25'	Pb-Zn-Cu-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas, intrusivos mesosilícicos	Formación Lonco Trapial
	Cañadón Bagual	43°32'	69°26'	Pb-Zn-Cu-Ag-Au	Vetiforme	Pb: 2,9% Zn: 2,6% Cu: 0,15% Au: 4,7 g/t Ag: 17,4 g/t		Jurásico medio	Volcanitas, intrusivos mesosilícicos	Formación Lonco Trapial
	Carlos Héctor	42°02'	69°03'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Carlos Jorge	42°03'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Cerro Techado Blanco	42°44´	71°53´	Cu-Mo-Pb-Zn-Au-Ag	Vetiforme			Cretácico superior	Rocas graníticas, Tobas, brechas, andesitas	Granito Lago Menéndez, Formación Ventana
	Concordancia	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Cristina	42°01'	68°59'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Cruz del Sud	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Daniel H.	42°03'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Darío Alfonso	42°03'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Diego	43°01'	71°16'	Au-Pb-Zn-Cu	Vetiforme, diseminado?					
	El Aguila I, II, III y IV La Española I, II, III y IV	43°32'	69°24'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Esperanza	44°50'	71°33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Fortuna	42°02'	69°02'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Gonzalo	42°59'	71°16'	Au-Pb-Zn-Cu	Vetiforme, diseminado?					
	Guillermo	43°02'	71°12'	Au-Pb-Zn-Cu	Vetiforme, diseminado?					
	Haydee	42°02'	68°58'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Hugo A.	42°02'	69°03'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Jorgelina	42°02'	69°00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Juliano	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Laly	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Laura	42° 59'	71° 17'	Au-Pb-Zn-Cu	Vetiforme, diseminado?					
	Lidia	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Luciano	42° 02'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Margarita	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Mina de Mallín	43° 33'	69° 25'	Pb-Zn-Cu-Ba	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas, intrusivos mesosilícicos	Formación Lonco Trapial
	Roberto A.	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Roberto Horacio	42° 02'	69° 03'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Roberto Luis	42° 02'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Roque	42° 03'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	San José	43° 02'	70° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Santa Clara	44° 50'	71° 33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Santa Josefina	42° 01'	69° 00'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Silvia I	42° 01'	68° 59'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Sorpresa	44° 50'	71° 33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Stella Maris I	43° 34'	69° 26'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag-Ba	Vetiforme	(Puntual máximo) Pb: 6,7% Zn: 12,3% Ag: 384 g/t Bi: 2,7%		Jurásico medio	Volcanitas, intrusivos mesosilícicos	Formación Lonco Trapial

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Titina	42° 01'	68° 58'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
	Valle Hondo	44° 50'	71° 33'	Pb-Cu-Zn-Ag-Au	Vetiforme			Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lago La Plata
	Victoria I y II	43° 28'	69° 32'	Pb-Zn-Cu-Au-Ag	Vetiforme, diseminación menor			Jurásico superior-Cretácico inferior?	Volcanitas, piroclastitas, hipabisales mesosilícicas	Formación Taquetrén (localmente Formación de la Mina)
SAL										
Península Valdes	*Andrea Tamara*	42° 38'	63° 59'	Sal	Evaporítico		41,8 Mt	Reciente	Evaporitas	
	Bariloche	42° 39'	63° 58'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Buenos Aires	42° 38'	63° 57'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Celestina	42° 38'	63° 59'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Celestina 2	42° 38'	64° 00'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Celestina 3, 4 y 5	42° 38'	63° 59'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Copayapu	42° 38'	63° 50'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Dalma	42° 35'	63° 50'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Esperanza	42° 39'	63° 59'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Independencia	42° 38'	63° 58'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	La Brava	42° 38'	63° 56'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	La Dulce	43° 07'	70° 26'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	La Norteña	42° 37'	63° 59'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	La Orillera	42° 39'	63° 57'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	La Plata, Los Andes	42° 38'	63° 59'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	La Salada	42° 39'	63° 58'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Lucrecia	42° 35'	63° 50'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Silvana	42° 38'	64° 00'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Villarino	42° 38'	63° 57'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	El Porvenir	42° 05'	70° 27'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	La Dulce	43° 07'	70° 26'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Mariano Epulef	43° 07'	69° 42'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
	Salinas Chicas	42° 39'	63° 51'	Sal	Evaporítico	NaCl: 82,5% Na_2SO_4: 2,17% $CaSO_4$: 5,88% $MgCl_2$: 0,62% $CaCl_2$: 1,72%	6 Mt (medidos)	Reciente	Evaporitas	
	Salinas Grandes	42° 40'	64° 00'	Sal	Evaporítico	NaCl: 80,25% Na_2SO_4: 0,97% $CaSO_4$: 6,99% $MgCl_2$: 0,83% $CaCl_2$: 016%	52 Mt (medidos)	Reciente	Evaporitas	
	San Eduardo	43° 55'	68° 49'	Sal	Evaporítico			Reciente	Evaporitas	
SULFURO DE HIERRO										
	Cerro Colhue	42° 08'	71° 19'	Pirita, pirrotina	Diseminado, vetiforme			Terciario	Granitoides	Complejo Granítico Lago Puelo
TUFA										
Sierra de Tecka-Sierra de Tepuel	*La Pilila, El Poyo*	43° 25'	70° 41'	Tufa	Sedimentario		19.000.000 m^3 (inferidos)	Eoceno	Sedimentos lacustres, tobas	Formación Carinao
URANIO										
Chacay Curá	*Chacay Curá*	44° 05'	67° 27'	U	Mantiforme	U: 0,0265% (ley media)	99.495 t (geológicos)	Cretácico superior	Areniscas conglomerádicas, arcillas tobáceas	Formación Puesto Manuel Arce
Laguna Colorada	*Laguna Colorada, Bardas Coloradas, La Quebrada*	43° 58'	68° 44'	U	Sedimentario	U: 0,031-0,066%	123.788 t (82 t/U) (geológicos)	Cretácico inferior	Piroclastitas	Grupo Chubut (Formación Cerro Castaño)
Pichiñán	*Cerro Cóndor*	43° 25'	69° 04'	U	Sedimentario	U_3O_8: 0,92%		Cretácico inferior	Sedimentitas	Grupo Chubut
Pichiñán	*Cerro Solo*	43° 23'	68° 46'	U	Sedimentario	U: 0,3-0,5%	7.710 t/U	Cretácico inferior	Sedimentitas	Grupo Chubut
Pichiñán	*Cuenca Norte*	43° 13'	69° 01'	U	Sedimentario			Cretácico inferior	Sedimentitas	Grupo Chubut

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Pichiñán	*Gorro Frigio A, Gorro Frigio B*	43° 07'	68° 18'	U	Sedimentario			Cretácico inferior	Piroclastitas, sedimentitas	Grupo Chubut
Pichiñán	*Los Adobes*	43° 21'	68° 46'	U	Sedimentario	U_3O_8: 1,41% (ley media)		Cretácico inferior	Sedimentitas	Grupo Chubut
Sierra Cuadrada	*Sierra Cuadrada*	44° 40'	68° 20'	U	Tabular a lenticular	U: 0,04%	2.046 t/U		Areniscas	
	Buitrera	42° 08'	69° 27'	U				Jurásico medio	Granitoides	Formación Lipetrén
	Cerro Bayo	42° 14'	69° 54'	U				Jurásico medio	Volcanitas mesosilícicas	Formación Lonco Trapial
	Cuchilla Blanca	42° 26'	69° 28'	U				Jurásico medio	Granitoides	Formación Lipetrén
	El Ganso	43° 24'	68° 50'	U-Mo						
YESO										
	Cantera I y II, Gustavo, Gustavo I, La Celina	45° 21'	68° 11'	Yeso	Sedimentario					
	La Primitiva, Sandra	43° 23'	65° 42'	Yeso	Sedimentario			Eoceno	Arcillas, evaporitas	Formación Sarmiento

CÓRDOBA

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
AMIANTO										
	Las Calamuchitanas	31° 57'	64° 25'	Amianto	Venas irregulares				Anfibolita, gneis	Basamento metamórfico
ARCILLA										
	Lorena	31° 49'	64° 22'	Arcillas	Estratiforme				Gneis común	Basamento metamórfico
	Los Tártagos	30° 31'	64° 36'	Arcillas	Estratiforme					
BARITINA										
Aguada del Monte	*Carmen y Blanca*	29° 40'	64° 06'	Baritina-Fe-Mn	Vetiforme	$BaSO_4$: 51%	78.310 t (indicados)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Aguada del Monte	*Pochita, Pedrito y Stella*	29° 41'	64° 05'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$: 43,67%	58.893 t (indicados)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
BERILIO										
Altautina	*Las Tapias*	31° 56'	65° 05'	Be-Bi-Li-albita	Pegmatítico				Diorita hornbléndica	
Comechingones	*La Magdalena*	32° 10'	64° 55'	Be	Pegmatítico				Esquistos	
Punilla	*Domingo Faustino Sarmiento*	31° 18'	64° 33'	Be	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Punilla	*El Criollo*	31° 21'	64° 39'	Be-albita	Pegmatítico vetiforme		Cuarzo: 176.000 t, Feldespato potásico: 124.000 t, Albita: 72.000 t, Moscovita: 26.000 t	Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Punilla	*El Gaucho*	31° 22'	64° 39'	Be	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Punilla	*Gigante*	31° 25'	64° 46'	Be	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Punilla	*La Gloria*	31° 44'	65° 04'	Be	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Punilla	*La Victoria*	31° 36'	64° 56'	Be-albita	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Argentina	31° 18'	64° 30'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Cerro Blanco	31° 31'	64° 30'	Be-cuarzo-mica-feldespato	Pegmatítico Tabular		20.000 t (inferidos)		Esquisto micáceo	Basamento metamórfico
	Chique	31° 29'	64° 28'	Be	Pegmatítico vetiforme	BeO: 11,60-12,50%			Gneis biotítico esquistoso	Basamento metamórfico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	José Gabriel	31° 41'	65° 06'	Be	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	La Felicidad	32° 06'	64° 55'	Be	Pegmatítico					
	La Inés	30° 46'	65° 21'	Be	Pegmatítico				Pegmatita	
	Mogote Blanco	31° 03'	64° 15'	Be				Paleozoico	Granito	Mesa del Coro
CALIZA-CALCITA										
Campo de la Fundación San Roque	*Canteras Iggam, La Argentina, Los Arroyos y otras*	31° 12'	64° 35'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 90%	4 Mt para 23 canteras (inferidos)	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Candelaria-Characato	*Cantera Iguazú*	31° 05'	64° 50'	Caliza	Mantiforme		3 Mt (inferidos)		Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Complejo Metamórfico Candelaria
Carapé	*El Carapé, Candonga*	31° 01'	64° 22'	Caliza-mármol	Estratiforme	$CaCO_3$:79% $MgCO_3$:15%	Carapé O: 10 Mt, Carapé E: 24,8 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Falda del Carmen-Lagunilla	*Cantera Tobías*	31° 37'	64° 23'	Caliza-mármol	Estratiforme		50.000 t	Paleozoico inferior	Gneis biotítico, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
La Calera	*Durnesnilo Cantera Crespo*	31° 24'	64° 19'	Caliza	Estratiforme		70 Mt (inferidos)	Paleozoico inferior	Gneises inyectados biotíticos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
La Fronda	*La Fronda*	31° 52'	65° 41'	Caliza-mármol	Irregular		3,82 Mt	Cámbrico inferior	Mármol, gneis	Formación Quilpo
Pampa de los Guanacos	*Pampa de los Guanacos*	30° 50'	64° 37'	Caliza-mármol	Estratiforme, lenticular		100.000 t	Cámbrico inferior	Gneis, anatexitas	Formación Quilpo
Quilpo	*Canteras Quilpo*	30° 49'	64° 43'	Caliza-mármol	Estratiforme, tabular y lenticular		70,97 Mt (totales)	Cámbrico inferior	Mármol, gneis	Formación Quilpo
Valle de Buena Esperanza	*Cerro Moro y otras*	31° 38'	64° 29'	Caliza	Cuerpos lenticulares	$CaCO_3$: 58% $MgCO_3$: 26%	1,27 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Yocsina-Malagueño	*Malagueño*	31° 32'	64° 25'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 85%	50 Mt (inferidos)	Paleozoico inferior	Gneises inyectados biotíticos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Yocsina-Malagueño	*Yocsina*	31° 29'	64° 25'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 86% $MgCO_3$: 4%	10 Mt (inferidos)	Paleozoico inferior	Gneises inyectados biotíticos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	Calizas El Centenario	31° 00'	64° 31'	Caliza	Estratiforme			Paleozoico inferior	Gneises inyectados biotíticos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	Cerro Azul	30° 45'	65° 28'	Calcita	Mantiforme		150.000 t		Aragonita, calcita	
	De Filippi, Sbuelz-Burgio	31° 14'	64° 35'	Caliza-Mármol	Mantiforme		12,3 Mt	Paleozoico inferior	Gneises anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	San Antonio, La Playa, La Lina 2, 3 y 4	31° 08'	65° 20'	Calcita-Travertino	Mantiforme		15,17 Mt		Travertino, areniscas	
	Totora Huasi	30° 54'	65° 22'	Caliza-mármol	Estratiforme	MgO:3-15%	900.000 t	Paleozoico inferior	Gneises inyectados biotíticos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
COBRE										
Calamuchita	*Tauro*	31° 54'	64° 28'	Cu	Vetiforme lenticular	Cu: 7,23% (ley media)			Anfibolita, esquistos micáceos	Basamento metamórfico
Calamuchita	*Tío*	32° 02'	64° 25'	Cu	Vetiforme	Cu: 5,56 % (ley media)			Anfibolita, esquistos micáceos	Basament metamórfico
Punilla	*Cuchi Corral*	31° 00'	64° 34'	Cu	Vetiforme, irregular	Cu: 5,9%, Fe: 9,1%,		Cámbrico inferior	Gneis; anfibolita	Complejo Metamórfico La Falda

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Punilla	*Cunuputuo Ascensión*	30° 49'	64° 37'	Cu	Lentiforme irregular	Cu: 4,74%, Fe: 14,2%,		Cámbrico inferior	Gneis; esquistos feldespáticos	Complejo Metamórfico La Falda
Punilla	*Las Cuevas*	31° 09'	64° 51'	Cu	Tabular	Cu: 0,10-4, 85 %	200 t (en cancha)	Cámbrico inferior	Gneis; esquistos feldespáticos	Complejo Metamórfico La Falda
	Don Pedro	31° 09'	64° 31'	Cu						
	Esperanza	31° 19'	64° 20'	Cu	Sector diaclasado en caliza				Caliza	Basamento metamórfico
	Nucha	31° 15'	64° 21'	Cu						
CROMO										
Atos Pampa	*Los Congos, Loma Pelada, El Coquito, Los Huequitos, Las Bagualas*	32° '00'	64° 43'	Cr	Podiforme a lentiforme	Cr_2O_3: 41,66%			Dunita y peridotita serpentinizadas	
Cerro San Lorenzo	*12 de Noviembre, Destino, Resistencia*	32° 22'	64° 32'	Cr	Podiforme				Dunita y peridotita serpentinizadas	
Cerro San Lorenzo	*Tigre Muerto, Cerro San Lorenzo*	32° 28'	64° 36'	Cr-Ni-Pt-Au						
Los Guanacos	*El Rodeo, Arbol Seco*	32° 11'	64° 38'	Cr	Podiforme, tabular	Arbol Seco: Cr_2O_3: 46,27 %;			Dunita y peridotita serpentinizadas	
Los Guanacos	*Los Guanacos, Ume Pay*	32° 11'	64° 38'	Cr	Cuerpos irregulares y podiformes	Los Guanacos: Cr_2O_3: 19-7,97%			Dunita y peridotita serpentinizadas	
Los Permanentes	*El Cromo*	32° 35'	64° 37'	Cr	Podiforme a tabular	Cr_2O_3: 39-50%			Dunita y peridotita serpentinizadas	
	Adita	30° 46'	64° 29'	Cr	Fajas serpentinizadas				Esquistos	Basamento metamórfico
CUARZO-FELDESPATO-MICA										
Alta Gracia	*6 de Enero*	31° 24'	64° 36'	Cuarzo	Pegmatítico lenticular			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Alta Gracia	*Astillas N° 1*	31° 48'	64° 35'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Gneis granatífero	Gneis regional
Alta Gracia	*Feliciana*	31° 52'	64° 42'	Mica-albita	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Migmatitas cordieríticas, estromatitas	Anatexita de Atos Pampa
Alta Gracia	*La Chiquita*	32° 50'	64° 43'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico lenticular				Anfibolita	
Alta Gracia	*La Codicia I y II*	31° 50'	65° 14'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico lenticular				Gneis biotítico	
Alta Gracia	*La Selva*	31° 42'	64° 43'	Mica	Pegmatítico lenticular			Paleozoico	Gneis granatífero	Gneis regional
Alta Gracia	*Piedra Blanca*	31° 33'	64° 30'	Mica	Pegmatítico tabular		63.000 t (inferidos)		Esquistos, cuarzo oligoclasa, biotita, granate	Basamento metamórfico
Altautina	*Tablada I*	31° 26'	65° 18'	Cuarzo	Pegmatítico tabular			Precámbrico	Gneis sillimanítico	Gneis de Las Palmas
Comechingones	*Victoria*	31° 46'	64° 53'	Albita	Pegmatítico tabular			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Observatorio	*Santa Teresita*	31° 36'	64° 33'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico		Feldespato: 40.000 t; Cuarzo: 30.000 t (inferidos)	Precámbrico - Cámbrico inferior	Gneis silimanítico deformado	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Punilla	*San Judas Tadeo*	31° 20'	64° 35'	Albita	Pegmatítico ovoide	Na_2O: 9,24%, K_2O: 0,82%, Fe_2O_3: 0,079%, CaO: 0,4%, $K^+ + Na^+$: 10,6%, K^+/Na^+: 0,09%		Paleozoico	Granito porfírico	Batolito de Achala
	Alberdi	31° 28'	64° 28'	Mica-cuarzo-feldespato	Pegmatítico vetiforme				Metamorfitas	Basamento metamórfico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Alejandra María	31°27'	64°30'	Mica-esteatita	Pegmatítico				Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Ana María	31°34'	65°17'	Cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos cuarzo-micáceos	Esquistos y gneises de Mojigasta
	Aroma	30°47'	64°31'	Mica	Pegmatítico vetiforme				Gneis, micacitas	Basamento metamórfico
	Ceferino Namuncurá	31°38'	65°15'	Albita	Pegmatítico lenticular	Na_2O:8,81%, K_2O:0,56%, Fe_2O_3:0,03%, CaO:0,4%, K^++Na^+:9,37%, K^+/Na^+:0,06%			Granito pegmatítico, esquistos cuarzo-micáceos	Basamento metamórfico
	Cerrito Blanco de la Huerta	31°20'	65°21'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme			Precámbrico	Gneis sillimanítico	Gneis de Las Palmas
	Cerro Blanco	30°48'	64°35'	Cuarzo	Pegmatítico				Pegmatita	
	Complejo Minero	31°29'	64°28'	Mica	Pegmatítico				Gneis anfibolítico	Basamento metamórfico
	Damasquito	31°31'	64°30'	Mica-cuarzo	Pegmatítico		2.700 t (inferidos)		Gneis	Basamento metamórfico
	Dante	31°35'	64°29'	Cuarzo-berilo-feldespato	Pegmatítico vetiforme				Gneis común	Basamento metamórfico
	Doctor Gordillo	31°42'	65°03'	Cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Don Francisco	31°16'	64°26'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico vetiforme			Precámbrico - Cámbrico inferior	Metamorfita	Basamento metamórfico
	Doña Sara	31° 36'	65°33'	Cuarzo-mica	Pegmatítico				Esquistos, calizas, anfibolitas	Basamento metamórfico
	Dos Pibes	31°38'	64°30'	Mica	Pegmatítico, aspecto tabular				Anfibolita	Basamento metamórfico
	Eduardo	31°29'	64°27'	Mica	Pegmatítico		10.000 t (inferidos)		Esquistos micáceos	Basamento metamórfico
	Edej	30°43'	64°37'	Cuarzo	Pegmatítico				Pegmatita	
	El Capricho	31°41'	64°29'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme				Esquistos, calizas	Basamento metamórfico
	El Divisadero	31°37'	64°32'	Cuarzo-mica-feldespato	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Gneis granatífero	Gneis regional
	El Halcón	31°22'	64°27'	Mica	Pegmatítico				Gneis esquistoso	Basamento metamórfico
	Estancia El Palmar	31°08'	64°42'	Albita	Irregular			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Elsita	31°20'	64°26'	Mica-cuarzo-feldespato	Pegmatítico		3.500 t (inferidos)			Basamento metamórfico
	Estrella de Don Basilio, Olga	30°51'	64°35'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme				Pegmatita	
	Hilda Gladys	31°35'	64°30'	Mica	Pegmatítico vetiforme				Gneis común	Basamento metamórfico
	Ilda	31°26'	64°27'	Mica-cuarzo	Pegmatítico vetiforme				Metamorfita	Basamento metamórfico
	Isabel	31°32'	64°34'	Cuarzo-mica-feldespato	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Anatexitas	Anatexitas de Atos Pampa
	Juanita	31°30'	64°28'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico		1,078 Mt (inferidos)	Precámbrico - Cámbrico inferior	Gneis anfibólico	Basamento metamórfico
	La Blanquita	31°12'	64°20'	Cuarzo	Pegmatítico irregular		100 t (inferidos)		Gneis común	Basamento metamórfico
	La Blanquita	30°57'	64°38'	Mica-cuarzo	Pegmatítico vetiforme				Pegmatita	
	La Desconocida	31°46'	64°28'	Mica-cuarzo-feldespato	Pegmatítico					
	La Fortuna, Angela	31°45'	64°36'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Gneis	Gneis regional
	La Isabel	31°48'	64°35'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Gneis granatífero	Gneis regional

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	La Juana	32° 04'	65° 02'	Albita	Pegmatítico	Na_2O:6,65%, K_2O:0,03%, Fe_2O_3:0,035%, CaO:0,3%, K^++Na^+:6,68%,			Granito micáceo y granatífero	
	La Mina Lista	31° 27'	65°19'	Feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Gneis sillimanítico	Gneis de Las Palmas
	La Paya	31° 42'	64° 30'	Mica	Pegmatítico				Gneis micáceo	Basamento metamórfico
	La Potranca	30° 52'	65° 15'	Cuarzo	Pegmatítico				Pegmatita	
	La Suerte	31° 24'	65° 18'	Cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Gneis sillimanítico	Gneis de Las Palmas
	La Suerte I a VIII	30° 42'	65° 23'	Cuarzo	Pegmatítico			Devónico ?	Silexita	Cuerpo silíceo
	Los Dos Compañeros	31° 33'	64° 30'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico vetiforme			Precámbrico - Cámbrico inferior	Gneis	Basamento metamórfico
	Los Dos Hermanos	31° 33'	64° 30'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico				Gneis	Basamento metamórfico
	Los Riojanos	31° 25'	64° 55'	Albita	Irregular			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Malisa	31° 26'	64° 57'	Cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Anatexitas	Macizo de San Carlos
	María	31° 34'	65°15'	Cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos cuarzo-micáceos	Esquistos y gneises de Mojigasta
	María Fernanda	31° 56'	64° 56'	Albita	Cuerpo circular			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Maria Julia	31° 31'	65° 32'	Mica	Pegmatítico vetiforme				Gneis, esquisto	Basamento metamórfico
	Miguel	31° 43'	64° 47'	Cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Mina Alsina	31° 30'	64° 29'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico vetiforme				Gneis esquistoso inyectado	Basamento metamórfico
	Nemecio	31° 00'	65° 08'	Cuarzo	Pegmatítico				Pegmatita	
	Orfa	31° 36'	65° 13'	Feldespato	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos cuarzo-micáceos	Esquistos y gneises de Mojigasta
	Pergenio	31°18'	64° 33'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Piedra Blanca IV	31° 28'	64° 29'	Cuarzo-mica-feldespato	Pegmatítico vetiforme				Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Piedra Pintada	31° 28'	64° 29'	Cuarzo	Pegmatítico				Gneis, anfibolita	Basamento metamórfico
	Poleo	31° 22'	65° 22'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico vetiforme			Precámbrico	Gneis sillimanítico	Gneis de Las Palmas
	Reconquista	31° 34'	65°18'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico vetiforme			Precámbrico	Esquistos cuarzo-micáceos	Esquistos y gneises de Mojigasta
	Rober Ale	30° 56'	64°43'	Cuarzo	Pegmatítico				Pegmatita	
	San Benito	30° 58'	64° 56'	Mica-cuarzo	Pegmatítico vetiforme				Pegmatita	
	San Carlos	31° 32'	64° 29'	Mica	Pegmatítico vetiforme				Metamorfita	Basamento metamórfico
	San Cayetano, Negro de las Mangas (N)	31° 45'	64° 54'	Feldespato-cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	San Claudio	31° 44'	64° 54'	Feldespato-cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	San Gregorio	31° 00'	64° 41'	Cuarzo	Pegmatítico				Pegmatita	
	San Isidro	31° 50'	64° 27'	Mica-vermiculita	Lentiforme				Micacitas, gneis ptigmático	Basamento metamórfico
	San Jorge	31° 44'	64° 56'	Cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	San Luis	31° 08'	64° 26'	Mica-esteatita	Lentiforme					

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	San Roque	31°24'	65°22'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme			Precámbrico	Gneis sillimanítico	Gneis de Las Palmas
	Santa Clara	30°58'	64°59'	Cuarzo	Pegmatítico				Pegmatita	
	Santa Rita	31°39'	65°12'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme			Precámbrico	Esquisto micáceo	Esquistos de Mojigasta inyectado
	Sara II	31°22'	64°29'	Cuarzo-berilo-feldespato	Pegmatítico vetiforme				Granito	Basamento plutónico
	Sarita	31°27'	64°28'	Mica	Pegmatítico				Esquistos	Basamento metamórfico
	Señor Nicolás, Negro de las Mangas	31°45'	64°54'	Feldespato-cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
	Solita, Sarita, Laura Beatriz, Andrea	31°45'	65°12'	Cuarzo	Pegmatítico			Paleozoico	Esquisto cuarzo-micáceo, granito	Esquistos de Altautina
	Técnico Minero	31°42'	64°29'	Mica-esteatita	Pegmatítico		Cuarzo: 40 t (inferidos)		Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Torcuato	31°09'	64°26'	Mica-vermiculita	Lentiforme		1.000 t (inferidos)		Gneis, anfibolita	Basamento metamórfico
	Tres Arroyos	31°48'	64°36'	Cuarzo-mica	Pegmatítico vetiforme			Paleozoico	Gneis granatífero	Gneis regional
	Unión	31°41'	64°48'	Albita	Pegmatítico ovoide	Na_2O: 8,76%, K_2O: 0,82%, Fe_2O_3: 0,079%, CaO: 0,4%, K^++Na^+: 9,71%, K^+/Na^+: 0,11%		Paleozoico	Granitos	Batolito de Achala
	Zorra	31°40'	64°29'	Mica	Pegmatítico				Gneis	Basamento metamórfico
DOLOMIA										
San Agustín	*Sin Nombre*	31°58'	64°24'	Dolomía-caliza			4 Mt aprox. (inferidos)			
ESTEATITA										
	Adita II	30°46'	64°30'	Esteatita-vermiculita	Lenticular				Serpentinita encajonada en calcáreos	Basamento metamórfico
	Ana Felisa	31°41'	64°28'	Esteatita-vermiculita	Vetiforme lenticular		Escombrera: Vermiculita 100 t; Esteatita 100 t (inferidos)		Serpentinita	Basamento metamórfico
	Chiquito	31°52'	64°24'	Esteatita-vermiculita	Lenticular				Esquisto, gneis, anfibolitas	Basamento metamórfico
	El Talco	30°57'	65°22'	Esteatita				Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Totora Huasi
	Juancho	31°10'	64°31'	Esteatita				Precámbrico	Diaftorita	Gneis de Matacaballos
	La Isla	31°49'	64°25'	Esteatita-vermiculita-cuarzo	Vetiforme				Metamorfita	Basamento metamórfico
	Pedreros	31°52'	64°25'	Esteatita-vermiculita	Lenticular				Esquistos, anfibolitas	Basamento metamórfico
FLUORITA										
Cabalango	*Buenaventura, 20 de Setiembre*	31°26'	64°35'	Fluorita	Vetiforme, lenticular	CaF_2: 58,1-90,2%, SiO_2: 7,0-33,4%, $CaCO_3$: 0,7-3,1%	4.000 t (geológicos)	Paleozoico	Gneis inyectado, granito porfírico	Batolito de Achala
Cabalango	*Cachito, La Mandinga (Grupo Laguna Brava)*	31°14'	64°34'	Fluorita	Lenticular			Paleozoico	Gneis, esquisto, mármol, granito	Batolito de Achala
Cabalango	*La Blanca*	31°28'	64°40'	Fluorita	Vetiforme, lenticular	CaF_2: 68,8%, SiO_2: 21,6%, $CaCO_3$: 5,9%, Fe_2O_3: 3,7%	12.200 t	Paleozoico	Granito rosado biotítico	Batolito de Achala

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Cabalango	*La Nueva*	31° 26'	64° 35'	Fluorita	Vetiforme, lenticular	CaF_2: 72,5% (ley media)	150.000 t (geológicos)	Paleozoico	Granito porfírico moscovítico biotítico	Batolito de Achala
Guasapampa	*Doctor Marión, San Lorenzo*	31° 05'	65° 19'	Fluorita	Vetiforme			Precámbrico superior	Anatexitas deformadas	Macizo de San Carlos
	Tico	31° 25'	65° 05'	Fluorita	Vetiforme tabular			Paleozoico	Blastomilonita	Faja de deformación Ambul-Mussi
HIERRO										
	Hércules, José Santos Suárez	31° 25'	65° 20'	Fe						
	San Marcos Sierra o La Fronda, Bety, La Santiago	30° 49'	64° 35'	Fe				Cámbrico inferior	Gneis bandeado	Complejo Metamórfico La Falda
	Sarmiento	31° 12'	64° 43'	Fe	Skarn			Cámbrico inferior	Caliza cristalina	Complejo Metamórfico La Falda
MANGANESO										
Aguada del Monte	*1 de Mayo*	29° 45'	64° 10'	Mn	Vetiforme lenticular y tabular			Paleozoico inferior	Granito	Formación Ambargasta
Aguada del Monte	*24 de Septiembre, Don Justo, San Vicente (Grupo Pozo Nuevo)*	29° 36'	64° 05'	Mn	Vetiforme	Mn: 20%	5.000 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Aguada del Monte	*25 de Mayo*	29° 35'	64° 06'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Aguada del Monte	*9 de Julio (Grupo Pozo Nuevo)*	29° 34'	64° 06'	Mn	Vetiforme	Mn: 31%, Fe: 50%	25.464,5 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Aguada del Monte	*Isla Verde (Grupo Pozo Nuevo)*	29° 34'	64° 04'	Mn	Vetiforme	Mn: 39%	1.500 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Aguada del Monte	*La Esperanza, Humberto (Grupo Pozo Nuevo)*	29° 32'	64° 05'	Mn	Vetiforme	Mn: 28 - 35%	315,95 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Cama Cortada	*Cama Cortada*	29° 47'	64° 06'	Mn	Vetiforme	Mn: 16,81 %	104.160 t (inferidos)	Cámbrico medio a superior	Dacita	Pórfiro dacítico Los Burros
El Remanso	*La Clemira, Don Jorge*	29° 15'	63° 52'	Mn	Vetiforme lenticular y tabular	Mn: 20%	8.600 t	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Fátima	*Cachi*	29° 37'	64° 08'	Mn	Vetiforme	Mn: 33,23%	26 t (indicados)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Fátima	*Fátima I y II, Hilda*	29° 55'	63° 52'	Mn	Vetiforme	Mn: 30,01 %	947 t (medidos)	Cámbrico medio a superior	Dacita	Pórfiro dacítico Los Burros
Fátima	*Fátima XII*	29° 54'	64° 08'	Mn	Vetiforme	Mn: 31,10%	2.527 t (medidos)	Cámbrico medio a superior	Dacita	Pórfiro dacítico Los Burros
	Cámara	29° 37'	64° 11'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	El Infiernillo	29° 47'	64° 13'	Mn	Vetiforme	Mn: 22,5%	9.000 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Indamira	29° 40'	64° 11'	Mn	Vetiforme	Mn: 20 - 25%	279 t (indicados)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Las Dos Quebradas	29° 47'	64° 07'	Mn	Vetiforme	Mn: 25,3%	509 t (inferidos)	Cámbrico medio a superior	Dacita	Pórfiro dacítico Los Burros
	Los Correa, Cristian, Eduardo	29° 34'	64° 06'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Martita y Josefina	29° 53'	64° 09'	Mn	Vetiforme	Mn: 16,28%	154.253 t (inferidos)	Cámbrico medio a superior	Dacita	Pórfiro dacítico Los Burros
	Mercedes, Virgilio (Grupo Cachi-Yaco)	29° 37'	64° 08'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Nanina	29° 36'	64° 07'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Nuestra Esperanza	29° 37'	64° 07'	Mn	Vetiforme	Mn: 33,23%	3.159 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Piedra Pintada	29° 45'	64° 10'	Mn	Vetiforme	Mn: 40%	14.200 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	San Cayetano	29° 38'	63° 58'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	San José, La Tablada (Grupo Pozo Nuevo)	29° 35'	64° 07'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Tres Lomitas, Olimpia	29° 52'	64° 07'	Mn	Vetiforme	Mn: 23,19%	18.957 t (inferidos)	Cámbrico medio a superior	Dacita	Pórfiro dacítico Los Burros
MARMOL										
Achiras	*Monte Guazú, ElAjí, Río de las Lajas*	33° 19'	65° 02'	Mármol	Mantiforme		22,32 Mt	Precámbrico-Paleozoico inferior	Gneis, esquistos milonitizados	Complejo Las Lajas
Atos Pampa	*Sol de Mayo*	32° 03'	64° 45'	Mármol	Mantiforme		997.000 t		Metamorfitas	
Bosque Alegre	*Estancia Bosque Alegre*	31° 33'	64° 37'	Mármol-dolomía	Mantiforme		14,91 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Cabalango	*El Potrero*	31° 26'	64° 35'	Mármol	Mantiforme		460.000 t	Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
Carapé	*El Martillo*	31° 05'	64° 21'	Mármol	Mantiforme		1,2 Mt	Paleozoico inferior	Gneises, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Cosquín-Bialet Masse	*B. Bermejas*	31° 20	64° 26'	Mármol	Mantiforme		240.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Cosquín-Bialet Masse	*Los Moros*	31° 20	64° 26'	Mármol	Mantiforme		370.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Cosquín-Bialet Masse	*San Jorge*	31° 20	64° 26'	Mármol	Mantiforme		600.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Cosquín-Bialet Masse	*Santa María*	31° 20	64° 26'	Mármol	Mantiforme		50.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
El Manzano	*El Manzano*	31° 52'	64° 27'	Mármoles dolomíticos	Estratiforme		3 Mt	Paleozoico inferior	Gneises inyectados biotíticos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
El Sauce	*Begg*	31° 09'	64° 17"	Mármol-caliza	Mantiforme		213.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, esquistos	Complejo Metamórfico Sierra Chica
El Sauce	*Calmur SA*	31° 09'	64° 17"	Mármol-caliza caliza	Mantiforme		700.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, esquistos	Complejo Metamórfico Sierra Chica
El Sauce	*El Sauce*	31° 09'	64° 17"	Mármol-caliza	Mantiforme		3,6 Mt	Paleozoico inferior	Gneises, esquistos	Complejo Metamórfico Sierra Chica
El Sauce	*La Estancita*	31° 09'	64° 17"	Mármol-caliza	Mantiforme		1 Mt	Paleozoico inferior	Gneises, esquistos	Complejo Metamórfico Sierra Chica
El Sauce	*Moyano*	31° 09'	64° 17'	Mármol-caliza	Mantiforme		170.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, esquistos	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Falda del Carmen-Lagunilla	*Cantera Kegeler*	31° 37'	64° 23'	Mármol-caliza	Mantiforme		875.000 t	Paleozoico inferior	Gneis biotítico, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Las Peñas	*Estancia Las Peñas*	32° 31'	64° 20'	Mármoles dolomíticos	Estratiforme		85.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, rocas granitoides	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Los Cóndores	*Martínez, San Cristobal, El Tala, Chulume*	32° 24'	64° 21'	Mármoles dolomíticos	Estratiforme		623.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, biotítico-granatíferos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
San Agustín	*San Agustín, Calderón, Soconcho, Barruecos*	32° 00'	64° 20'	Mármoles dolomíticos Dolomías	Estratiforme	MgO: 14-21,5%	17,71 Mt	Paleozoico inferior	Gneises, biotítico-granatíferos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*A. Sánchez*	31° 43'	64° 26'	Mármol-caliza	Mantiforme		95.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*Barilar*	31° 43'	64° 26'	Mármol-caliza	Mantiforme		645.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*El 25*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		1 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*García Victoria*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		546.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*Juan Sánchez*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		109.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*La Calera*	31°25'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		2,05 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*La Fábrica*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		80 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*La Reducción*	31°24'	64°19'	Mármol caliza	Mantiforme		3,29 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*Puesto Funes*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		7,19 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*Pueyrredón*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		1 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*San Marcos*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		104.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera	*Sucesión Sánchez*	31°24'	64°19'	Mármol-caliza	Mantiforme		200.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*C. de Cámara*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		5,8 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Cantera López*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		347.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Cerro de La Higuera*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		650.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Cerro Sportivo*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		303.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Edolis Nathan*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		435.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*El Paraíso*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		3,5 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*El Potrerillo*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme	MgO: 1,5%	1,8 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Estancia Los Molles*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		985.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Gómez, Tercer Paredón*	31°43'	64°26'	Mármol	Mantiforme		1,27 Mt	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valle de Buena Esperanza	*J. Rossi*	31° 43'	64° 26'	Mármol	Mantiforme		805.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*La Granja*	31° 43'	64° 26'	Mármol	Mantiforme		368.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Morenigo y Bauer*	31° 43'	64° 26'	Mármol	Mantiforme		870.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Urco SRL*	31° 43'	64° 26'	Mármol-caliza	Mantiforme		430.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
Valle de Buena Esperanza	*Vergara*	31° 43'	64° 26'	Mármol	Mantiforme		130.000 t	Paleozoico inferior	Gneis, anatexitas, granulitas, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	Agua del Durazno, Mogote Azulejo, El Saucesito, El Cóndor, Iguazú, Tala-Huasi, El Perchel	31° 13'	64° 45'	Mármol	Mantiforme		13,95 Mt	Precámbrico-Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneis	Complejo Metamórfico Candelaria
	Cantera El Potrerito	32° 02'	64° 33'	Mármol	Mantiforme		1,22 Mt		Gneis granatífero	
	Cantera Insumi, Canteras Bonanzas, Centro Norte	32° 27'	64° 38'	Mármol	Mantiforme		54,16 Mt	Paleozoico inferior	Gneises, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	Cantera Las Lajas	30° 44'	64° 39'	Mármol	Estratiforme		200.000 t	Paleozoico inferior	Gneises, rocas granitoides	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	Cuchi-Yaco	31° 23'	65° 02'	Mármol	Mantiforme		12,62 Mt	Paleozoico inferior	Mármoles	Complejo Anatéctico San Carlos
	Fundación San Roque, Nieto, El Sauce, El Guindo, Piedras Grandes, Cremades, Norberto Nieto	31° 11'	64° 34'	Mármol	Mantiforme		30,65 Mt	Paleozoico inferior	Gneises, anfibolita	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	La Rinconada	31° 05'	65° 07'	Mármoles dolomíticos	Mantiforme		366.000 t	Paleozoico inferior	Mármoles	Complejo Anatéctico San Carlos
	Lach y Bari, Ferrer, Povanes, El Portezuelo-Moyano, Incor	32° 03'	64° 21'	Mármoles dolomíticos	Estratiforme	MgO: 18%	827.000 t	Paleozoico inferior	Gneises biotítico-granatíferos anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	Los Guindos, la Bolsa, El Tala, La Isla	31° 49'	64° 23'	Mármoles dolomíticos	Estratiforme		1,89 Mt	Paleozoico inferior	Gneises inyectados biotíticos, anfibolitas	Complejo Metamórfico Sierra Chica
	Taninga	31° 25'	65° 07'	Mármol	Mantiforme		2,45 Mt	Paleozoico inferior	Mármoles	Complejo Anatéctico San Carlos
	Totora Huasi	30° 51'	65° 27'	Mármol	Mantiforme		900.000 t		Esquistos, gneis	
MOLIBDENO										
Cerro Aspero	*El Centauro*	32° 29'	64° 50'	Mo	Diseminado, impregnaciones, relleno de grietas				Micacitas gnéisicas, esquistos anfibólicos, anfibolitas, granitos	
Cerro Aspero	*La Salvadora*	32° 28'	64° 50'	Mo-W	Diseminado, nódulos	MoS_2: 3-4%			Micacitas, granito	
ORO										
Candelaria	*Bañado*	30° 56'	64° 51'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Candelaria	*Candelaria, Agua Blanca, Mesa, Quebrada de Cristo*	30° 59'	64° 50'	Au	Vetiforme	Candelaria: Au: 25,0 g/t		Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*Clementina o Matilde, El Cacique, Piedra de la Iglesia, Santander*	30° 58'	64° 51'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*Don Raúl*	30° 56'	64° 50'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*El Cacique*	31° 11'	64° 53'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*El Zapallar o N° 10*	31° 00'	64° 49'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*Elvirita*	30° 58'	64° 50'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*La Bragada*	31° 01'	64° 50'	Au	Vetiforme	Au: 16 g/t	28.577 t (inferidos)	Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*La Cascada*	31° 03'	64° 49'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*La Higuerita Nueva*	30° 58'	64° 51'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*La Industrial*	31° 05'	64° 53'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*La Republicana, La Azucena, Diana (Grupo Río Hondo)*	31° 19'	64° 58'	Au	Vetiforme	Diana: Au: 2 g/t (ley media)		Paleozoico	Anatexitas	Macizo de San Carlos
Candelaria	*Las Varitas o La Suerte*	30° 59'	64° 50'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*Monserrat-Puígari*	31° 00'	64° 49'	Au	Vetiforme	Au: 0,2-2 g/t (15-70 g/t muestras puntuales)	60.000 t (inferidos)	Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*Ñata, Cabeza de Novillo*	31° 00'	64° 51'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*Nati, Las Inglesas*	31° 01'	64° 49'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*Nene*	30° 58'	64° 52'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*Niño Dios o Pique Verde*	30° 56'	64° 50'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Candelaria	*Oro Grueso*	31° 02'	64° 50'	Au	Vetiforme				Esquistos micáceos inyectados y gneises	Basamento
Candelaria	*Paso de la Quinta*	31° 04'	64° 49'	Au	Vetiforme, stockwork	Au: 160 g/t y 406 g/t (ley máxima)	1 Mt (inferidos)		Esquistos micáceos inyectados y gneises	Basamento

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Candelaria	*Piedra de la Iglesia*	31° 11'	64° 53'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
Candelaria	*Pocho*	31° 20'	65° 15'	Au	Stockwork			Terciario	Pórfiros y brechas volcánicas	
Candelaria	*Río Cruz del Eje*	30° 42'	64° 47'	Au	Diseminado, placer			Cuaternario	Arena y grava	Aluvio
Candelaria	*San Ignacio*	31° 11'	64° 55'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Anatexitas y gneises	Macizo de San Carlos
Candelaria	*San Martín*	30° 58'	64° 51'	Au	Vetiforme			Devónico	Gneis milonítico	Zona de Cizalla Guamanes
Paso del Carmen	*El Tigre, Santa María*	31° 04'	64° 54'	Au	Vetiforme			Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos; gneises granatíferos	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
San Ignacio	*San Ignacio, Pumaguasa, Cañada del Novillo*	30° 57'	64° 32'	Au	Vetiforme	San Ignacio: Au: 6-14 g/t	San Ignacio: 60.000 t (inferidos)	Cámbrico inferior	Gneis bandeado	Complejo Metamórfico La Falda
Taninga	*Cuchillaco, Diana*	31° 22'	65° 04'	Au-Pb-Ag	Vetiforme			Paleozoico	Mármol, anatexitas	Macizo de San Carlos
	Oro I, II, III, IV, V, VI y VII	32° 08'	64° 48'	Au	Vetiforme					
PLOMO-PLATA-CINC										
Alta Gracia	*La Boreal (Lolita, Sisy)*	31° 49'	64° 28'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 42 % Cu: 2,7 % Ag: 1.330 g/t			Gneis cuarzo-tonalíticos granatíferos	Basamento metamórfico
Atos Pampa	*General San Martín*	31° 59'	64° 41'	Pb-Zn-Ag	Estratoligado			Cámbrico inferior	Gneis leucotonalítico	Complejo Metamórfico La Falda
El Guaico	*Agua del Río, Doering, El Gringo*	30° 57'	65° 10'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Algarrobitos, Merceditas*	30° 58'	65° 14'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Asunción, Ana María*	30° 59'	65° 10'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Cuarcita; gneis	Formación Tudame
El Guaico	*Bella Tapada*	30° 59'	65° 14'	V-Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Brackebusch*	30° 56'	65° 10'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Granito grano grueso	Granito El Pilón
El Guaico	*Buenaventura*	31° 00'	65° 15'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Complejo Metamórfico Pichanas
El Guaico	*Carmen, San Fermín, San José, Bienvenida*	30° 58'	65° 11'	Ag-Pb-Zn-(V)	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis cordierítico; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Ciento Veinte*	30° 58'	65° 14'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis, migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Del Molle*	30° 55'	65° 11'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis, migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Del Moro, San Ignacio*	30° 57'	65° 12'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis, migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Dos Amigos, La Peregrina*	30° 59'	65° 12'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis, migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Gallinita de Plata, Paganzo; El Espejo*	30° 55'	65° 10'	Ag-Pb-Zn (V-Au)	Vetiforme			Cámbrico inferior	Granito gneis, migmatita	Granito El Pilón Gneis Pichanas
El Guaico	*Garibaldi, Garibaldi Chica*	30° 58'	65° 13'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Cuarcita; gneis	Formación Tudame
El Guaico	*La Aguadita, Tronco del Mogote, Judith, Guissel*	30° 55'	65° 11'	Ag-Pb-Zn (V-Au)	Vetiforme			Cámbrico inferior	Granito rosado de grano grueso	Granito El Pilón
El Guaico	*La Ballena, Cola de la Ballena, San Miguel, Overo Muerto*	30° 59'	65° 11'	Ag-Pb-Zn (V-Au)	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
El Guaico	*La Casualidad, London*	30° 56'	65° 12'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*La Escopeta*	30° 59'	65° 10'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Cuarcita, gneis	Gneis Pichanas
El Guaico	*La Eufemia*	30° 59'	65° 12'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*La Víbora, San Agustín*	30° 59'	65° 12'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Cuarcita, gneis	Gneis Pichanas
El Guaico	*Mogote Blanco*	30° 58'	65° 12'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Piedras Coloradas*	31° 00'	65° 09'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Pilar, Venus*	30° 58'	65° 12'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Cuarcita, gneis	Gneis Tudame
El Guaico	*Rara Fortuna*	30° 59'	65° 14'	Ag- Pb- Zn (V- Au)	Vetiforme			Cámbrico inferior	Granito porfírico	Granitos asociados al Complejo Metamórfico Pichanas
El Guaico	*San Carlos, La Golondrina, Pascualito*	30° 59'	65° 13'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*San Jorge*	30° 59'	65° 14'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*San Melitón*	30° 58'	65° 14'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Santa Rita, Santa Teresa, Uluvar*	30° 55'	65° 11'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Cuarcita, gneis	Gneis Tudame
El Guaico	*Santo Domingo*	30° 57'	65° 13'	Ag- Pb- Zn- (V)	Vetiforme			Cámbrico inferior	Cuarcita, gneis	Gneis Tudame
El Guaico	*Veta Rica Sur*	30° 59'	65° 13'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
El Guaico	*Zapallar, Liverpool*	30° 59'	65° 09'	V- Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatita	Gneis Pichanas
La Argentina	*25 de Mayo (Buen Consuelo)*	31° 13'	65° 19'	Ag- Pb- Zn (Au)	Vetiforme					
La Argentina	*Colonia*	31° 12'	65° 18'	Ag- Pb- Zn (Au)	Vetiforme					
La Argentina	*La Argentina, La Cruz del Señor*	31° 13'	65° 18'	Pb- Ag- Zn- Au	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y esquistos	Macizo de San Carlos
La Argentina	*Margarita*	31° 15'	65° 20'	Ag- Pb- Zn (Au)	Vetiforme					
La Argentina	*Monte Carmelo*	31° 15'	65° 19'	Ag- Pb- Zn (Au)	Vetiforme					
La Argentina	*Paso Grande, La Compañía, La Toma, La Colorada*	31° 12'	65° 16'	Pb- Ag- Zn	Vetiforme			Paleozoico	Anatexitas	Macizo de San Carlos
La Argentina	*Rosa Nelly Ríos*	31° 13'	65° 19'	Pb- Ag- Zn	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y esquistos	Macizo de San Carlos
La Argentina	*San Juan*	31° 14'	65° 19'	Ag- Pb- Zn (Au)	Vetiforme					
Niño Dios	*Niño Dios*	31° 06'	64° 59'	Pb- Ag- Zn	Vetiforme			Paleozoico	Anatexitas	Macizo de San Carlos
Piedras Blancas	*Carpa*	33° 01'	64° 54'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme					
Piedras Blancas	*Clelia*	32° 55'	64° 56'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme					
Piedras Blancas	*Santa Ana*	32° 54'	64° 50'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme					
San Carlos	*San Agustín, Nueva Mayo, Colón*	31° 08'	65° 03'	Pb- Ag- Zn	Vetiforme			Paleozoico	Anatexitas	Macizo de San Carlos
	Bienvenida, Pique Verde, Esperanza	31° 18'	65° 26'	Pb- Ag- Zn	Vetiforme			Paleozoico	Gneis milonítico	Gneis Los Túneles
	La Cordobesa	30° 49'	64° 41'	Ag- Pb- Zn	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis leucotonalítico	Complejo Metamórfico La Falda
SAL										
Salinas Grandes	*Córdoba Salinas*	30° 03'	64° 42'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos
Salinas Grandes	*Cordobesa*	30° 04'	64° 42'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos
Salinas Grandes	*El Porvenir*	30° 05'	64° 43'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos
Salinas Grandes	*Patria*	30° 05'	64° 43'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Salinas Grandes	*Pintoresca*	30° 04'	64° 43'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos
Salinas Grandes	*San Antonio 2°*	30° 05'	64° 44'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos
Salinas Grandes	*Sol de Mayo*	30° 02'	64° 41'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos
Salinas Grandes	*Vigo*	30° 04'	64° 44'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos salinos
TIERRAS RARAS										
	Casa La Plata o Cerro Uritorco	30° 52'	64° 29'	La-U-Ce-Nd-Y	Vetiforme					
TRAVERTINO										
	Mesa La Argentina	31° 15'	65° 23'	Travertino	Estratiforme					
URANIO										
Batolito de Achala	*Schlagintweit*	31° 27'	64° 46'	U	Irregular	U: 0,152 % (ley media)	2,96 Mt (geológicos)	Paleozoico	Granito	Batolito de Achala
VERMICULITA										
	Dos	31° 45'	64° 30'	Vermiculita	Irregular				Anfibolitas, gneis	Basamento metamórfico esquistoso
	Encarnación	31° 08'	64° 26'	Vermiculita	Lenticular				Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Evelina	31° 07'	64° 26'	Vermiculita-amianto-esteatita	Lenticular				Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Ingeniero Aníbal Montes	31° 09'	64° 26'	Vermiculita-esteatita	Lenticular				Gneis, micacitas gnéisicas	Basamento metamórfico
	La Norteña	31° 09'	64° 26'	Vermiculita	Lenticular		600 t (inferidos)		Gneis, micacitas gnéisicas	Basamento metamórfico
	La Saltona	31° 01'	64° 26'	Vermiculita	Vetiforme				Gneis	Basamento metamórfico
	Las Pichonas	31° 48'	64° 28'	Vermiculita	Vetiforme				Esquisto	Basamento metamórfico
	María	31° 10'	64° 25'	Vermiculita	Lenticular		20.000 t (inferidos)		Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Peñón de la Huerta	31° 09'	64° 26'	Vermiculita	Lenticular				Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Quebrada del Viento	31° 20'	64° 25'	Vermiculita	Lenticular				Metamorfitas	Basamento metamórfico
	Soledad	31° 50'	64° 25'	Vermiculita	Lenticular				Anfibolita, esquistos	Basamento metamórfico
	Solitario	31° 59'	64° 27'	Vermiculita	Vetiforme				Serpentinita	Basamento metamórfico
WOLFRAMIO										
Aguas de Ramón	*Dora Inés, El Carmen, Emma, Mercedes, Pepita*	30° 50'	65° 22'	W	Vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis; migmatitas	Gneis Pichanas
Aguas de Ramón	*La Blanca, Americana, La Reina, La Armonía*	30° 49'	65° 24'	W	Vetiforme	La Armonía: WO_3: 0,94-2,2 %		Devónico	Granito	Granodiorita Esmeralda
Aguas de Ramón	*San Antonio, Abundancia, Esperanza, Don Cipriano*	30° 50'	65° 22'	W	Vetiforme			Devónico	Granito	Granodiorita Esmeralda
Aguas de Ramón	*San Vicente, Esmeralda, María Laura*	30° 51'	65° 22'	W	Vetiforme			Devónico	Granito	Granodiorita Esmeralda
Ambul	*Arauco, La Blanca, Victoria, El Cairo*	31° 33'	65° 01'	W	Vetiforme			Precámbrico	Gneises y mármol	Gneises y esquistos de Mojigasta
Ambul	*Lautaro, Santuzza, Indiana I y II*	31° 27'	64° 58'	W	Vetiforme			Paleozoico	Anatexitas y lamprófiros	Macizo de San Carlos
Ambul	*Unión, San Juan Bautista*	31° 27'	64° 58'	W	Vetiforme	WO_3: < 0,50 %		Paleozoico	Anatexitas y lamprófiros	Macizo de San Carlos
Cerro Aspero	*Cerro Aspero, Georgina*	32° 26'	64° 52'	W	Vetiforme			Paleozoico	Granito	
Cerro Aspero	*Fischer*	32° 28'	64° 49'	W	Vetiforme			Paleozoico	Granito	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Cerro Aspero	*Grupo San Virgilio*	32° 28'	64° 50'	W	Vetiforme	WO_3:71% (concentrados)		Paleozoico	Granito	
Cerro Aspero	*Lambaré*	32° 27'	64° 51'	W	Vetiforme			Paleozoico	Granito	
Cerro Aspero	*San Esteban, Loma Linda, La Paulina*	32° 28'	64° 51'	W	Vetiforme			Paleozoico	Granito	
Cerro Aspero	*San Juan, Santo Domingo*	32° 26'	64° 52'	W	Vetiforme			Paleozoico	Granito	
La Bismutina	*Durazno N° 1*	31°10'	65° 16'	W-Bi	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y anatexitas	Macizo de San Carlos
La Bismutina	*Durazno N° 2*	31°10'	65°15'	W-Bi	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y anatexitas	Macizo de San Carlos
La Bismutina	*La Argentina, Unión, Esfige*	31°10'	65°16'	W-Bi	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y anatexitas	Macizo de San Carlos
La Bismutina	*La Bismutina (ex La Brillante)*	31° 09'	65° 16'	W-Bi	Vetiforme	wolframita: 1 kg/m^3	4.000.000 m^3 (medido en materia aluvio-eluvional)		Gneis	
La Bismutina	*La Paisana*	31° 09'	65° 15'	W-Bi	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y anatexitas	Macizo de San Carlos
La Bismutina	*La Sorpresa*	31° 09'	65° 15'	W-Bi	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y anatexitas	Macizo de San Carlos
La Bismutina	*Todos los Santos, Juanita*	31° 10'	65° 17'	W-Bi	Vetiforme					
La Bismutina	*Victoria*	31° 10'	65° 15'	W-Bi	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y anatexitas	Macizo de San Carlos
Pampa de Olaen	*Berrotarán, María del Carmen, Palo Quemado, Central (Grupo Los Mogotes)*	31° 08'	64° 40'	W	Vetiforme			Paleozoico	Gneis, granito	Batolito de Achala
Pampa de Olaen	*La Cubierta, Quebrada Honda*	31° 12'	64° 33'	W	Diseminado			Cámbrico inferior	Gneis, anfibolita, mármol	Complejo Metamórfico La Falda
Pampa de Olaen	*Loma Pajosa, Los Caudillos*	31° 11'	64° 34'	W	Vetiforme				Ortogneis, anfibolitas	
Pampa de Olaen	*Mogote de La Picaza, Nahuel, Los Rodeítos, Chingolito, Salamanca, Los Guindos Norte (Grupo Los Guindos)*	31° 10'	64° 35'	W	Diseminado, vetiforme			Cámbrico inferior	Gneis, anfibolita, mármol	Complejo Metamórfico La Falda
Sierra de Altautina	*Cabildo, El Salto*	31° 46'	65° 09'	W	Estratoligado	WO_3:1%		Precámbrico	Gneises y esquistos; mármol	Gneises esquistos de Mojigasta
Sierra de Altautina	*El Misterio, Elvira, La Gringa, La Carlota, La Extremeña, La Pilila, San José*	31° 44'	65° 11'	W	Estratoligado			Precámbrico	Micacita anfibolítica, mármol	Esquistos de Altautina
Sierra de Altautina	*La Dita, La Rubia, Valeria, Santa Bárbara*	31° 44'	65° 09'	W	Vetiforme			Precámbrico	Cuarcita micácea	Esquistos de Altautina
Sierra de Altautina	*La Esperanza, La Chichita (Grupo Las Ensenadas)*	31° 48'	65° 09'	W	Estratoligado			Precámbrico	Cuarcita micácea	Esquistos de Altautina
Sierra de Altautina	*La Toyita*	31° 45'	65° 09'	W	Vetiforme			Precámbrico	Gneises y esquistos; mármol	Gneises esquistos de Mojigasta
Sierra de Altautina	*María Teresa, La Legal, Totito, La Hilda*	31° 47'	65° 09'	W	Estratoligado			Precámbrico	Cuarcita, micacita	Gneises esquistos de Mojigasta
Sierra de Altautina	*San Ignacio*	31° 43'	65° 12'	W-Bi	Vetiforme	WO_3:<1%		Precámbrico	Esquistos cuarzo-micáceos	Gneises esquistos de Mojigasta
Sierra de Altautina	*San Juan Bosco, Hércules*	31° 43'	65° 08'	W	Vetiforme	WO_3:0,57-1,40%	7.365 t (medidos) 24.983 t (inferidos)	Precámbrico	Esquistos bandeados	Gneises esquistos de Mojigasta
Sierra de Altautina	*Siete Hermanos, Santa Ana, Toto, Pedro Ramón, Sabas*	35° 51'	65° 08'	W				Precámbrico	Cuarcita, micacita	Gneises esquistos de Mojigasta
Sierra de Altautina	*Triunfo*	31° 44'	65° 13'	W-Bi	Vetiforme			Precámbrico	Esquisto cuarzo-micáceos	Gneises esquistos de Mojigasta

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Cerro Bayo	31°28'	64°55'	W	Vetiforme			Paleozoico	Cuerpo de mármol en granito	Batolito de Achala
	César Augusto, La Virginia	31°33'	65°01'	W	Vetiforme			Paleozoico	Gneises y mármol	Gneises y esquistos de Mojigasta
	Corral de Carnero	31°09'	64°49'	W	Vetiforme			Precámbrico	Gneis micáceo, mármol	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
	El Quito	31°15'	64°51'	W	Vetiforme			Precámbrico	Gneis micáceo, mármol	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
	El Zinqui	30°52'	64°34'	W-Cu	Skarn	WO_3:0,46%	271.000 t (inferidos)	Cámbrico inferior	Gneis leucotonalítico	Complejo Metamórfico La Falda
	Josefina	32°52'	64°54'	W	Vetiforme					
	La Carmelita	33°03'	65°00'	W	Vetiforme					
	La Cuesta	30°51'	64°27'	W	Vetiforme					
	María Alicia, La Lina, La Lito	31°33'	65°00'	W	Vetiforme			Precámbrico	Gneises y mármol	Gneises y esquistos de Mojigasta
	Obecú	32°44'	64°52'	W	Vetiforme					
	San Francisco	30°51'	64°27'	W	Vetiforme					
	San Pedro, Ermelinda, La Negrita	31°32'	65°01'	W	Vetiforme			Precámbrico	Gneis micáceo, mármol	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
	Tres Tigres	31°08'	64°49'	W	Vetiforme			Precámbrico	Gneis micáceo, mármol	Esquistos y gneises Piedra de la Iglesia
WOLLASTONITA										
	Canteras Quilpo-La Fronda	30°52'	64°41'	Wollastonita	Irregular		350.000 t (inferidos de wollastonita)	Cámbrico inferior	Mármol, gneis	Formación Quilpo
	El Sauce	31°05'	64°21'	Wollastonita	Skarn					
YESO										
	El Brete	30°34'	64°36'	Yeso				Cretácico		

CORRIENTES

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
CALIZA										
Arroyo Ita	*La Encarnación*	29°14'	58°20'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:53-76% $MgCO_3$:1,2-2,3%	> 4 Mt	Mioceno	Calcáreo brechoso	Formación Fray Bentos
Curuzú Cuatiá	*Cantera Constantini*	29°45'	58°03'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:61%	> 2 Mt	Mioceno	Calcáreo brechoso y arenoso	Formación Fray Bentos
Mercedes	*Mercedes*	29°05'	58°04'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:50-70%	1 Mt	Mioceno	Calcáreo brechoso	Formación Fray Bentos
COBRE										
Curuzú Cuatiá		29°50'	58°00'	Cu	Venillas			Cretácico	Basalto	Formación Serra Geral
TITANIO										
	Bella Vista	27°28'	58°03'	Ti-Zr	Placer	Ilmenita: 6,9% (47-50% TiO_2) Circón: 0,5-1%	Ilmenita: 50 Mt Circón: 1,5 Mt Rutilo: 1,35 Mt (geológicos) (incluye Corrientes, Empedrado e Ituzaingó)	Cuaternario	Arena	Depósitos aluviales
	Corrientes	27°26'	58°53'	Ti-Zr	Placer	Ilmenita: 10,2% (47-50% TiO_2) Circón: 0,5-1%		Cuaternario	Arena	Depósitos aluviales

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Empedrado	27° 55'	58° 50'	Ti-Zr	Placer	Ilmenita: 5,3% (47-50% TiO_2) Circón: 0,5-1%		Cuaternario	Arena	Depósitos aluviales
	Ituzaingó	27° 33'	58° 38'	Ti-Zr	Placer	Ilmenita: 5,8% (47-50% TiO_2) Circón: 0,5-1%		Cuaternario	Arena	Depósitos aluviales
TOSCA										
Empedrado	*Calizas de Empedrado*	27° 55'	58° 04'	Tosca	Estratiforme	$CaCO_3$: 30-47% $MgCO_3$: 1,5-9%	300.000 t	Cuaternario	Calcáreo arenoso (tosca)	
Itatí	*Calizas de Itatí*	27° 14'	58° 00'	Tosca	Estratiforme	$CaCO_3$: 24,5% $MgCO_3$: 3%		Cuaternario	Calcáreo arenoso (tosca)	

ENTRE RÍOS

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ARENA SILICEA										
	Diamante (Cantera Cristamine y otras)	31° 55'	60° 38'	Arenas silíceas	Bancos	SiO_2: 98,5%; Fe_2O_3: 0,06%; Al_2O_3: 0,70%; Na_2O: 0,1%; K_2O: 0,3%; pérdida por calcinación: 0,3%		Cuaternario	Arenas, arcillas	
	Ibicuy (Cantera Aretra S.R.L. y otras)	33° 38'	59° 12'	Arenas silíceas	Bancos	SiO_2: 98,9%; Fe_2O_3: 0,130%; Al_2O_3: 0,47%; K_2O: 0,2%; pérdida por calcinación: 0,3%		"Querandinense"	Arenas, arcillas	Formación Isla Talavera
YESO										
	Tuyango	31° 07'	59° 58'	Yeso	Mantiforme, nódulos, rosetas			Pleistoceno medio-superior	Arcillas, limos	Formación Hernandarias
	Cabrol	31° 05'	59° 57'	Yeso	Mantiforme, nódulos, rosetas			Pleistoceno medio-superior	Arcillas, limos	Formación Hernandarias

JUJUY

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ANTIMONIO										
Area Lagunillas	*Alumbre*	22° 30'	66° 33'	Sb	Vetiforme			Ordovícico	Pizarras grises y areniscas cuarcíticas	Formación Acoite
El Toro	*Cordillera*	23° 05'	66° 50'	Sb	Vetiforme	Sb_2O_5: 11,7%		Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Acoite
	Miyuyoc	22° 30'	66° 35	Sb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
	Monserrat	22° 51'	66° 34'	Sb	Vetiforme			Plioceno	Lavas dacíticas	Conjunto Lávico Cerro Tinte
	Yancanacota	22° 51'	66° 02'	Sb-Fe-Mn	Vetiforme			Mioceno	Lavas, andesitas y brechas	
ANTIMONIO-ORO										
Santa Catalina	*La Esperanza*	22° 45'	66° 07'	Sb-Zn-Au	Vetiforme	Sb: 20%	240.000 t (inferidos)	Ordovícico	Lutitas y cuarcitas	Formación Acoite
Doncellas	*Doncellas, San José*	22° 53'	66° 01'	Sb-Au-Fe	Vetiforme, diques			Neoterciario	Dacitas y andesitas biotíticas	
Rinconada	*Pabellón*	22° 25'	66° 38'	Sb-Au	Vetiforme	Sb: 60 % Au: 7-20 g/t		Ordovícico	Pizarras y areniscas cuarcíticas	Formación Acoite

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Tumbaya	*Coiruro, María Remedios, Nuevo Coiruro, Chiquita*	23° 53'	65° 28'	Sb-Au	Vetiforme Filones Brechosos			Precámbrico	Esquistos, pizarras y grauvacas diques riolíticos	Formación Puncoviscana
	María Angélica	23° 03'	66° 52'	Sb-Au			6.300 t (totales)	Mioceno-Pleistoceno	Grauvacas, lutitas, areniscas, andesitas y tobas	Formación Acoite, Formación Lina
	Salle	22° 27'	66° 47'	Sb-Au-Ag	Brechas hidrotermales			Mioceno	Andesitas y dacitas	
AZUFRE										
Rinconada	*Cerro Niño, Supisaino*	26° 30'	68° 18'	Azufre	Filones	S:33,5%		Terciario superior	Tobas	
AZUFRE-YESO										
Cerro Campanario	*Campanario*	22° 49'	66° 35'	Azufre-yeso	Solfatárico			Mioceno inferior	Conglomerados, areniscas, ignimbritas	Formación Tiomayo
Cerro Panizos	*Iramain*	22° 54'	66° 35'	Azufre-yeso	Solfatárico			Plioceno	Dacitas	Conjunto Lávico Cerro Tinte
Cerro Tuzgle	*La Betty, Sol de Mañana, María Teresa, La Eva*	24° 03'	66° 29'	Azufre-yeso	Solfatárico Impregnaciones, vetillas y relleno de cavidades	S:22,6%	551.000 t	Plioceno - Pleistoceno	Tobas	Conjunto Efusivo Tuzgle
Cerro Tuzgle	*Tuzgle*	24° 03'	66° 29'	Azufre-yeso	Solfatárico Impregnaciones vetillas y relleno de cavidades			Plioceno-Pleistoceno	Tobas	Conjunto Efusivo Tuzgle
Cerro Zapaleri	*Cerro Zapaleri*	22° 50'	67° 11'	Azufre-yeso	Solfatárico Vetillas e impregnaciones			Plioceno	Andesitas y dacitas	Conjunto Lávico Cerro Tinte
Laguna Aguas Calientes (Palma Sola)	*Santa Bárbara (La Quinta, Lovelia)*	23° 24'	64° 27'	Azufre-yeso-travertino	Manantiales termales	S:11-58%		Cretácico	Calizas oolíticas, areniscas calcáreas, margas, bancos travertínicos	Formación Yacoraite
Laguna Vilama	*Amancay*	22° 32'	67° 01'	Azufre-yeso	Solfatárico			Plioceno	Andesitas y dacitas	Conjunto Lávico Cerro Tinte
BARITINA										
Casillas	*Inti Cancha*	22° 44'	65° 22'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Grupo Santa Victoria
Cerro El Gigante (Aparzo)	*Noemí Antonina, La Argentina, Santa Bárbara*	23° 02'	65° 05'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, cuarcitas y lutitas	Formación Acoite
Cochinoca	*Punta del Quivil*	22° 48'	65° 54'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Pórfiros riodacíticos, areniscas y lutitas	Complejo Cochinoca-Escaya
Cochinoca	*Santa Teresita de Jesús*	22° 42'	65° 53'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas Pórfiros riodacíticos	Complejo Cochinoca-Escaya
El Angosto (Lipan)	*La Vasca, Santa María*	23° 39'	65° 42'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
El Angosto (Lipan)	*Sixto*	23° 40'	65° 42'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Iriquez (Quebrada de Yacoraite)	*María Cristina*	23° 22'	65° 28'	Baritina	Vetiforme			Cámbrico Ordovícico	Cuarcitas, areniscas cuarcíticas, areniscas y lutitas	Grupo Mesón, Formación Acoite
Moya (Uquía)	*San Marcos*	23° 20'	65° 16'	Baritina	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas	Grupo Mesón
Puerta de Colorados	*Jarunco, Colorado*	23° 35'	65° 38'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, filitas, esquistos	Formación Puncoviscana
Rinconada	*Quebrada Delgada Chica*	22° 29'	66° 37'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Acoite

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
San Antonio (Cerro Negro)	*Videncia*	24° 25'	65° 27'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, esquistos y filitas	Formación Puncoviscana
San José de Chañi	*Achacanal*	23° 54'	65° 48'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Sierra Alta	*Santa Bárbara (Irigoyen)*	23° 35'	65° 38'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, filitas, esquistos	Formación Puncoviscana
Sierra de Aguilar	*Blanca Flor*	23° 20'	65° 43'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Sierra de de Chañi	*Ruth*	23° 52'	65° 43'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Sierra del Horconal	*Mudana*	23° 21'	65° 13'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos y pizarras	Formación Puncoviscana
Tres Cruces	*Corral Blanco*	22° 56'	65° 25'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Tumbaya	*General Güemes*	23° 48'	65° 28'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos y pizarras	Formación Puncoviscana
Uquía (Humahuaca)	*Zaita Cristina, Sixilera, Yacoraite, José Eduardo*	23° 21'	65° 18'	Baritina	Vetiforme		60.000 t	Cámbrico	Cuarcitas y lutitas	Grupo Mesón
Yacoraite (Quebrada de Iriquez)	*El Halcón*	23° 20'	65° 28'	Baritina	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas y lutitas, filones básicos	Grupo Mesón
	Casillas, Brujo	22° 45'	65° 22'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Grupo Santa Victoria
	La Morenita	23° 55'	65° 48'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
	Natasia	23° 43'	65° 43'	Baritina	Vetiforme		44.000 t (inferidos)	Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
	Pives, Maquiavelo	23° 41'	65° 42'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
	Tusca, Saladillo	23° 41'	65° 42'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
BISMUTO										
Susques	*Curuto*	23° 10'	67° 01'	Bi	Vetiforme, aluvional			Terciario-Cuaternario	Andesita, tobas Aluviones	
BORATOS										
Coranzulí	*Cañuelas I y II, Marte, Rosalía, Arethusa, Guadalupe*	22° 59'	66° 29'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y depósitos evaporíticos detríticos finos	
Coranzulí	*Loma Blanca*	23° 04'	66° 27'	Boratos	Evaporítico		12,74 Mt (inferidos)	Mioceno	Tufitas, areniscas tufíticas, ignimbritas	Formación Sijes
Coyaguaima	*Edith (Boratera Coyaguaima)*	22° 47'	66° 34'	Boratos	Manantiales termales	B_2O_3: 30,7-41,3%		Pleistoceno Holoceno	Cuerpos lentiformes asociados a niveles travertínicos	Depósitos Evaporíticos
Laguna Guayatayoc	*Boratayoc, Ludovica, Eduardo, Federico y otras*	23° 20'	65° 53'	Boratos	Evaporítico	B_2O_3:30-35%	622.000 t (ulexita seca)	Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Laguna Guayatayoc	*Grupo Buenos Aires, Grupo Córdoba, Grupo Jujuy, Grupo Salta y otras*	23° 21'	65° 53'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Laguna Guayatayoc	*Grupo Tucumán, Grupo Rosario y otras*	23° 21'	65° 54'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Laguna Vilama	*Boratera Vilama, Cerro Tinte*	22° 33'	66° 53'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Salar de Cauchari	*Cinco, Cuatro, Dos, Salteña, El Codo, María Elena, Cauchari y otras*	23° 42'	66° 46'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Cauchari	*La Inundada, Medanitos, Susques, Defensa, Jujuy, Nueva Siberia y otras*	23° 55'	66° 47'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Cauchari	*Porvenir, Alsina, Ataco, Moreno, San Esteban, Sarmiento y otras*	23° 51'	66° 47'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Jama	*Jama, San Felipe, San Francisco*	23° 17'	67° 02'	Boratos	Evaporítico		150.000 t (ulexita) para el conjunto de pertenencias	Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Olaroz	*Santa Inés, Clorinda, Clotilde, Eduardo Daniel, Teresa y otras*	23° 31'	66° 42'	Boratos	Evaporítico	Anhidrido bórico: 26 % (ley máxima)		Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salinas Grandes (Tres Morros)	*Grupo Pozo Cavado y otras*	23° 43'	65° 57'	Boratos	Evaporítico, nódulos	Anhidrido bórico: 36,90 %	500.000 t (borato crudo)	Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Anita, Inés, Sahara, Bebe, Osiris y otras	23° 46'	66° 47'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Borateras Jujeñas	23° 45'	65° 58'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Cerro Bayo, Cerro Potreros, Cerro Pululus	22° 36'	66° 54'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Delia, Esther, Graciela, Juancito, Julia, María Teresa, Mascota y otras	23° 35'	66° 42'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Irigoyen, Molina, Aguadita, Juan Manuel y otras	23° 44'	65° 57'	Boratos	Evaporítico		840.000 t (boratos secos)	Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Lina Lari	23° 08'	66° 59'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Las Avispas, Carlota, Romano, Rosa, La Abeja, La Hormiga, La Mejor y otras	24° 00'	66° 49'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	San José, San Pedro, Santa Lucía y otras	23° 58'	66° 49'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	San Nicolás, Mario, Eduardo, Cristina, El Guanaco, El Oculto, Federico, Felipe y otras	23° 28'	66° 40'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
	Turi Lari, Pujis, Celti	23° 08'	66° 31'	Boratos	Evaporítico		Bórax: 11.089 t (medidos+ inferidos) Ulexita: 4.239 t (medidos + inferidos)	Pleistoceno Holoceno	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
CALIZA										
Abra Pampa	*Cantera Beatriz, Cantera Piedra Blanca*	22° 39'	65° 36'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Cerro Las Avispas (Palma Sola)	*Cantera El Palmar, Cantera El Porvenir, Cantera Las Avispas*	24° 00'	64° 17'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
La Quinta (Palma Sola)	*Cantera La Quinta*	23° 51'	64° 25'	Caliza-ónix-travertino	Estratiforme			Cretácico Pleistoceno Holoceno	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas niveles travertínicos, depósitos de azufre	Formación Yacoraite
Maimará	*Cantera Maimará, Cantera Adriana, Cantera Silvia, Cantera Eliseo*	23° 37'	65° 24'	Caliza	Estratiforme		35.000 t	Cretácico	Calizas oolíticas y estromatolí-ticas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
Sierra de Puesto Viejo	*Cantera*	24° 26'	64° 54'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
Tilcara	*Cantera Juella, Cantera Amarilla*	23° 31'	65° 28'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas y estromatolí-ticas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
Tres Cruces	*Cantera Las Alamos*	22° 55'	65° 35'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
Volcán	*Cantera Volcán (Bárcena)*	23° 57'	65° 26'	Caliza cristalina	Estratiforme			Precámbrico	Calizas metamórficas (Micritas y microesparitas)	Formación Volcán (Formación Puncoviscana)
Yavi	*Cantera Lecho, Cantera 7 de Mayo, Cantera Exodo*	22° 08'	65° 29'	Caliza-travertino-ónix	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
	Cantera Cerro Tres Tornos	22° 56'	65° 31'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
	Cantera El Toba, Cantera Cabeza de Toba	24° 30'	64° 55'	Caliza-travertino-ónix	Estratiforme		141,97 Mt (totales)	Cretácico Pleistoceno Holoceno	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas bancos´ç aragoníticos y travertínicos	Formación Yacoraite Formación El Toba
	Cantera Gabriel, Cantera Elbar	22° 09'	65° 30'	Caliza-travertino-ónix	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
	Cantera Guanacos	24° 29'	64° 53'	Caliza-travertino-ónix	Estratiforme			Cretácico Pleistoceno Holoceno	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas bancos aragoníticos y travertínicos	Formación Yacoraite Formación El Toba
	Cantera La Cueva	22° 56'	65° 23'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
	Cantera La Cumbre Cantera Elbar	22° 59'	65° 28'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Cantera San Francisco	22° 08'	65° 29'	Caliza-travertino-ónix	Estratiforme			Cretácico	Calizas oolíticas, margas, areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
CAOLIN										
Chocoite	*Chocoite I, II y III*	22° 22'	65° 46'	Caolín	Estratiforme			Pleistoceno	Tobas, conglomerados y conglomerados arenosos	Formación Tafna
León	*León*	24° 03'	65° 26'	Caolín	Mantiforme, lenticular					
Pumahuasi	*Bellavista, La Gitana*	22° 19'	65° 32'	Caolín	Mantiforme lenticular			Pleistoceno	Tobas, conglomerados y conglomerados arenosos	Formación Tafna
Río de las Capillas	*La Regalona*	24° 07'	65° 12'	Caolín	Mantiforme, lenticular					
San Antonio	*Claudia*	24° 22'	65° 24'	Caolín	Mantiforme, lenticular					
Tafna	*Yuraj, La Merced, Firj, La Lucha*	22° 08'	65° 45'	Caolín	Mantiforme, lenticular	Al_2O_3:22% Fe_2O_3:4,6%	1,23 Mt (medidos) 467.567 t (indicados) 355.182 t (inferidos)	Pleistoceno	Tobas, conglomerados y conglomerados arenosos	Formación Tafna
Tocomar	*Tocomar*	24° 11'	65° 32'	Caolín	Mantiforme, lenticular					
	Caballito Blanco	22° 08'	65° 46'	Caolín	Mantiforme, lenticular			Pleistoceno	Tobas, conglomerados y conglomerados arenosos	Formación Tafna
	Tacanaite	22° 25'	65° 46'	Caolín	Mantiforme, lenticular			Pleistoceno	Tobas, conglomerados y conglomerados arenosos	Formación Tafna
COBRE										
Abra de Cóndor	*San Antonio*	22°26'	65°16'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Santa Rosita
Abra Pampa	*Norma Patricia*	22°37'	65°36'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Casillas	*Peña Blanca*	22°46'	65°24'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria
Chocoite	*Abra Colorada*	22°15'	65° 47'	Cu-Fe-Mn	Vetiforme	Fe:31-49%		Ordovícico	Pórfiros dacíticos, areniscas y lutitas	Complejo Cochinoca-Escaya
Cochinoca	*Barcosconte*	22°41'	65°53'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Pórfiros dacíticos, areniscas y lutitas	Complejo Cochinoca-Escaya
Cordón de Escaya	*Yángaso*	22°08'	65°49'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Complejo Cochinoca-Escaya
Humahaca	*Queta Cara, Lidia, Jorge Arturo, Fernando Daniel, Claudia, César Augusto*	23°23'	65°25'	Cu	Vetiforme			Precámbrico-Cámbrico	Esquistos, pizarras y cuarcitas	Formación Puncoviscana, Grupo Mesón
Humahuaca	*Huichaira*	23° 33'	65° 28'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos arenosos y arcillosos	Formación Puncoviscana
Humahuaca	*Quebrada de los Toldos*	23° 13'	65° 29'	Cu	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas y lutitas	Grupo Mesón
La Quiaca	*Corralito Blanco*	22°12'	65°36'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
León-Volcán	*Chorrillos*	24°00'	65°26'	Cu-Ag-Sb-Pb	Vetiforme, vetas en brechas	Cu:2,9%	74.700 t (indicados)	Precámbrico	Esquistos, pizarras, calizas, filitas	Formación Puncoviscana
Olacapato	*El Oculto*	24°08'	66°36'	Cu-Mo	Diseminado, vetiforme	Au: 0,1 g/t		Mioceno-Plioceno	Areniscas, conglomerados, pórfiros dacíticos y brechas	Formación Cerro Morado

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Purmahuasi	*Olga*	22° 13'	65° 32'	Cu-Ag	Vetiforme	Cu: 12,5%, Ag: 275 g/t		Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Purmahuasi	*Victoria*	22° 16'	65° 38'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Purmamarca	*Cieneguillas*	23° 40'	65° 31'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras y grauvacas	Formación Puncoviscana
Purmamarca	*Edith Luisa*	23° 45'	65° 35'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, filíticos y pizarras	Formación Puncoviscana
Rinconada	*Arco Jara*	21° 55'	66° 51'	Cu	Vetiforme, brechas			Mioceno superior	Lavas, ignimbritas, brechas andesíticas y dacíticas	Complejo Volcánico Pairique
Rumicruz	*Alba*	22° 50'	65° 34'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria
Rumicruz	*Rumicruz, Doña Emma, Argentina II, Don Santiago, Doña Emma, El Rosario, Nona Constanza, Nona María y otras*	22° 51'	65° 30'	Cu-Pb-Ba-Ni-Co-Zn-Ag-Au	Vetiforme	Cu: 5,5%	234.700 t (totales)	Ordovícico	Areniscas, lutitas y limolitas	Grupo Santa Victoria
Santa Catalina	*Eureka*	21° 57'	66° 11'	Cu-Au	Paleoplacer, derrames hidrotermales	Au: 1,0 g/m^3; Cu: 1,1%	1,5 Mm^3 (inferidos)	Mioceno superior	Conglomerados	Formación Cabrería
Santa Catalina	*Río Grande*	21° 55'	66° 15'	Cu	Aluvional			Ordovícico-Cretácico superior-Terciario	Lutitas, areniscas calcáreas, areniscas	Formación Acoite, Formación Yacoraite, Subgrupo Santa Bárbara, Formación Cabrería, Formación Peña Colorada
Sierra de Chañi	*Electra, Mafalda, Marleta, Pompeya, Rosana, San Antonio, Valeria, Viviana*	24° 20'	65° 30'	Cu	Vetiforme			Precámbrico-Cámbrico	Esquistos, pizarras y cuarcitas	Formación Puncoviscana, Grupo Mesón
Volcán	*Volcán*	23° 53'	65° 31'	Cu	Vetiforme, lentes, filones irregulares	Cu: 13,66%		Precámbrico	Esquistos, pizarras y grauvacas	Formación Puncoviscana
	Abdon Castro Tolay	23° 15'	66° 09'	Cu-Sn	Pegmatítico			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
	Abra de Gallo	23° 05'	66° 47'	Cu	Impregnaciones y vetillas			Plioceno	Dacitas	
	Alto de Minas	23° 13'	66° 07'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Cuarcitas	Formación Chiqueros
	Chocoite	22° 20'	65° 46'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Pórfiros dacíticos, areniscas y lutitas	Complejo Cochinoca-Escaya
	Cobre Loma	23° 42'	65° 31'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras y grauvacas	Formación Puncoviscana
	Hornillos (Cerro Escaya)	22° 15'	65° 32'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Pórfiros dacíticos, areniscas y lutitas	Complejo Cochinoca-Escaya
	Hornos	23° 38'	65° 29'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras y grauvacas	Formación Puncoviscana
	J. M. Gorriti	23° 34'	66° 56'	Cu	Vetillas e impregnaciones			Terciario	Dacitas	
	La Cobrera	23° 02'	66° 48'	Cu	Vetiforme			Mioceno	Dacitas y andesitas	
	La Purísima, Trébol, Silvia	22° 51'	65° 30'	Cu-Pb-baritina	Vetiforme		7.300 t (inferidos) 31.200 t (indicados)	Ordovícico	Areniscas, lutitas y limolitas	Grupo Santa Victoria

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Laguna Verde, Río Alumbrio	23° 22'	64° 59'	Cu-Pb-Zn	Vetiforme					
	Marta Elena	23° 45'	67° 09'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Acoite
	Martín Bronce (Grupo Martín Bronce)	24° 03'	64° 35'	Cu-Ag-Zn	Estratoligado, lentiforme	Cu: 2,41%; Zn: 1,5%; Ag: 60 g/t; Au: 0,5 g/t	3,23 Mt (totales)	Cretácico	Areniscas, conglomerados	Subgrupo Pirgua
	Potrerillos	23° 18'	65° 26'	Cu	Vetiforme, lentes			Cámbrico	Cuarcitas, pizarras y diques ultrabásicos	Grupo Mesón
	Rey del Cobre (Grupo Martín Bronce)	23° 45'	64° 35'	Cu-Ag-Sn-Au-As-Sb-Pb	Estratoligado, lentiforme	Cu: 2,41%, Ag: 60 g/t, Zn: 1,5%		Cretácico	Areniscas, conglomerados	Subgrupo Pirgua
	Torrejo I y II	23° 07'	66° 47'	Cu	Vetiforme, vetillas, impregnaciones			Terciario	Secuencias clásticas y volcaniclásticas	
DIATOMITA										
Pumahasi (Quebrada de Barrios)	*Esquina Blanca*	22° 18'	65° 32'	Diatomita	Lentiforme	50% de frústulos de diatomeas		Pleistoceno	Areniscas, areniscas micáceas y pelitas	
DOLOMÍA										
Tumbaya	*Cantera Agua Chica*	23° 47'	65° 30'	Dolomía	Lentiforme		600.000 t	Precámbrico	Dolomitas, pizarras y esquistos Rocas volcánicas	Miembro Tumbaya de la Formación Volcán (Formación Puncoviscana)
ESTAÑO										
Area Lagunillas	*Cerro Granadas, Caucani*	22° 30'	66° 33'	Sn-Ag-Au	Brecha hidrotermal			Terciario	Dacitas, riolitas, andesitas fenobasaltos, brechas	
Cerro Pululus	*Loma Olguita, Espina, Yareta*	22° 40'	66° 50'	Sn-As	Vetiforme			Plioceno	Dacitas	
Cerro Pululus	*Veta Mojón, Vilama*	23° 33'	66° 36'	Sn-Ag		Sn: 200 g/t, Ag: 4,5 g/t				
Orosmayo	*Orosmayo*	22° 34'	66° 21'	Sn-Au	Aluvional			Pleistoceno-Holoceno	Acumulaciones detríticas	
Pirquitas	*Los Siete Hermanos*	22° 41'	66° 30'	Sn-Au-Ag	Aluvional			Cenozoico	Acumulaciones detríticas	
Pirquitas	*Mina Pirquitas*	22° 42'	66° 30'	Sn-Ag	Vetiforme	Ag: 167,1 g/t Sn: 0,33% Zn: 0,57%	21,65 Mt	Ordovícico	Grauvacas, cuarcitas y lutitas	Formación Acoite
Pirquitas	*Pircas*	22° 43'	66°28'	Sn-Au	Aluvional	Sn: 60%		Pleistoceno-Holoceno	Depósito aluviales y coluviales	
Pirquitas	*San Marcos*	22° 44'	66° 24'	Sn-Cu-Ag	Aluvional	Sn: 0,268 kg/m^3 (ley media)	Sn: 80.000 t (inferidos) 935.000 t (totales)	Terciario-Cuaternario	Acumulaciones clásticas y volcanoclásticas	Formación Tiomayo
Pululus	*Colpitayoc*	22° 39'	66° 48'	Sn	Vetiforme			Plioceno	Ignimbrita dacítica	Ignimbrita Pululus
Pululus	*Laguna-Cerro Pululus*	22° 36'	66° 54'	Sn-Ag-Au	Vetiforme			Plioceno	Ignimbrita dacítica	Ignimbrita Pululus
Rinconada	*Saturno*	23° 56'	67° 03'	Sn-Au				Mioceno superior	Lavas Andesíticas	Lavas del Cerro Morado
Santa Catalina	*Peñasquina*	22° 15'	66° 25'	Sn-Au				Oligoceno	Sedimentitas	Formación Peña Colorada
Tusaquillas	*El Peladar*	23° 06'	66° 04'	Sn-Ag-Cu	Vetiforme			Terciario	Diques riolíticos	
	Ajedrez	22° 38'	66° 22'	Sn-Au	Aluvional		1.409 t (recuperables)	Holoceno	Depósito aluviales y coluviales	
	Area Lomas Blancas	22° 30'	66° 25'	Sn-Au	Aluvional			Terciario	Arensicas, ignimbritas y tobas dacíticas	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Casa Colorada	22° 18'	66° 20'	Sn-Ag-Pb	Aluvional			Ordovícico-Terciario	Sedimentitas, volcanitas	Formación Acoite
	Caucani	22° 30'	66° 35'	Sn	Aluvional			Plioceno	Lavas dacíticas	Ignimbrita Granada
	Cerro Salle o Panizos	22° 26'	66° 47'	Sn-Sb-Au	Brecha hidrotermal			Mioceno-Plioceno	lavas, ignimbritas, brechas andesíticas y dacíticas	
	Colpayoc	22° 42'	66° 22'	Sn	Aluvional					
	Constancia	22° 33'	66° 38'	Sn	Aluvional			Plioceno	Lavas dacíticas	
	Filo Cuevas Blancas	22° 34'	66° 52'	Sn	Vetiforme			Plioceno	Dacitas	
	Hochschild	22° 53'	66° 50'	Sn	Aluvional			Mioceno superior	Lavas, ignimbritas, brechas dacíticas y andesíticas	Complejo Volcánico Pairique
	La Jujeña	22° 37'	66° 23'	Sn	Aluvional			Holoceno	Depósitos aluviales y coluviales	
	Lucho	22° 54'	66° 56'	Sn	Vetiforme			Mioceno superior	Lavas, ignimbritas, brechas andesíticas y dacíticas	Complejo Volcánico Pairique
	Mina Victoria	22° 42'	66° 30'	Sn-Ag		Sn: 1,23% Ag: 0,640 kg/t				
	Pairique	22° 53'	66° 50'	Sn-Au	Alteraciones hidrotermales, aluvional			Mioceno	Dacitas, riodacitas, depósitos aluviales	Complejo Volcánico Pairique
	Pasamayo	22° 30'	66° 20'	Sn				Oligoceno	Sedimentitas	Formación Peña Colorada
	Roma, Londres, Varsovia, Buenos Aires, Argentina	22° 56'	66° 47'	Sn	Vetiforme			Pleistoceno inferior	Andesitas	
	Santa Bárbara	22° 32'	66° 36'	Sn	Vetiforme			Plioceno	Volcanitas	
	Santa Bárbara	22° 31'	66° 34'	Sn	Aluvional			Plioceno	Lavas dacíticas	Ignimbrita Granada
	Torona	22° 58'	66° 58'	Sn	Aluvional			Terciario	Ignimbritas dacíticas y riolíticas	Ignimbrita Granada
	Yungara	23° 29'	66° 36'	Sn-Pb-Ag-Zn	Vetiforme, venillas y relleno de brechas	Sn: 1,3%		Ordovícico-Cretácico-Terciario	Areniscas, pelitas, conglomerados domos dacíticos	
FOSFATO										
Odoyas	*Río Ocloyas (Río Catre)*	23° 55'	65° 12'	Fosfatos	Mantiforme	P_2O_5: 6,3%	41.800 t	Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Formación Centinela, Formación Labrado
Odoyas	*Río Rangel*	23° 58'	65° 10'	Fosfatos	Mantiforme	P_2O_5: 7,36%		Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Formación Centinela, Formación Labrado
Río Candelaria (Fraile Pintado)	*Río Trementinal*	23° 51'	65° 12'	Fosfatos	Mantiforme	P_2O_5: 3,5%		Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Formación Centinela, Formación Labrado
Sierra de Zapla	*Area mina de hierro 9 de Octubre*	24° 14'	65° 05'	Fosfatos	Mantiforme	P_2O_5: 2,8-5,9%		Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Formación Centinela, Formación Labrado
Sierra de Zapla	*Cargadero Cahuque (Río Capillas)*	24° 02'	65° 07'	Fosfatos	Mantiforme	P_2O_5: 4,6%	315.000 t	Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Formación Centinela, Formación Labrado
	Río Negro	23° 43'	65° 10'	Fosfatos	Mantiforme	P_2O_5: 4,11-5,39%		Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Formación Centinela, Formación Labrado

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Río San Lucas	23° 34'	65° 05'	Fosfatos	Mantiforme	Hasta 14,4% P_2O_5		Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y lutitas	Formación Centinela, Formación Labrado
HIERRO										
Catúa	*Coquena Largadero*	23° 50'	66° 59'	Fe				Ordovícico-Terciario	Lutitas, areniscas, Volcanitas	Formación Acoite
Cochinoca	*El Sombrero*	22° 42'	66° 05'	Fe	Mantiforme			Ordovícico-Terciario Cuaternario	Lutitas, areniscas, Volcanitas	Formación Acoite
Cordón Escaya	*La Casualidad, La Constanza*	22° 12'	65° 44'	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Pórfiros dacíticos y riodacíticos	Complejo Cochinoca-Escaya
Iturbe	*Cerrillos, Luisa, Stael*	22° 50'	65° 20'	Fe	Vetillas, impregnaciones			Cámbrico	Cuarcitas	Grupo Mesón
Puesto Viejo	*Puesto Viejo*	24° 30'	64° 56'	Fe	Mantiforme	Fe:30-38%	80 Mt	Silúrico	Arenisca micácea y ferruginosa, bancos de hierro	Formación Lipeón
Pumahuasi	*6 de Noviembre*	22° 15'	65° 37'	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, limolitas y lutitas	Formación Acoite
Quebrada Yacoraite	*Yacoraite*	23° 21'	65° 24'	Fe	Lentiforme, masiva			Cámbrico-Cretácico	Cuarcitas, areniscas	Grupo Mesón, Formación Yacoraite
Sierra de Santa Bárbara	*Corral Viejo, San Juan, Santa Bárbara*	24° 18'	64° 28'	Fe	Mantiforme	Fe:35%	30 Mt	Silúrico	Arenisca micácea y ferruginosa, bancos de hierro	Formación Lipeón
Tafna	*Peñas Negras*	22° 42'	66° 06'	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas, volcanitas	Formación Acoite
Zapla	*Mina 9 de Octubre*	24° 13'	65° 07'	Fe	Mantiforme	Fe: 65,28%, SiO_2: 20,27%, S: 0,22 %, P: 1,17% TiO_2: 0,8 %		Silúrico	Arenisca micácea y ferruginosa, bancos de hierro	Formación Lipeón
	11 de Octubre, Honduras, Pantanillo	24° 12'	65° 04'	Fe	Mantiforme	Mena Típica: Fe_2O_3: 65%, CaO: 0,66%, MgO: 0,40%, TiO_2 : 0,79%, MnO: 0,03%, P_2O_5: 1,17%, S: 0,22%, SiO_2: 20%		Silúrico	Arenisca micácea y ferruginosa, bancos de hierro	Formación Lipeón
	Casayoc	22° 56'	65° 23'	Fe	Vetillas, impregnaciones			Cámbrico	Cuarcitas	Formación Chalhualmayoc
	Cerro Labrado Norte, Cerro Labrado Sur	24° 02'	65° 10'	Fe	Mantiforme	Química de reservas: Fe: 35 %, SiO_2: 37 %, S: 0,09 %, P: 0,7%		Silúrico	Arenisca micácea y ferruginosa, bancos de hierro	Formación Lipeón
	San José de San Pedro	24° 18'	65° 00'	Fe	Mantiforme			Silúrico	Arenisca micácea y ferruginosa, bancos de hierro	Formación Lipeón
HIERRO-ESTAÑO										
Susques	*Victoria (Yungará)*	23° 35'	66° 30	Fe-Sn		Sn: 200 g/t, Ag: 4,5g/t	6.929 t	Cretácico superior-Terciario inferior	Areniscas, conglomerados, dacitas	Formación Huayra Huasi
MANGANESO										
Cerro Zapaleri	*Zapaleri*	22° 41	66° 56'	Mn	Vetillas e impregnaciones			Pleistoceno	Andesitas	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
La Quiaca	*Positiva*	22° 42'	66° 00'	Mn	Vetillas e impregnaciones			Ordovícico	Areniscas, lutitas, pórfiros riodacíticos	Complejo Cochinoca-Escaya
Laguna Vilama	*Minas Viejas*	22° 42'	66° 58'	Mn	Vetillas e impregnaciones			Mioceno	Andesitas, dacitas e ignimbritas	
Tumbaya	*Santa Teresita, Santa María*	23° 47'	65° 30'	Mn	Lenticular e impregnaciones		1.500 t (indicados)	Cámbrico-Cretácico	Lutitas, pizarras, cuarcitas, calizas, areniscas calcáreas, margas	Grupo Mesón, Formación Yacoraite
	Casablanca I, II y III, Marita	22° 07'	65° 44'	Mn	Vetillas e impregnaciones lenticulares			Cuaternario	Areniscas, conglomerados, tobas	Formación Tafna
	El Cóndor, Angelita-Punta de Agua	22° 50'	65° 30'	Mn	Rellenos de fisuras y diaclasas, impregnaciones			Cretácico	Areniscas	Subgrupo Pirgua
	Iral, Pabelloncito	22° 49'	66° 01'	Mn	Vetillas e impregnaciones lenticulares			Mioceno superior	Tobas brechosas, andesíticas	Formación Doncellas
	Queta	22° 50'	66° 00'	Mn	Lentes, vetillas, guías y cementados			Pleistoceno	Conglomerados, areniscas	
	San José, Doncellas	22° 53'	66° 02'	Mn	Vetillas e impregnaciones lenticulares			Mioceno superior	Lavas, brechas andesíticas	Formación Vicuñahuasi
	San Juan	23° 17'	67° 03'	Mn	Vetillas e impregnaciones			Plioceno	Ignimbritas dacíticas	
	San Luis, San Jorge	23° 47'	67° O2'	Mn	Vetillas e impregnaciones			Plioceno	Acumulaciones clásticas y volcaniclásticas	
	Silvana Luisa (Tafna)	22° 07'	65° 45'	Mn	Vetillas e impregnaciones lenticulares	Mn: 10-15%	350.000 t (medidos+ inferidos)	Cuaternario	Areniscas, conglomerados, tobas	Formación Tafna
	Tafna	22° 05'	65° 45'	Mn	Vetillas e impregnaciones lenticulares			Cuaternario	Areniscas, conglomerados, tobas	Formación Tafna
	Toimate	22° 55'	65° 50'	Mn	Vetas, impregnaciones			Terciario	Areniscas, tufitas y tobas dacíticas	Formación Doncellas
	Tumbaya Grande	23° 48'	65° 30'	Mn	Bolsones, impregnaciones	Mn: 18%		Cámbrico-Cretácico	Lutitas, pizarras, cuarcitas, calizas, areniscas calcáreas, margas	Grupo Mesón, Formación Yacoraite
ORO										
Area Sierra de Lina	*La Cordillera*	23° 09'	66° 50'	Au-Ag-Sb	Vetiforme, placeres			Ordovícico	Esquistos de grano fino, lutitas	Formación Acoite
Coyaguaima	*Rosario de Coyaguaima*	22° 49'	66° 41'	Au	Vetiforme, aluvional	Au: 6,3 g/t		Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Laguna Vilama	*Cerro Tinte*	22° 40'	67° 00'	Au-Ag-Sb-Pb	Vetiforme, brechas hidrotermales			Mioceno-Plioceno	Ignimbritas dacitas, andesitas	
Olaroz	*Olaroz Chico*	23° 24'	66° 49'	Au	Vetiforme	Au: 0,62 g/t valores aislados hasta 35,73 g/t Au		Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Oratorio	*Oratorio*	22° 06'	66° 08'	Au	Vetiforme, placeres			Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Oratorio	*Timón Cruz, Nazareno*	22° 11'	66° 09'	Au-Cu-Pb-Zn	Vetiforme, aluvional	Au: hasta 0,1 g/t		Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
Orosmayo	*Orosmayo*	22° 40'	66° 20'	Au-Sn	Aluvional	Au: 1 g/m^3 (llampo)		Cuaternario	Lutitas, areniscas y grauvacas	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Pirquitas	*Cerro Bayo*	23° 33'	66° 57'	Au-Cu	Diseminado			Plioceno	Dacitas, andesitas, brechas	
Pueblo Viejo	*Cartelone*	22° 07'	66° 10'	Au	Vetiforme, placeres			Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Rinconada	*Azules*	22° 00'	66° 03'	Au	Vetiforme, placeres	Au: hasta 20 g/t		Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Rinconada	*Carmen*	22° 26'	66° 14'	Au	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Rinconada	*Cerro Redondo*	22° 23'	66° 08'	Au-Cu	Diseminado, stockwork, brechas	Au: 0,13-0,5 ppm Ag: 12-32 ppm Pb: 0,11-0,48% Zn: 0,28-1,97% (arcos anómalos)		Mioceno	Dacitas, tobas, pórfiros y brechas	Complejo Volcánico Laguna de Pozuelos
Rinconada	*El Cóndor*	22° 25'	66° 08'	Au	Vetiforme, aluvional	Au: 0,101 g/m^3 (total); Au: 0,105 g/m^3 (indicado)	767.980 m^3 (totales), 187.980 m^3 (inferidos), 580.000 m^3 (indicados)	Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
Rinconada	*Farillón*	23° 06'	66° 49'	Au	Vetiforme, aluvional	Au: 150g/t		Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
Rinconada	*Fray Bartolomé de las Casas o Rinconada*	22° 26'	66° 09'	Au	Vetiforme	Au: 30-40 g/t		Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Rinconada	*Pucará Chico*	22° 07'	66° 09'	Au-Sb-As	Vetiforme			Ordovícico	Pizarras, areniscas silicificadas	Formación Acoite
Rinconada	*Puyita*	22° 14'	66° 06'	Au-Sb	Vetiforme, aluvional			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
Rinconada	*San José de Rinconada*	22° 25'	66° 17'	Au	Vetiforme, placeres	Au: 120 g/t		Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Rinconada	*Santa Alicia*	22° 27'	66° 15'	Au	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Rinconada	*Santo Domingo*	22° 33'	66° 14'	Au	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
Santa Catalina	*Ajedrez*	22° 38'	66° 22'	Au	Vetiforme, placeres			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
Santa Catalina	*Aluviones de Santa Catalina*	21° 55'	66° 15'	Au	Placeres	Au: 100-300 mg/m^3	250 Mm^3	Terciario-Cuaternario	Rellenos detríticos	
Santa Catalina	*El Torno, La Perdida*	21° 55'	66° 09'	Au	Vetiforme	Au: 15 g/t		Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Santa Catalina	*Fraile Renegado, La Justicia*	21° 58'	66° 08'	Au	Vetiforme, aluvional	Au: 10 g/t		Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
Santa Catalina	*Palca Ingenio*	21° 57'	66° 07'	Au	Vetiforme, placeres			Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
Santa Catalina	*Vitella, Casablanca La Justicia*	22° 08'	66° 11'	Au-Cu-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	Cabalonga	22° 45'	66° 20'	Au	Vetiforme, aluvional			Ordovícico	Lutitas, areniscas	Formación Acoite
	Campo Colorado	22° 54'	66° 52'	Au	Placeres			Cuaternario	Conglomerados, aluviones	
	Casa Amarilla	22° 07'	66° 10'	Au	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Cerro Galán (Grupo San Marcos)	22° 45'	66° 30'	Au-Sn	Aluvional	Sn metálico: 590.000 kg; Au: 12.000 kg	4,8 Mm^3	Cuaternario	Rellenos detríticos	
	Cerro Orosmayo	22° 31'	66° 23'	Au-Ag-Sn-Sb	Alteración hidrotermal, stockwork			Terciario	Dacitas, andesitas, tobas	
	Chajarahuaico	22° 41'	66° 11'	Au	Aluvional			Mioceno superior	Conglomerados, areniscas, ignimbritas	Formación Tiomayo
	Chiricoya	22° 40'	66° 25'	Au	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	Civitavecchia	22° 36'	66° 21'	Au-Sn	Vetiforme, aluvional			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
	Coyaguaima, Campanario (Grupo minero San Miguel)	22° 45'	66° 30'	Au-Ag-Sb	Estratiforme	Sb: 25%	15.000 t (inferidos)	Ordovícico-Terciario	Lutitas, areniscas, limolitas, conglomerados, andesitas y tobas	
	El Rodeo	22° 10'	66° 10'	Au	Vetiforme, aluvional			Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
	Esperanza	22° 15'	66° 06'	Au-Sb	Vetiforme, aluvional			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	Farellón	22° 35'	66° 18'	Au	Vetiforme, placeres			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	Guadalupe	22° 44'	66°16'	Au	Vetiforme, placeres			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	Inti Cori	22° 25'	66° 09'	Au	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	La Perdida	21° 56'	66° 07'	Au-Pb-Sb	Vetiforme			Ordovícico	Limolitas, pizarras, areniscas	Formación Acoite
	Las Bases	22° 42'	66° 12'	Au	Aluvional			Mioceno superior	Ignimbritas dacíticas	Ignimbrita Las Termas
	Las Pepas	22° 41'	66° 14'	Au	Aluvional			Mioceno superior	Ignimbritas dacíticas	Ignimbrita Las Termas
	Llancanacoya	22° 13'	66° 06'	Au-Sb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	Pampa Coya	22° 41'	66° 16'	Au	Vetiforme, placeres			Ordovícico-Terciario	Lutitas, dacitas	Formación Acoite
	Pueblo Viejo	22° 25'	66° 17'	Au	Vetiforme	Au: 0,85 g/t		Ordovícico	Areniscas, lutitas, grauvacas y pizarras	Formación Acoite
	Roma, Londres, Varsovia, Buenos Aires, Argentina	22° 43'	66° 25'	Au	Placeres			Cuaternario	Conglomerados, aluviones	
	Rosario, Cruz del Sur	22° 27'	66° 10'	Au-Ag-Zn-As	Vetiforme			Ordovícico	Pizarras, areniscas, grauvacas	Formación Acoite
	San Francisco	22° 00'	66° 09'	Au-Cu	Vetiforme, aluvional	Au: 0,8-5 g/t	750.000 t (San Francisco y El Torno)	Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	Formación Acoite
	Sol de Mayo	22° 43'	66° 39'	Au	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas y lutitas	Formación Acoite
	Zona del Ramal	23° 50'	66° 20'	Au	Aluvional				Sedimentos fluviales	Formación Acoite
PLATA										
Olaroz Chico	*Providencia*	23° 22'	66° 51'	Ag-Cu-Hg	Estratiforme	Ag: 154-170 g/t	3,14 Mt (geológicos)	Pleistoceno-Holoceno	Paraconglomerados	
PLOMO										
Abra Pampa	*Mabel, Melliza, Cóndor Huasi*	22° 42'	65° 33'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, limolitas, lutitas	Grupo Santa Victoria

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Cerro Purma	*El Porvenir*	24° 20'	65° 35'	Pb-Cu-Zn	Vetiforme	Pb: 7,5% Ag: 125 g/t	12.000 t	Cámbrico-Ordovícico	Cuarcitas, areniscas, lutitas	Grupo Mesón, Formación Acoite
Cóndor	*Romina Elisa*	22° 27'	65° 19'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas	Formación Santa Rosita
Cordón Escaya Cochinoca	*La Gateada*	22° 22'	66° 45'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Complejo Cochinoca-Escaya
Cordón Escaya Cochinoca	*Montecristo*	22° 39'	65° 51'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas pórfiros riodacíticos	Complejo Cochinoca-Escaya
El Oculto	*Soncaiman*	24° 08'	66° 37'	Pb-Cu	Vetiforme			Terciario	Areniscas, conglomerados, pórfiros dacíticos	Formación Cerro Morado
Huacalera	*Arroyo Despensa*	23° 27'	65° 29'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
Humahuaca	*San José*	23° 26'	65° 29'	Pb-Zn	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
Humahuaca	*San José, San Juan*	23° 13'	65° 23'	Pb-Zn	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas, lutitas	Grupo Mesón
La Quiaca	*La Quiaqueña*	22° 06'	65° 35'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Formación Acoite
Laguna Vilama	*Bonanza*	22° 44'	66° 58'	Pb-baritina	Vetiforme			Mioceno	Dacitas e ignimbritas	Ignimbrita Vilama
León	*La Italiana*	24° 02'	65° 28'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
Odoyas	*El Morro, La Descubridora*	22° 53'	65° 16'	Pb-Cu-Zn	Relleno de fisuras, diseminado en la caja	Pb: 10%, Ag: 174 g/t		Cretácico	Areniscas, limolitas calcáreas, calizas oolíticas	Subgrupo Balbuena
Pumahasi	*La Blanquita, La Sanguinaria*	22° 13'	65° 32'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Formación Acoite
Pumahuasi	*Barrios*	22° 15'	65° 31'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Formación Acoite
Sierra de Cochinoca	*Cerro Chutanay*	22° 46'	65° 54'	Pb-baritina				Ordovícico	Areniscas, lutitas, pórfiros riodaciticos	Complejo Cochinoca-Escaya
Sierra del Horconal	*Mudana (Casa Mocha, Encrucijada, Abra de Minas)*	23° 21'	65° 13'	Pb-baritina	Vetiforme		90.000 t	Precámbrico	Pizarras, grauvacas, esquistos	Formación Puncoviscana
Tres Cruces	*Colpayoc*	22° 50'	65° 21'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Victoria
Tumbaya	*Abra de las Cañas, Yolanda I, II y III*	23° 51'	65° 22'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
	7 de Febrero, 5 de Marzo, 2 de Noviembre	22° 53'	65° 12'	Pb-Zn	Vetiforme,			Ordovícico	Lutitas, areniscas cuarcíticas	Grupo Santa Victoria
	Aidee	23° 09'	64° 55'	Pb-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, limolitas, lutitas	Grupo Santa Victoria
	Carahuasi-Piscuno-Curzniyoc	22° 53'	65° 43'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, limolitas, lutitas	Grupo Acoite
	Caricasini	22° 20'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Cerro Colorado	22° 20'	65° 37'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Charito-Arbolito	22° 43'	65° 33'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, limolitas, lutitas	Grupo Santa Victoria
	Chaussette	22° 17'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	General Leman	22° 21'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Isabel	22° 15'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	La Bélgica (Sur Bélgica, Aramayo), Alejandro	22° 22'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	La Candelaria	22° 53'	65° 43'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, limolitas, lutitas	Grupo Acoite
	La Perla	22° 25'	65° 35'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	La Pulpera	22° 22'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Luisito	22° 23'	65° 35'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Pumahuasi	22° 17'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Rincón de Cajas	22° 17'	65° 17'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas	Grupo Santa Rosita
	Rosa de Oro	22° 25'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	San Marcial	22° 24'	65° 35'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Santa Ana y San Rafael	23° 18'	65° 01'	Pb-Cu	Vetiforme		36.000 t - 60.000 t (inferidos) 7.200 t (totales)	Ordovícico	Areniscas, lutitas	Formación Centinela
	Santa Julia	23° 23'	66° 02'	Pb-baritina	Vetiforme		97.480 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Granodioritas	Stock Castro Tolay
	Sol de Mayo	22° 18'	65° 36'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
	Washington	22° 25'	65° 35'	Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Grupo Acoite
PLOMO-PLATA-CINC										
Abra de Fundiciones	*Chinchillas*	22° 30'	66° 15'	Pb-Ag-Zn	Brechas, stockwork, diseminado, vetiforme	Zn: 12%; Pb: 5,5%; Cu: 0,7%; Ag: 130 g/t	30.000 t	Ordovícico-Mioceno	Areniscas, pelitas, dacitas, depósitos piroclásticos	Formación Acoite
Abra de Fundiciones	*Cuatro Generales, Cerro Fundiciones (Chinchillas)*	22° 29'	66° 12'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme, stockwork			Ordovícico-Mioceno	Areniscas, pelitas, dacitas, depósitos piroclásticos	Formación Acoite
Rachaite	*Rachaite (incluye la mina Chocaya)*	22° 52'	66° 08'	Pb-Zn-Ag-Mn	Stockwork, vetiforme	Pb: 0,7%; Zn: 1,5%; Ag: 200 ppm	5 Mt (totales)	Mioceno superior	Dacitas, andesitas, tobas, brechas	Formación Doncellas, Formación Alto Laguna
Rinconada	*San Pedro*	22° 28'	66° 17'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas	Formación Acoite
Santa Catalina	*Rogelio*	21° 54'	66° 05'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, areniscas	Formación Acoite
Sierra de Aguilar	*Grupo Minero Aguilar*	23° 12'	65° 42'	Pb-Ag-Zn	Brechoso, bandeado, diseminado, stockwork, skarn, cementación, masivo	Zn: 8,4%, Pb: 5,5%, Ag: 90-120 g/t	50 Mt (medidos)	Ordovícico-Cretácico	Cuarcitas Granitos	Formación Lampazar, Formación Aguilar, Formación Padrioc, Granito Aguilar
	9 de julio, Venus, Triques, Phobos, Gracia, Europa, Deynos, Compañera I, II y III, Asia, Arenal, América I y II, Almona I y II	23° 25'	65° 29'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme, filones rellenando fracturas			Precámbrico	Esquistos, pizarras, grauvacas, filitas	Formación Puncoviscana
	Exodo I y II, Cristina, Santa Ana	23° 10'	65° 10'	Pb-Ag-Zn				Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
	Pan de Azúcar	22° 32'	66° 01'	Pb-Ag-Zn-Sb	Vetiforme	Pb: 4,62%, Zn: 6,58%, Ag: 0,224 kg/t Sb: 0,88%	59.000 t	Mioceno medio	Dacitas y andesitas	Complejo Volcánico Laguna de Pozuelos
	Turi Tara (Yungará)	23° 33'	66° 30'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Probable Cretácico suprerior-Terciario inferior	Arensicas, conglomerados, dacitas	Formación Huayra Huasi

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
	Valle Grande	23° 34'	64° 53'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Cretácico-	Areniscas calcáreas, calizas, margas	Subgrupo Balbuena
POLIMETALICOS										
Escaya - Sierra de Cochinoca	*Tupiza*	22° 45'	66° 06'	Pb-Ag-Zn-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas, lutitas, pórfiros riodacíticos	Complejo Cochinoca-Escaya
	Cerro Negro	22° 26'	67° 01'	Ag-Au-Pb-Zn				Plioceno	Dacitas, andesitas, ignimbritas, tobas	
	El Brechón, Santo Domingo, La Purísima, Altos Rumicruz	22° 49'	65° 31'	Cu-Pb-Zn-Ag-baritina	Vetiforme	Cu: 6%, Pb: 4%, Zn: 1,1%, Ag: 50g/t		Ordovícico	Areniscas y lutitas	Grupo Santa Victoria
	Virgen de Luján	22° 53'	65° 15'	Pb-Cu-Zn-Ag	Vetiforme, lenticular	Pb: 10%	1.000 t	Cretácico	Areniscas, limolitas calcáreas, calizas	Subgrupo Balbuena
SAL										
Salinas Grandes	*Aconcagua, Salinas Grandes*	23° 36'	65° 52'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Niveles sedimentarios finos y costras salinas superficiales	
Salinas Grandes	*Adrián, Angélica, Cirus, Conrado, Chañi, Silvia*	23° 34'	65° 52'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Niveles sedimentarios finos y costras salinas superficiales	
Salinas Grandes	*Sócrates, Saturno*	23° 36'	65° 53'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Niveles sedimentarios finos y costras salinas superficiales	
SULFATO DE SODIO										
Salar de Jama	*Jama*	23° 15'	67° 01'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la cuenca salina Bancos de mineral intercalado con niveles detríticos finos y salinos	
TORIO-TIERRAS RARAS										
Sierra de Cobres	*Ra, Isis, Osiris*	23° 25'	66° 11'	Th-ETR	Diques carbonatíticos	ThO_2: 0,02% ETR: 0,08%	1 Mt	Ordovícico	Lutitas	Formación Chiqueros
Yacoraite (San José)	*La Novedad, Volcán (Tocante)*	23° 17'	65° 29'	Th-Mn-ETR	Vetiforme, vetas bolsoneras brechosas	ThO_2: 0,51% (La Novedad U_3O_8: 0,01% ETR: 0,64%	Th: 15 t (geológicos) ETR: 20 t (geológicos)	Ordovícico	Lutitas, areniscas cuarcíticas, diques básicos	Formación Acoite
TRAVERTINO										
Cusi Cusi	*Cantera Pucará Cantera Peña Negra*	22° 22'	66° 34'	Travertino-ónix	Bancos		23.840 t (medidos) 7.152 t (inferidos)	Oligoceno Pleistoceno	Secuencias clásticas y volcaniclás-ticas. Andesitas y tobas	Formación Peña Colorada
Catua	*Cantera El Caballito*	23° 48'	66° 59'	Travertino-ónix	Bancos de geometría muy irregular y espesores variados			Terciario	Sedimentos limoarenosos, areniscas, conglomerados	
Susques	*Cantera Cueva del León, Cantera Cueva del Tigre, Cantera Susques*	23° 27'	66° 18'	Travertino-ónix			5.200 t	Ordovícico Terciario	Areniscas y lutitas Andesitas	Formación Acoite
URANIO										
Jama	*Aguiliri*	23° 17'	66° 58'	U	Diseminado	U: 1.000 ppm		Mioceno-Plioceno	Ignimbritas dacíticas	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
WOLFRAMIO										
Tusaquillas	*9 de Julio*	23° 22'	66° 01'	W	Greisen	WO_3: 2,5% (ley para todo el distrito)	15.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico Cretácico	Granodioritas	Batolito Tusaquillas
Tusaquillas	*Abra de Tusaquillas*	23° 12'	66° 02'	W	Greisen			Jurásico-Cretácico	Granodioritas	Batolito Tusaquillas
Tusaquillas	*Esperanza, Entre Ríos, Cumbre Blanca*	23° 15'	66° 00'	W	Greisen			Jurásico-Cretácico	Granodioritas	Batolito Tusaquillas
Tusaquillas	*Liquinaste*	23° 22'	65° 59'	W	Greisen			Jurásico-Cretácico	Granodioritas	Batolito Tusaquillas
Tusaquillas	*Tusaquillas I y II*	23° 11'	65° 59'	W	Greisen			Jurásico-Cretácico	Granodioritas	Batolito Tusaquillas
YESO										
Tilcara (Huichaira)	*Cantera María Amanda, Cantera Marta*	23° 35'	65° 26'	Yeso (Alabastro)	Evaporítico		3.778 t (inferidos -indicados)	Cretácico superior	Areniscas, limolitas y limoarcilitas	Formación Mealla

LA PAMPA

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ARCILLA										
Colonia Chica	*Medanito II*	38° 01´	67° 52´	Arcillas	Mantiforme					
BENTONITA										
Colonia Chica	*Andrés, Andrea, Aracelli, Carolina, Cristian, Darío, Elena, Eugenia, Guillermina, Isabel, Islas Malvinas, Juana, Malvina Tres, María Marta, Mariana, Marianela, Marina, Martín Fierro, Pampa I, II, III, Pampita I, VII, Perito Moreno, Río Colorado, Santa Rosa*	38° 09´	67° 48´	Bentonita	Mantiforme		Islas Malvinas: 500.000 t (medidos) 390.000 t (inferidos)	Cretácico	Pelitas	Formación Allen Grupo Malargüe
CALIZA										
Calera Puelen	*Calera Puelen (Cerro Bayo)*	37° 36´	67° 39´	Caliza-dolomía	Estratiforme	$CaCO_3$: 91,62-87,96% $MgCO_3$: 1,44-1,82%	3 Mt	Cretácico-Terciario	Calcáreos, margas y limolitas	Formación Roca Grupo Malargüe
Cerro Rogaciano	*Callfucurá, Celeste, Don Jorge Raúl, Namuncurá, Osvald, Yanquetruz*	37° 13´	66° 45´	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 95,14%	22 Mt (medidos 3,3 Mt)	Ordovícico	Sedimentitas carbonáticas	Formación San Jorge
Cerro San Jorge	*Gusti, Laly, Mariela, Norma, Osvaldo, Tini*	37° 20´	66° 36´	Caliza-dolomía	Estratiforme	CO_3Ca: 72,83-82,29% CO_3Mg: 13,87-21,23%	30 Mt (medidos 4,5 Mt)	Ordovícico	Sedimentitas carbonáticas	Formación San Jorge
COBRE										
Lihuel Calel	*Estrella Solitaria, Flor de La Pampa, Aída, Epupel, La Fecunda, Don Francisco, María Julia, Nélida, Utracán, Don Federico*	38° 10´	65° 44´	Cu	Vetiforme	Cu: 0,69-17%		Pérmico inferior	Cuarcitas, conglomerados, grauvacas	Formación Carapacha
CUARZO										
Cura-có	*Lihuel*	38° 08´	65° 47´	Cuarzo	Pegmatítico lenticular		3.000 t		Pegmatita	
DIATOMITA										
Cerro de La Barda-Casa de Piedra	*Alicia, El Dique*	38° 09´	67° 09´	Diatomita	Mantiforme	Promedio de valores obtenidos en análisis químicos SiO_2: 62,07% Al_2O_3: 12,5%	El Dique: 350.000 t (medidos)	Cretácico	Salmuera	Formación Peñas Blancas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
SAL										
Huentenao	*Don Enrique, Don Domingo, Don Nicolás, Huentenao*	37°29´	66°50´	Sal	Evaporítico	Salmuera en sedimentos: 200 l/m^3	NaCl: 3,5 Mt Na_2SO_4: 3,67 Mt Mg^{++}: 600.000 t $MgCl_2$: 400.000 t	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
La Amarga o de Cura-có		38°12´	66°11´	Sal	Evaporítico	Salmuera en sedimentos: 200 l/m^3. Bicarbonatos en pequeña proporción.	10 Mt (totales) NaCl: 3,5 Mt MgO: 18-22 g/l $MgCl_2$: 400.000 t Na_2SO_4: 700.000 t Mg^{++}: 600.000 t MgO: 950.000 t	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salina Colorada Chica o Laguna Larga	*Caleufu, Constitución, Cooperación, Esperanza, General Güemes, General Roca, La Argentina, La Florida, Pampa Nueva*	38°23'	63°25'	Sal	Evaporítico	NaCl: 97-98%	3 Mt	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salina Colorada Grande	*Amistad, Chil, Daniel, Don Ramiro, El Pampero, El Tesoro, General San Martín 1, General San Martín 2 y otras*	38°17´	63°44´	Sal	Evaporítico	NaCl: 98,8%	439 Mt (inferidos)	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salinas Chicas o Salinas El Chancho	*Salinas Chicas, Darío*	38°10´	65°44'	Sal	Evaporítico	NaCl: 99-99,4%	20 Mt	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salinas de Callaqueo	*Martita, Santa María*	38°34´	63°30´	Sal	Evaporítico	NaCl: 97-98%	20 Mt	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salinas Grandes de Anzoategui o Gaviotas	*Salinas Grandes*	38°12´	63°50´	Sal	Evaporítico	NaCl: 99,4%	NaCl: 86 Mt, $MgSO_4$: 300.000 t	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salinas Grandes de Hidalgo	*San Carlos, San Jacinto, San Pedro*	38°04´	63°35´	Sal	Evaporítico	NaCl: 99,5%	NaCl: 34,7 Mt	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salina Máximo	*Acapulco, Alicia, Bernasconi, Cuernavaca, Don Eduardo, Don Enrique, Don Ezequiel, Don Héctor, Don Julio, Don Pablo, El Alberto, El Cascote, El Califa, El Cacique, El Encuentro, El Inquieto, El Juancito, El Libanés, El Pampa, El Pamperito y otras*	38°27´	65°52´	Sal	Evaporítico		15 Mt	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Salitral Negro	*Alba, Anita II, Auca, Bahía, Belle, Carina, Carlitos, Concepción, Curaca, Delia, Don Tomás, El Chiche, El Porvenir, Escondida, Esperanza, Famatina, Fina II, Nelly, Palau, Palmar, Pocha, Río Colorado, Roma, Salina Mercedes, Salitral Negro y otras*	38°10´	65°44´	Sal-cloruro de magnesio	Evaporítico	NaCl: 96,8% Mg: 30,4 g/l	20,6 Mt (totales)	Cuaternario	Capas de cloruros y sulfatos de sodio con intercalaciones de arenas, arcillas con intercalaciones de yeso y anhidrita Salmuera	Depósitos Evaporíticos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
SULFATO DE SODIO										
El Pioner		37°57´	63°36´	Sulfato de sodio	Evaporítico	Na_2SO_4:91,45%		Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Laguna Huatraché	*Delia Alicia, El Molino, Esperanza, Jorgito, Laguna Grande, Laguna Huatraché, La Marta, La Susana, Las Tunas, Nahuel, Novik Insaisti*	37°45´	63°33´	Sulfato de sodio	Evaporítico	Na_2SO_4:97%	2 Mt de sulfato de sodio anhidro	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Laguna La Ernestina	*Ernestina, Utracán*	37°17´	64°36´	Sulfato de sodio-carbonato de sodio	Evaporítico	Na_2SO_4:83,87-86,22%	Na_2SO_4: 97.000 t, Na_2CO_3: 40.000 t	Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Laguna Salitrosa	*Don Benito*	37°46´	63°49´	Sulfato de sodio	Evaporítico			Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
Villa Alba	*El Progreso, Villa Alba*	38°03´	63°38´	Sulfato de sodio	Evaporítico	Na_2SO_4:65,64%		Cuaternario	Salmuera	Depósitos Evaporíticos
YESO										
Colonia Chica	*La Fragata*	37°58´	61°47´	Yeso	Mantiforme	Promedio:92%	250.000 t	Cretácico	Samitas con lentes conglomerádicos, arcilitas, limolitas y escasas areniscas, calizas algales y yeso	Formación Allen (Grupo Malargüe)
Puelches	*Durlock S.A.C.I*	38°11´	65°54´	Yeso	Mantiforme	$CaSO_4$:>90-92%	50 Mt	Terciario	Yeso	Formación El Carrizo (Grupo Malargüe)

LA RIOJA

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ANTIMONIO										
Quebrada de la Cébila	*La Morenita (Grupo Puma Supay)*	28°47'	66°24'	Sb-Ag	Vetiforme	Sb:2%, Ag:25 g/t		Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal Formación Umango
Quebrada de la Cébila	*Constitución, Elena, Fortuna, Gerardito, Iturralde, La Negra, Luz, Primavera, Siquol, Graciela (Grupo Puma Supay)*	28°47'	66°24'	Sb-Ag	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal Formación Umango
Quebrada de la Cébila	*Los Tres Hermanos (Grupo Puma Supay)*	28°47'	66°24'	Sb-Ag	Vetiforme	Sb:3,7%, Ag:20 g/t		Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal Formación Umango
Quebrada de la Cébila	*Santa Margarita (Grupo Puma Supay)*	28°47'	66°24'	Sb-Ag	Vetiforme	Sb:3,1%, Ag:20 g/t		Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal Formación Umango
ARCILLA										
Guandacol-Villa Unión	*Cerro Bola*	29°38'	68°23'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Lutitas	Formación Guandacol
Patquía-Amaná	*El Mollecito*	30°04'	67°25'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Arcillas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Patquía-Amaná	*Las Torres, Vallecito, Don Paco, Los Colorados, Clariza*	30° 14'	67° 36'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Arcillas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol
Patquía-Amaná	*San Antonio, Los Mogotes, Las Kokas, Margarita I y II, Las Mellizas, La Sonia, Osiris, Los Baldecitos, El Gaucho, Farón, Alba*	30° 00'	67° 26'	Arcillas	Lentiforme		Las Mellizas: 400.000 t (inferidos)	Carbonífero	Limolitas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol
Tinocán-Mazán	*Angelita*	28° 39'	66° 34'	Arcillas	Lentiforme			Terciario-Cuaternario	Arcillas limosas	
Tinocán-Mazán	*El Apio, Huairapuca, Calvario*	28° 39'	66° 34'	Arcillas	Lentiforme			Terciario-Cuaternario	Arcillas limosas	
	Don Sergio, Libertad, María Segunda, Prudencia, San Eduardo	29° 25'	66° 58'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Arcillas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol
	El Viejo, San Martín	30° 12'	67° 14'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Arcillas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol
	La Esperanza, La Riojana, La Victoriana	29° 22'	66° 59'	Arcillas	Lentiforme					
	La Fena, San Cayetano	29° 27'	67° 56'	Arcillas	Lentiforme			Cuaternario	Aluviones	
	La Hortencia, Marta, San José	28° 42'	66° 39'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Arcillas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol
	La Victoria, Mercedes, Félix, Stella Maris	29° 24'	66° 56'	Arcillas	Lentiforme					
	Libertad I, II y III	30° 00'	67° 04'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Arcillas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol
	Luisa	29° 25'	66° 54'	Arcillas	Lentiforme					
	San Marco, Antonio, Alberto	29° 56'	67° 05'	Arcillas	Lentiforme			Carbonífero	Arcillas carbonosas	Formación Tupe-Formación Guandacol
ASBESTOS										
Bolsón de Jagüé	*Santa Ana*	28° 18'	68° 26'	Asbesto	Vetillas			Precámbrico	Serpentinita	Formación Espinal
Valle Hermoso	*Boni de Alto, Boni de Bajo*	28° 17'	68° 09'	Asbesto	Vetillas			Precámbrico	Serpentinita	Formación Espinal
	José Luis, Santa Cecilia	28° 24'	68° 12'	Asbesto	Vetillas			Precámbrico	Serpentinita	Formación Espinal
	Polanco	28° 27'	68° 27'	Asbesto	Vetillas			Precámbrico	Serpentinita	Formación Espinal
	Santa Clara, Virgen del Valle, Ernesto, Remigio, Los Palacios	28°20'	68° 25'	Asbesto	Vetillas			Precámbrico	Rocas ultrabásicas, serpentinita	Formación Espinal
	Santa Lucía	28° 27'	68° 27'	Asbesto	Vetillas			Precámbrico	Serpentinita	Formación Espinal
	Sin Nombre	28° 13'	68° 13'	Asbesto	Vetillas			Precámbrico	Serpentinita	Formación Espinal
BARITINA										
Bajo de las Minas	*Isabel*	29° 56'	67° 35'	Baritina	Vetiforme	Baritina:15-80% Fluorita: 10-30% Calcita: 10-60% Cuarzo:10-15%		Paleozoico superior	Granito	Formación Nuñorco

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Helvecia	*El Ingenio, El Hoyo*	29° 36'	68° 45'	Baritina	Cuerpos tabulares e irregulares y bolsones	$BaSO_4$:94%		Silúrico	Granito	Formación Ñuñorco
La Pampa	*La Teresita, M. Donnati*	29° 16'	68° 21'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
Talampaya	*San Ramón I y II*	29° 47'	67° 36'	Baritina	Vetiforme			Silúrico	Granito	Formación Ñuñorco
Valle Hermoso	*La Punilla*	29° 11'	68° 11'	Baritina	Vetiforme			Silúrico	Granito	Formación Ñuñorco
	El Chalchalero, Paulina, Santa María II (Grupo La Jarilla)	28° 58'	68° 51'	Baritina	Vetiforme			Devónico	Cuarcitas, areniscas, conglomerados	Formación Punilla- Formación Jagüé
	El Arbolito	29° 16'	67° 51'	Baritina	Vetiforme			Terciario	Pórfiro riolítico	
	El Salto (Grupo La Punilla)	29° 11'	68° 12'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
	Ernesto	28° 57'	68° 18'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
	La Canaleta	29° 40'	67° 32'	Baritina	Vetiforme			Silúrico	Granito	Formación Ñuñorco
	La Zeta	29° 20'	67° 53'	Baritina	Vetiforme			Silúrico	Granito	Formación Ñuñorco
	Loma Blanca, Don Pedro (Grupo La Punilla)	29° 14'	68° 11'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
	Minar I y II	29° 33'	67° 43'	Baritina	Vetiforme			Silúrico	Granito	Formación Ñuñorco
	R. D. L. Paez	29° 56'	67° 37'	Baritina	Vetiforme			Paleozoico superior	Granito	Formación Ñuñorco
	Rosita	29° 30'	68° 27'	Baritina	Vetiforme			Pérmico	Areniscas rojas	Formación Patquía
	San Nicolás I y II	29° 58'	67° 24'	Baritina	Vetiforme			Pérmico	Areniscas rojas	Formación Patquía
	Victoria (Grupo Cerro Asperecito)	28° 56'	68° 17'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
BERILIO										
Huaco- Las Peñas- Sierra de Velazco	*Cora Vivi*	29° 08'	67° 04'	Be-Nb-Ta-Li-U	Pegmatítico			Devónico	Granito	Formación Paimán
Huaco -Las Peñas- Sierra de Velazco	*Diadema Riojana*	29° 08'	67° 04'	Be-Nb-Ta-Li-U	Pegmatítico			Devónico	Granito	Formación Paimán
Huaco- Las Peñas- Sierra de Velazco	*Huaco I y II, Huaco XXV, Chivo Negro, Calivar, Diaguita, Ceferino, La Buena I y II, Virgen de La Merced, Don Leal, Even Ezer, Principio, La Blanca, La Elvira y otras*	29° 10'	67° 00'	Be-Nb-Ta-Li-U-W-P	Pegmatítico			Devónico	Granito	Formación Paimán
Huaco -Las Peñas- Sierra de Velazco	*Kenedy*	29° 19'	67° 59'	Be-Nb-Ta-Li-U	Pegmatítico			Devónico	Granito	Formación Paimán
Huaco- Las Peñas- Sierra de Velazco	*La Esperanza*	29° 17'	66° 56'	Be-Nb-Ta-Li-U	Pegmatítico			Devónico	Granito	Formación Paimán
Huaco- Las Peñas- Sierra de Velazco	*La Reno*	29° 06'	67° 04'	Be-Nb-Ta-Li-U	Pegmatítico			Devónico	Granito	Formación Paimán

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Sierra Brava	*Los Ranchos, Pedro, San Nicolás*	29° 36'	65° 56'	Be	Pegmatítico tabular			Precámbrico	Esquistos, granitos	Formación Sierra Brava
	Ceferino	29° 17'	67° 11'	Be	Pegmatítico			Devónico	Migmatitas	Formación Paimán
CALIZA										
Santa Cruz	*Sin Nombre*	28° 41'	66° 57'	Caliza	Mantiforme			Terciario	Caliza	
	Cerro Totora	29° 30'	68° 40'	Caliza	Mantiforme			Ordovícico	Calizas	Grupo Trapiche
	Cerro Totora	29° 30'	68° 41'	Caliza	Mantiforme tabular	CaO: 50,28% $CaCO_3$: 89,78% MgO: 3,15% $MgCO_3$: 6,58%				
	La Calera	29° 22'	66° 54'	Caliza	Mantiforme			Cuaternario	Arenas y arcillas en parte margosas	
	María Cristina	29° 41'	65° 56'	Calcita	Mantiforme					
COBALTO										
Valle Hermoso	*King Tut I y II (ex Reina Alejandría), Bolsita*	28° 24'	67° 56'	Au-Co-Ag-Ni-Cu-As-Fe	Vetiforme	Au: 5,9 g/t, Co: 0,83%	5.000 t	Ordovícico	Pizarras, volcanitas	Formación Negro Peinado
COBRE										
Los Bayos	*Irlandesa, San Pedro, Victoria, Vizcachita, Catalina, Alberto*	29° 03'	67° 48'	Cu-Ag-Au	Diseminado, stockwork	Cu: 1-3% Ag: 100 g/t		Terciario	Pórfiro dacítico	Formación Mogotes
Nevados del Famatina	*Portezuelo de Illáñez*	29° 03'	67° 43'	Cu-Mo	Diseminado			Ordovícico	Filitas	Formación Negro Peinado
Santa Rosa	*Vetas San Juan, Malaquita y Santa Rosa*	28° 56'	67° 40'	Cu	Vetiforme	Cu: 2,3%		Ordovícico	Pizarras	Formación Negro Peinado
	Agua de La Cabra	29° 15'	67° 47'	Cu-Mo	Diseminado			Ordovícico	Metamorfitas	Formación Negro Peinado
	Caldera, San Isidro	28° 27'	68° 38'	Cu	Vetiforme					
	Catita I, II y III	28° 11'	68° 19'	Cu-Fe	Vetiforme			Carbonífero	Esquistos, areniscas	Formación Agua Colorada
Valle Hermoso	*Estrella Alta, Estrella Baja, Estrella I, Metalita I, II y III, Verdiona*	28° 10'	68° 19'	Cu-Ag-Au	Vetiforme			Carbonífero Triásico	Areniscas Brechas volcánicas	Formación Agua Colorada Formación Río Tendal
	La Aspereza	29° 01'	68° 45'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, migmatitas	Formación Espinal
	La Criollita	28° 24'	68° 38'	Cu-Ag-Au	Skarn			Carbonífero	Calizas	Formación Bonete
	La Ramada	28° 27'	68° 38'	Cu-Se-Hg	Skarn			Ordovícico	Esquistos, calizas	Formación Bonete
	Las Cuchillas	28° 25'	67° 45'	Cu				Ordovícico	Filtas, volcanitas	Formación Suri
	María Luisa	29° 21'	68° 29'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos migmatíticos, calizas	Formación Espinal
	María Luisa	28° 38'	67° 51'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Esquistos, pizarras	Formación Negro Peinado
	Miranda Sur	29° 20'	67° 47'	Cu-Pb-U-baritina	Diseminado, vetiforme			Ordovícico	Metamorfitas	Formación Suri
	Quebrada La Mina	29° 13'	66° 45'	Cu				Precámbrico	Esquistos, filitas	Formación Antinaco
	Río Indarguas	29° 09'	67° 50'	Cu-Pb	Diseminado			Ordovícico	Metamorfitas	Formación Negro Peinado
	Varilla, Yareta	28° 02'	68° 20'	Cu	Vetiforme			Carbonífero	Esquistos, areniscas	Formación Ranchillos
CROMO-NIQUEL										
	Rodeiro, Donato Rodriguez, Montaña, La Mirta	29° 06'	68° 29'	Cr-Ni	Lenticular			Precámbrico	Rocas Ultrabásicas	
	San José, San Juan, San Antonio, Oscar I, II y III, Ernesto I, II y III	29° 04'	68° 29'	Cr-Ni	Lenticular			Precámbrico	Rocas Ultrabásicas	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
CUARZO-FELDESPATO-MICA										
Cerro Asperecito	*Santa Clara, Amparo, Santa Rosa, El Conde, Santa Cecilia*	28° 57'	68° 16'	Mica, feldespato	Pegmatítico			Devónico	Pegmatita	Formación Paimán
Mazán	*Sin Nombre*	28° 45'	66° 35'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Devónico	Granito	Formación Paimán
Villa Casana	*Sin Nombre*	31° 10'	66° 34'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico					
DIATOMITA										
Tinocán	*Arca de Noé, Bernardo, Germán, Morena, Susy, Adela*	28° 39'	66° 36'	Diatomita	Estratiforme			Terciario-Cuaternario	Arcillas, arenas	Formación Los Llanos
	Villa Merbil, Paschinango, Angelita	28° 50'	66° 25'	Diatomita	Estratiforme			Terciario-Cuaternario	Limolitas, arcilitas, areniscas	Formación Los Llanos
ESTAÑO										
Mazán	*Flora, Ivonne, Teresa, Constancia, Casiterita*	28° 39'	66° 32'	Sn	Greisen			Ordovícico	Granito	Formación Paimán
Mazán	*La Descubridora*	28° 39'	66° 32'	Sn	Greisen	Sn: 0,25 % (ley máxima)		Ordovícico	Granito	Formación Paimán
Mazán	*Perseverancia*	28° 39'	66° 32'	Sn	Greisen			Ordovícico	Granito	Formación Paimán
Mazán	*Yanacota*	28° 39'	66° 32'	Sn	Greisen			Ordovícico	Granito	Formación Paimán
	Alborada	28° 39'	66° 32'	Sn	Vetiforme			Ordovícico	Granito	Formación Paimán
	Casa Pintada	28° 29'	67° 03'	Sn	Vetiforme			Silúrico	Granito	Formación Ñuñorco
	Río de los Sauces	28° 25'	67° 05'	Sn	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
ESTRONCIO										
	Alborada	29° 32'	68° 27'	Celestina-baritina	Vetiforme			Pérmico	Areniscas	Formación Patquía
GRAFITO										
	Las Catas	29° 17'	68° 18'	Grafito	Bancos lenticulares			Precámbrico	Cuarcitas, calizas, esquistos cuarzo-micáceos	Formación Espinal
	Los Dos	29° 20'	68° 21'	Grafito	Bancos lenticulares	Carbono: 4,5 % (ley media)	183.392 t (medidos), 121.913 t (inferidos)	Precámbrico	Cuarcitas, calizas, esquistos cuarzo-micáceos	Formación Espinal
GRANATE										
	Cacho	29° 00'	68° 35'	Granate	Lentiforme			Precámbrico	Esquistos, micacitas	Formación Los Molles
	El Cordobés, Matilde	28° 58'	68° 35'	Granate	Lentiforme			Precámbrico	Esquistos, micacitas	Formación Los Molles
HIERRO										
	Hierro I y II	29° 03'	68° 29'	Fe				Precámbrico	Esquistos, limolitas	Formación Espinal
MANGANESO										
	Inma	28° 52'	67° 58'	Mn-Fe	Vetiforme			Devónico	Granito	Formación Ñuñorco
MOLIBDENO										
Cerro Urcuschúm	*El Ingenio o Urcuschúm*	29° 35'	68° 48'	Mo-Cu-Au	Skarn	Mo: 25 ppm, Cu: 50 ppm (muestras puntuales)		Ordovícico	Calizas	Grupo Trapiche
Nevados del Famatina	*La Estrechura*	29° 00'	67° 45'	Mo	Diseminado	Mo: 0,06 % Cu: 0,37 % Ag: 0,9 %	> 300 Mt	Terciario	Dacitas	Formación Mogote

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
NIQUEL										
	San Santiago (ex La Solitaria)	28° 25'	68° 23'	Ni-Co-U-Cu-Zn-Pb	Vetiforme	Ni: 1,8 % U_3O_8: 1,1 %		Precámbrico	Cuarcitas, mármoles, anfibolitas	Formación Espinal
OCRES										
	Corral Amarillo	28° 54'	67° 42'	Ocre	Estratiforme	Fe_2O_3: 49,5 % y 57,3 %	375.000 t (medidos + indicados)	Cuaternario	Arcillas, limos, conglomerados	
ORO										
Angulos	*Santa María, California I y II, Callao I y II, Bella Vista, Australia*	28° 43'	67° 42'	Au	Placer			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Cerro Cacho	*San Nicolás*	28° 54'	68° 40'	Au-Se				Precámbrico	Esquistos migmatíticos	Formación Espinal
El Abra	*Adriana I y XXV, Cuesta de la Florida*	31° 36'	66° 17'	Au-Cu-Fe-Pb	Vetiforme	Au: 0,5 g/t	23.780 t	Devónico	Granito	Formación Asperezas
El Abra	*La Pastora (Grupo de la Tierrita Colorada), El Indio*	31° 30'	66° 15'	Au-Cu-Ag-Pb	Vetiforme			Devónico	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
El Oro	*María Clara, Berta, Patricia, Antigua, Kimberly A, B y F*	29° 04'	67° 44'	Au-Cu	Vetiforme	Au: 5,8 g/t, Cu: 0,37 %	200.000 t (inferidos) (para todo el distrito)	Devónico	Granito	Formación Ñuñorco
El Retamo	*El Cerco*	31° 47'	66° 14'	Au-Cu-Ag-Pb	Vetiforme	Au: 35,6 g/t		Paleozoico inferior	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
El Retamo	*La Pirca*	31° 45'	66° 15'	Au-Cu-Ag-Pb	Vetiforme	Au: 23 g/t		Paleozoico inferior	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
El Totoral	*Callana III, San Pedro, Callana IV, Chorrillo, La Mesada, Callana V, Bella Francia, Callana VI, Grupo I, Vetas 1,2,3,4 y 5, Manuel I, Portezuelo*	31° 42'	66° 21'	Au-Cu-Pb	Vetiforme	Au: 13,35 g/t Ag: 51 g/t Pb: 10,8 % Cu: 2 %		Devónico	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
El Totoral	*Las Mellizas*	31° 43'	66° 21'	Au-Cu	Vetiforme			Devónico	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
El Totoral-Sierra de las Minas	*El Chorrito*	31° 42'	66° 21'	Au-Cu-Ag	Vetiforme			Precámbrico	Granito	Formación Chepes
Guanchín	*Guanchín*	29° 12'	67° 37'	Au	Placer	Au: 0,130 g/t	653.170,5 m^3	Cuaternario	Conglomerados	
La Mejicana-Santa Rita	*Atacama White, Gibralter, Forastera*	29° 01'	67° 47'	Au-Ag-Cu-Mo	Vetiforme			Ordovícico	Limolitas, pizarras, cuarcitas	Formación Negro Peinado
La Mejicana-Santa Rita	*San Pedro*	29° 01'	67° 47'	Au-Ag-Cu-Mo	Vetiforme	Cu: 5,4-13,3 %, Au: 5,8-10,7 g/t, Ag: 73 g/t-4 g/t		Ordovícico	Limolitas, pizarras, cuarcitas	Formación Negro Peinado
La Mejicana-Santa Rita	*Upulungos*	29° 01'	67° 47'	Au-Ag-Cu-Mo	Vetiforme	Cu: 3,75 %, Au: 2-37g/t, Ag: 10-448 g/t		Ordovícico	Limolitas, pizarras, cuarcitas	Formación Negro Peinado
La Punilla	*Loma Blanca*	31° 39'	66° 20'	Au-Cu-Fe-Pb-Zn	Vetiforme			Devónico	Granito	Formación Asperezas
Los Corrales	*Cerro Cimarrón*	28° 50'	67° 43'	Au	Placer	Au: 0,834 g/m^3	9.000 m^3	Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Los Corrales	*La Mariposa de Oro, Río Achavil, Quebrada Seca, Playa El Durazno*	28° 50'	67° 43'	Au	Placer			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Los Corrales	*Lomita Larga*	28° 50'	67° 43'	Au	Placer	Au: 0,692 g/m^3	20.000 m^3	Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Los Corrales	*Playa Amarilla*	28° 50'	67° 43'	Au	Placer	Au: 0,120 g/m^3	2,32 Mm^3	Cuaternario	Arenas	Depósitos
Los Corrales	*Playa Los Ramblones*	28° 50'	67° 43'	Au	Placer	Au: 0,044-0,154 g/m^3	16,85 Mm^3	Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Mogote Río Blanco	*Atahualpa, Calchaquí, Manto Verde, Rosalía, Santa María*	28° 43'	67° 42'	Au-Cu	Vetiforme	Au: 5-6 g/t, Cu: 1,5%		Terciario	Conglomerados, dacitas	Formación El Durazno
Mogote Río Blanco	*Mogote Río Blanco*	28° 43'	67° 42'	Au	Aluvional	Au: 1-1,2 g/t	2,7 Mt (medidos)	Cuaternario	Gravas, material detrítico	Depósitos aluviales
Offir	*Offir*	29° 00'	67° 49'	Au-Cu-Ag	Stockwork	Au: 14,9 g/t	60.000 t	Ordovícico	Filitas, pizarras	Formación Negro Peinado
Peñas Negras	*La Ollita*	28° 19'	69° 24'	Au-(Cu-Pb-Zn)	Vetiforme venillas	Au: 3 ppm Ag: 71 ppm As: 480 ppm Cu: 125 ppm Pb: 0,46% Bi: 36 ppm Sb: 148 ppm (muestras puntuales)		Oligoceno-Mioceno	Andesitas, dacitas	Formación Doña Ana
Peñas Negras	*La Vicuñita*	28° 17'	69° 26'	Au-(Cu-Pb-Zn)	Vetiforme venillas	Au: 6,7 ppm Ag: 117 ppm As: 348 ppm Cu: 3,9% Zn: 0,19% (muestras puntuales)		Oligoceno-Mioceno	Andesitas, dacitas	Formación Doña Ana
Peñas Negras	*Río Tamberías*	28° 20'	69° 25'	Au-(Cu-Pb-Zn)	Vetiforme venillas	Au: 2,9 ppm Ag: 107 ppm Cu: 88 ppm Pb: 0,35% (muestras puntuales)		Oligoceno-Mioceno	Andesitas, dacitas	Formación Doña Ana
San Isidro	*Los Ñoquis*	31° 46'	66° 18'	Au-Cu-Ag	Vetiforme	Au: 2,72 g/t		Paleozoico inferior	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
San Isidro	*San Isidro Norte*	31° 45'	66° 18'	Au-Cu-Ag	Vetiforme			Paleozoico inferior	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
San Isidro	*San Isidro Sur*	31° 47'	66° 20'	Au-Cu-Ag	Vetiforme	Au: 3,52 g/t		Paleozoico inferior	Migmatitas graníticas	Formación Chepes
Sierra de las Minas	*El Arbolito (Grupo El Espinillo)*	31° 28'	66° 19'	Au-Cu-Ag-Pb	Vetiforme	Au: 3,8 g/t		Precámbrico	Granito	Formación Chepes
Sierra de las Minas	*La Poderosa (Grupo El Espinillo)*	31° 31'	66° 19'	Au-Cu-Ag-Pb	Vetiforme			Precámbrico	Granito	Formación Chepes
Sierra de las Minas	*Víctor (Grupo El Espinillo)*	31° 32'	66° 20'	Au-Cu-Ag-Pb	Vetiforme			Precámbrico	Granito	Formación Chepes
	Alumbrera del Cerro Negro	28° 58'	67° 46'	Au-Cu	Diseminado			Ordovícico	Filitas, pizarras	Formación Negro Peinado
	Caballo Muerto	29° 00'	67° 45'	Au-Cu-Ag	Stockwork			Ordovícico	Filitas, pizarras	Formación Negro Peinado
	Sierra de Chepes Sector Sur (Grupo Ñoqueves)	31° 13'	66° 42'	Au-Cu	Vetiforme			Devónico	Granito	Formación Asperezas
	La Bayita	28° 55'	67° 42'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
	Las Tres Marías, Corral Amarillo I y II, Aurora, San Nicolás, Willy I, II y III	28° 54'	67° 42'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
	Los Bayitos	29° 00'	67° 45'	Au-Cu-Ag	Vetiforme			Ordovícico	Filitas, pizarras	Formación Negro Peinado
	Portezuelo de los Arces	31° 53'	66° 19'	Au-Cu-Ag-Pb	Vetiforme			Precámbrico	Granito	Formación Chepes
	Quebrada Ancha	29° 00'	67° 45'	Au-Cu-Ag	Stockwork			Ordovícico	Filitas, pizarras	Formación Negro Peinado
PIROFILITA										
Quebrada de Chuschín	*Don Juan I y XI, Hércules, La Antártica I y XI, Juanita del Puerto*	29° 18'	67° 53'	Pirofilita	Irregular		459.000 t (inferidos) (para todo el sector)	Ordovícico	Esquistos, cuarcitas	Formación Los Molles
Quebrada del Cosme	*Delina, San Lorenzo, Daniel*	29° 16'	67° 55'	Pirofilita	Irregular, tabular	Pirofilita: 10-12%		Ordovícico	Metamorfitas	Formación Los Molles

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	María Antonieta	29° 21'	67° 54'	Pirofilita	Irregular			Ordovícico	Filitas, esquistos, cuarcitas	Formación Los Molles
	Santa Rita	29° 04'	67° 35'	Pirofilita	Irregular			Ordovícico	Cuarcitas, esquistos, filitas, hornfels	Formación Los Molles
PLATA										
Bolsón de Jagüé	*Boni de Alto, Boni de Bajo*	29° 04'	67° 44'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme	Ag: 50 g/t Zn: 2% Pb: 0,5%				
Cerro Negro	*La Plata I, II y III, Rosario de Arriba, Rosario de Abajo, Georgete, Peregrina*	29° 04'	67° 44'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Limolitas, pizarras, hornfles	Formación Negro Peinado
Cerro Negro	*La Viuda, David, Silver Tower, Santo Domingo, Cortadera, San Lorenzo, Eduardo, Santa Teresa, Infierno, Chañarcillo, Tránsito, Rosario, Gloria, Mercedes, Puerto, Rosa, Sofía, San Pedro del Puerto, Trinidad, San Andrés, Teresa*	29° 03'	67° 44'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Pizarras, filitas	Formación Negro Peinado
Jagüé-Santa Rita	*Tres Piedras, India, Jagüé*	28° 13'	67° 57'	Ag-Pb-Zn-Au	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
	Las Minitas	28° 37'	68° 40'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Devónico	Areniscas, limolitas	Formación Punilla
PLOMO										
Jagüé Santa Rita	*Gaucho Chico, Esperanza*	28° 21'	68° 25'	Pb-Cu-Fe				Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
Quebrada de Chuschín	*El Chuschín*	29° 15'	67° 52'	Pb-Cu-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Pirofilitas, esquistos, cuarcitas	Formación Los Molles
	Alumbrera Oeste	28° 14'	67° 53'	Pb				Precámbrico	Migmatitas, granitos	Formación Espinal
PLOMO-PLATA-CINC										
Caldera	*La Aragonesa*	29° 01'	67° 42'	Pb-Zn-Ag-Co-Ni	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, pizarras	Formación Negro Peinado
Guandacol	*Helvecia I y II*	29° 33'	67° 42'	Pb-Zn-Ag	Estratoligado, vetiforme	Pb: 7,7 a 8,5 %, Zn: 17,1-18,8%, Ag: 83-91 g/t		Ordovícico-Carbonífero	Conglomerados, calizas	Formación Volcán-Formación Panacán
	La Colorada	28° 12'	68° 10'	Pb-Ag-Zn				Precámbrico	Migmatitas, granitos	Formación Espinal
	Nuestra Señora de Andacollo	28° 23'	67° 54'	Pb-Ag-Zn				Ordovícico	Filitas, volcanitas	Formación Suri
	Pampa de las Vetas	28° 11'	68° 05'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Precámbrico	Migmatitas, granitos	Formación Espinal
	Santa Rita	28° 21'	68° 25'	Pb-Zn-Ag		Pb: 6,5 %, Zn: 3 %, Ag: 30 g/t		Precámbrico	Migmatitas	Formación Espinal
	Yegua Pircada	28° 09'	68° 22'	Pb-Ag-Zn				Ordovícico	Esquistos, calizas	Formación Río Bonete
POLIMETALICOS										
Montey	*Montey, Rosario, Italia, Independencia, Libertad*	28° 59'	68° 15'	Cu-Ag-Pb-Zn	Diseminado, stockwork	Cu: 7,1% Ag: 390 g/t Zn: 0,17% Pb: 0,7%		Ordovícico	Pizarras, filitas	Formación Negro Peinado
Valle Hermoso	*El Pararrayo*	29° 00'	67° 37'	Cu-Au-Ag-Fe-Pb-Zn	Vetiforme	Cu: 5-6% (ley máxima)		Ordovícico	Pizarras, filitas	Formación Negro Peinado
Valle Hermoso	*La Cobriza*	29° 01'	67° 39'	Cu-Au-Ag-Fe-Pb-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Pizarras, filitas	Formación Negro Peinado
	Cerro Bonete	28° 00'	68° 50'	Cu-Au-Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Terciario-Cuaternario	Volcanitas	Formación Veladero
	La Encrucijada	28° 58'	67° 42'	Cu-Au-Ag-Fe-Pb-Zn	Vetiforme	Cu: 0,6-7%		Ordovícico	Pizarras, filitas	Formación Negro Peinado

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
SAL										
Pampa de Salinas	*Chipi-Chipi, La Mendocina, Las Toscas*	31°53'	66°47'	Sal	Salina			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Pampa de Salinas	*Pampa de Salinas*	31°51'	66°45'	Sal	Salina	NaCl: 81,49% $CaCl_2$: 5,83% $MgCl_2$: 4,70% Na_2SO_4: 4,57%		Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Pampa de Salinas	*Salinas de Mascasín*	31°53'	66°44'	Sal	Salina	Cloruros: 20,70% Sulfatos: 5,27%		Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Salina El Leoncito	*Ernestina, La Estrella, San Lorenzo*	28°44'	68°58'	Sal	Salina		2,7 Mt (para todo el distrito)	Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Salina El Leoncito	*Joaquín, San Pablo*	28°42'	68°58'	Sal	Salina			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Salina El Leoncito	*Salina Riojana, San Felipe*	28°44'	68°55'	Sal	Salina			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Salina El Leoncito	*San Nicolás, Santa Marta, Santa Roca, Santo Domingo*	28°42'	68°56'	Sal	Salina			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
	Salina La Antigua	29°55'	66°05'	Sal	Salina			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
	Salinas Grandes	29°45'	66°06'	Sal	Salina			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
SELENIO										
Cerro Cacho	*El Tolar, El Hoyo*	28°02'	68°30'	Se-Cu-Hg	Vetiforme			Precámbrico	Calizas, anfibolitas	Formación Espinal
Cerro Cacho	*Las Asperezas, El Quemado*	28°01'	68°45'	Se-Cu-Hg	Vetiforme			Precámbrico	Calizas, anfibolitas	Formación Espinal
Cerro Cacho	*Las Minitas*	28°44'	68°40'	Se-Cu-Ag	Vetiforme	Se: 1,05% Cu: 4,5% Ag: 120 g/t (muestras puntuales)		Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
Cerro Cacho	*Tumiñico I y VII*	28°49'	68°39'	Se-Cu	Vetiforme	Se: 2,5%		Precámbrico	Esquistos	Formación Espinal
Los Llantenes	*María Inés, María Marcela, Luis, San Pedro, San Pedro I, II y III, La Ramada, El Portezuelo*	28°29'	68°38'	Se-Cu	Stockwork, vetiforme			Ordovícico	Calizas, esquistos verdes	Formación Bonete Formación Yerba Loca
SULFATO DE SODIO										
	Laguna Brava	28°16'	68°50'	Sulfato de Sodio	Evaporítico		9,57 Mt (medidos)	Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
URANIO										
Los Colorados	*Los Mogotes Colorados*	30°01'	67°05'	U	Vetiforme, stockwork	U: 0,64 °/$_{oo}$ (ley media)	135.680 t (totales)	Carbonífero	Areniscas, pelitas	Formación Agua Colorada
Sañogasta	*Modelo, Morado, San Victorio*	30°13'	67°16'	U	Vetiforme, stockwork				Diabasa	
Sañogasta	*Navidad, Felicidad, Santa Brígida, Santa Brígida I y II*	29°19'	67°38'	U-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Esquistos, cuarcitas	Formación Los Molles
Sañogasta	*San Sebastián*	29°17'	67°38'	U	Vetiforme, stockwork	U: 0,0644% (ley media)	35.700 t (medidos)	Ordovícico	Ectinitas leptometa-mórficas	Formación Negro Peinado
Urcuschúm	*Urcuschúm*	29°35'	68°48'	U	Lenticular	U: 0,980‰ (ley media)	413.000 t (inferidos)	Carbonífero	Areniscas	Formación Panacán
	El Relicario	28°15'	67°45'	U	Lenticular			Pérmico	Areniscas	Formación Patquía
	La Primera	29°29'	68°46'	U				Carbonífero tardío	Areniscas	Formación Agua Colorada
	San Roque	30°11'	67°16'	U	Vetiforme	U: 0,0848-3,392‰		Triásico	Areniscas, diabasas, basaltos	Formación La Torre

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	San Rubén, Tiro	29° 16'	67° 50'	U				Cámbrico	Areniscas	
	Sonia	29° 30'	68° 47'	U				Cuaternario	Aluviones	Depósitos aluviales
	Urcal	29° 33'	68° 46'	U	Vetiforme, lenticular	U: 0,301‰ (ley media)	392.565 t (inferidos)	Carbonífero	Areniscas, calizas	Formación Panacán
VERMICULITA										
Banda Florida	*La Caprichosa*	29° 19'	68° 16'	Vermiculita	Irregular			Precámbrico	Esquistos, migmatitas, anfibolitas	Formación Antinaco-Formación Paimán
	Dudosa	29° 13'	68° 26'	Vermiculita	Irregular			Precámbrico	Esquistos, migmatitas, anfibolitas	Formación Antinaco-Formación Paimán
WOLFRAMIO										
Angulos	*Badillo*	28° 37'	67° 30'	W-Mo	Vetiforme lenticular			Devónico	Granito	Formación Ñuñorco
Angulos	*Suri I y VII*	29° 42'	67° 06'	W	Vetiforme			Devónico	Granito	Formación Ñuñorco
Faltriquera	*Envidia I y II, María, Tres Quebradas (Grupo San Pedro)*	28° 54'	67° 40'	W-Mo	Vetiforme	WO_3: 1,5%		Precámbrico	Esquistos, granitos	Formación Paimán
Faltriquera	*San Pedro, La Berta, Faltriquera, San Antonio (Grupo San Pedro)*	28° 54'	67° 40'	W-Fe	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, granitos	Formación Paimán
Sañogasta	*Candombe, Margarita*	29° 11'	66° 49'	W-Cu-As	Vetiforme			Devónico	Granito	Formación Ñuñorco
Sañogasta	*El Aguila I y II, Esperanza I y II, Florentina I y II*	29° 35'	67° 35'	W-Fe-Cu	Vetiforme			Devónico	Granito	Formación Ñuñorco
Sañogasta	*El Chacho, La Josefa*	29° 35'	67° 40'	W	Vetiforme	WO_3: 0,25-2,80% (La Josefa)		Ordovícico	Granito	Formación Ñuñorco
Sañogasta	*El Rico, Milagros*	29° 30'	67° 40'	W	Vetiforme			Ordovícico	Granito	Formación Ñuñorco
Sañogasta	*La Candelaria, Mercedes*	29° 31'	67° 36'	W	Vetiforme			Ordovícico	Esquistos, filitas	Formación Los Molles
Sierra de Velazco	*La Esperanza, Patria Fátima, Pozo Hondo, Santa María I y IV (Grupo Cantadero)*	29° 17'	66° 57'	W-Bi-Cu	Vetiforme	WO_3: 0,5-0,7% Bi: 0,2% Cu: 0,3%		Precámbrico	Granito	Formación Paimán
Sierra de Velazco	*San Carlos I, II y III (Grupo Minero El Cantadero)*	29° 09'	66° 50'	W	Vetiforme			Precámbrico	Filitas	Formación Espinal
Vichigasta	*El Milagro*	29° 33'	67° 36'	W-Fe-Cu-Bi	Vetiforme			Devónico	Granito	Formación Ñuñorco
	Grillo I	28° 47'	67° 39'	W	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, granitos	Formación Paimán
	La Escondida, Los Puros	28° 48'	67° 35'	W	Vetiforme			Ordovícico	Filitas, pizarras	Formación Negro Peinado
	Matadero	29° 01'	67° 15'	W	Pegmatítico			Ordovícico	Filitas, pizarras	Formación Negro Peinado
	Pozo Verde	28° 47'	67° 37'	W	Vetiforme			Precámbrico	Migmatitas	Formación Antinaco
	San Nicolás, Santo Domingo I y II	29° 10'	66° 49'	W	Vetiforme	WO_3: 65%				
YESO										
Patquía Viejo	*Patquía Viejo I y II*	30° 09'	66° 59'	Yeso	Estratiforme	Yeso: 95%	297.000 t (medidos)	Terciario	Areniscas, conglomerados	Formación Los Llanos
	Cielita, Chichita	30° 40'	66° 53'	Yeso	Mantiforme			Terciario	Areniscas, conglomerados	Formación Los Llanos
	La Salvadora	30° 20'	66° 11'	Yeso	Estratiforme nodular	Yeso: 93,9-99,5%	950.000 t (medidos)	Terciario	Areniscas	Formación Los Llanos
	Los Coloraditos, Yeso 1, 2 y 3, La Reforma-Cielito	30° 39'	66° 50'	Yeso	Estratiforme nodular	Yeso: 66-91,2%	5,5 Mt (inferidos)	Terciario	Areniscas, limolitas arcillosas	Formación Los Llanos
	Paz, Progreso	30° 20'	66° 11'	Yeso	Estratiforme nodular	Yeso: 94,6-95,4%	600.000 t (medidos)	Terciario	Areniscas	Formación Los Llanos

MENDOZA

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ARSENICO										
Puesto Laura	*Del Medio*	34° 35'	68° 46'	As	Vetiforme	As_2O_3:30%		Cámbrico-Ordovícico inferior	Esquistos filíticos	Formación La Horqueta
Puesto Laura	*Elenita-Nueva*	34° 34'	68° 46'	As	Vetiforme	As_2O_3:35%		Cámbrico-Ordovícico inferior	Esquistos filíticos	Formación La Horqueta
Puesto Laura	*Silvia*	34° 33'	68° 47'	As	Vetiforme			Cámbrico-Ordovícico inferior Pérmico-Triásico	Filitas Cuerpos porfíricos	Formación La Horqueta Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
ASFALTITA										
Cerro Mayal	*María Cristina*	36° 44'	69° 40'	Asfaltita				Jurásico-Cretácico, Cretácico	Sedimentitas, andesitas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
Cerro Mayal	*Silvia*	36° 44'	69° 45'	Asfaltita				Cretácico	Areniscas, yeso	Grupo Neuquén
Sierra de Reyes	*Barrancas*	37° 04'	69° 42'	Asfaltita	Vetiforme		23.000 t (totales)	Jurásico	Yeso	Formación Auquilco
Sierra de Reyes	*Don Josué*	36° 53'	69° 42'	Asfaltita				Jurásico	Yeso	Formación Auquilco
Sierra de Reyes	*El Ñaco*	37° 01'	69° 41'	Asfaltita				Jurásico-Cretácico	Arcilitas arenosas	Grupo Mendoza
Sierra de Reyes	*Sierras de Reyes N° 1 y 2*	37° 04'	69° 45'	Asfaltita	Vetiforme		280.000 t (totales)	Cretácico	Margas y calizas	Grupo Neuquén
	Agua del Alamo	37° 02'	69° 41'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,04%		Jurásico-Cretácico	Arcilitas arenosas	Grupo Mendoza
	Aída	35° 53'	69° 49'	Asfaltita	Vetiforme, bolsones	9.305 cal/g, V_2O_5:0,023%	1.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Areniscas arcillosas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Alicia	35° 36'	69° 37'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico	Areniscas	Formación Los Molles, Formación Tordillo
	América	34° 32'	69° 47'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,26%	80.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Margas, bituminosas areniscas rojas, yeso	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Cañada de Leiva	35° 48'	69° 49'	Asfaltita	Vetiforme, bolsones	V_2O_5:0,22%	2.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Conglomerados esquistos margosos	Grupo Mendoza
	Cerro Colorado	37° 09'	69° 28'	Asfaltita	Vetiforme			Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	Cerro del Plomo	34° 27'	69° 42'	Asfaltita	Cemento en veta brechosa	V_2O_5:0,28%	6.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Arcilitas y calizas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Cervantes	34° 53'	69° 42'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_6:0,018%	30.000 t de esquistos bituminosos. 100.000 t de carbón (totales)	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Manto carbonoso Esquistos bituminosos	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Chenquenco	35° 44'	69° 52'	Asfaltita	Impregnaciones, venillas delgadas			Cretácico	Yeso	Formacion Huitrín
	Costa Azul	35° 50'	70° 07'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,6%		Jurásico-Cretácico	Margas bituminosas, yeso	Grupo Mendoza
	El Cóndor	34° 17'	69° 53'	Asfaltita	Vetiforme, bolsones, bancos	8.994 cal/g; V_2O_5:0,25%	170.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Areniscas y arcilitas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	El Toki	35° 26'	69° 43'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_6:0,043%	2.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Conglomerados y areniscas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Eloisa	34° 40'	69° 39'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico-Cretácico, Cretácico	Areniscas rojas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	General Mitre	34° 46'	69° 40'	Asfaltita	Vetiforme	8.990 cal/g; V_2O_5:0,09%	11.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Areniscas rojas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	General Roca	34° 31'	69° 38'	Asfaltita				Jurásico-Cretácico, Cretácico	Areniscas rojas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Huanguimilco	36° 07'	70° 04'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,15%		Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	Hullera Brillante	34° 30'	69° 45'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Margas, yeso	Grupo Mendoza
	Jesus María	35° 53'	70° 05'	Asfaltita	Cuerpo alargado vertical			Jurásico-Cretácico	Margas, arcilitas, yeso	Grupo Mendoza
	La Argentina	35° 42'	69° 53'	Asfaltita	Vetiforme		100 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Calizas	Grupo Mendoza
	La Bombilla o Agua de la Bombilla	37° 02'	69° 42'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,2%	10.000 t (totales); > 20.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico	Arcilitas arenosas	Grupo Mendoza
	La Cordobesa, La Mendocina	35° 30'	69° 51'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Esquistos margosos bituminosos	Grupo Mendoza
	La Ornatina	36° 39'	69° 47'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,04%		Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	La Valenciana	35° 34'	69° 56'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,22%	6.000 t (totales) 220.000 t	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Margas bituminosas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Los Castaños	35° 13'	69° 46'	Asfaltita				Jurásico-Cretácico, Cretácico	Margas y areniscas arcillosas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Malal Ranquil	37° 04'	69° 45'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Arcilitas arenosas	Grupo Mendoza
	Mercedes o Anita	35° 05'	70° 01'	Asfaltita	Mantiforme	V_2O_5:0,28%	20.000 t (inferidos) 5.000 t	Jurásico-Cretácico, Cretácico	Arcilitas y calizas	Grupo Mendoza Grupo Neuquén
	Michanquil, El Salitral	36° 13'	69° 39'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,16%		Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	Milico	36° 42'	69° 51'	Asfaltita	Vetiforme			Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	Quili-có	36° 15'	69° 57'	Asfaltita	Brecha de falla mineralizada	V_2O_5:0,02%		Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	Río Blanco o Arroyo Blanco	35° 30'	69° 30'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Esquistos margosos bituminosos	Grupo Mendoza
	San Martín o Minacar	35° 52'	70° 04'	Asfaltita	Cuerpo alargado vertical	V_2O_5:0,22%. 8.800 cal/g	550.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Margas, arcilitas, yeso	Grupo Mendoza
	Santa Isabel	36° 53'	69° 40'	Asfaltita	Vetiforme tabular		3.000 t (totales)	Jurásico	Margas	Formación La Manga
	Santa María	36° 03'	70° 03'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,23%	400 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Margas	Grupo Mendoza
	Santa Rosa	35° 10'	70° 01'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Esquistos y margas bituminosas	Grupo Mendoza
AZUFRE										
	Agua de las Yeguas, Don Iván	34° 52'	70° 03'	Azufre	Impregnaciones			Terciario	Andesita	Complejo Eruptivo Incaico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Andalucía	35° 23'	69° 43'	Azufre	Impregnaciones y granos, relleno de grietas			Cretácico	Bancos de calizas alternantes con otros de yeso	Formación Huitrín
	Cooper	34° 36'	70° 00'	Azufre	Impregnaciones, relleno de grietas	S:40-65%	0,5 y 1 Mt (totales)	Pleistoceno	Tobas, aglomerados, brechas basálticas y traquiandesíticas	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas Posglaciales)
	La Malargüina	35° 23'	69° 43'	Azufre	Impregnaciones y granos, relleno de grietas			Cretácico	Bancos de calizas alternantes con otros de yeso	Formación Huitrín
	Los Petisos	36° 27'	69° 32'	Azufre	Relleno de huecos, venillas y diseminado	S:15,22%	30,82 Mt (totales)	Cretácico	Pelitas arenosas, evaporitas, calizas	Formación Huitrín
	Marina	34° 54'	69° 58'	Azufre	Impregnaciones			Terciario	Andesita	Complejo Eruptivo Quéchuico
	Volcán Overo	34° 33'	70° 00'	Azufre	Impregnaciones, relleno de grietas	S:40%	1,25 Mt (totales)	Pleistoceno	Tobas, aglomerados, brechas basálticas y traquiandesíticas	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas Posglaciales)
BARITINA										
Bardas Blancas	*El Compadrito*	35° 52'	69° 48'	Baritina-calcita-siderita	Estratoligado Mantiforme	$BaSO_4$:83,3%, $SrSO_4$:1,80%	400.000 t (inferidos)	Jurásico	Lutitas, areniscas, calizas	Formación Puchenque y Caliza del Calabozo
Canota	*Don Manuel*	32° 33'	68° 58'	Baritina-pirita-calcopirita	Estratiforme	$BaSO_4$:70-85%; $SrSO_4$:0,2%	20.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Lutitas negras	Grupo Villavicencio
Canota	*La Victoria*	32° 35'	69° 00'	Baritina	Estratiforme	$BaSO_4$:75-85%	8.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Lutitas negras	Grupo Villavicencio
Canota	*Pirucha*	32° 33'	68° 58'	Baritina-pirita-calcopirita	Estratiforme	$BaSO_4$:82,21% $SrSO_4$:0,3%	50.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Lutitas negras	Grupo Villavicencio
Canota	*Ramoncito*	32° 33'	68° 58'	Baritina-pirita-calcopirita	Estratiforme			Jurásico, Terciario	Lutitas negras	Grupo Villavicencio
Malargüe Norte	*Chiquito*	35°10'	69° 52'	Baritina	Vetiforme, mantiforme	$BaSO_4$:41,86%; $SrSO_4$:28,9%		Jurásico, Terciario	Calizas Pórfiro anddesítico	Formación La Manga, Plutonitas Andinas
Malargüe Norte	*La Isidora*	35° 22'	69° 57'	Baritina	Vetiforme, mantiforme	$BaSO_4$:79,8%; $SrSO_4$:1,8%	20.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas	Formación La Manga
Malargüe Norte	*Omega*	35° 24'	69° 55'	Baritina-calcita	Vetiforme	$BaSO_4$:82,8%; $SrSO_4$:1,70%	20.000 t (inferidos)	Jurásico, Terciario	Calizas dioritas	Formación La Manga, Plutonitas Andinas
Malargüe Sur	*Santa Catalina*	35° 51'	69° 48'	Baritina calcita-siderita	Estratoligado Mantiforme	$BaSO_4$:95,2% $SrSO_4$:2,3%	6.000 t (inferidos)	Jurásico Terciario	Lutitas, areniscas, calizas	Formación Puchenque y Caliza del Calabozo
	Agua del Zanjón	32° 45'	68° 57'	Baritina	Vetiforme, lentiforme		< 5.000 t (inferidos)	Jurásico, Terciario	Arcilitas	Grupo Villavicencio
	Arroyo Las Piedras	34° 53'	69° 53	Baritina	Mantiforme	$BaSO_4$:39,4%, $SrSO_4$:1%		Jurásico, Terciario	Margas y calizas	Formación Los Molles
	Don Luis	35° 52'	69° 55'	Baritina	Estratiforme		50.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Lutitas, areniscas, calizas	Grupo Cuyo
	Doña Antonia	34° 54'	69° 53'	Baritina	Mantiforme			Jurásico, Terciario	Lutitas	Formación Los Molles
	Eugenio José, Vicente	32° 36'	69° 00'	Baritina	Lentiforme	$BaSO_4$:84%; $SrSO_4$:0,3%	7.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Lutitas negras	Grupo Villavicencio
	F. Luis María de Oro	32° 56'	69° 02'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Balcarce	32° 50'	69° 01'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	General Lavalle	32° 54'	69° 03'	Baritina-galena	Vetiforme	$BaSO_4$:52% $SrSO_4$:0,35%		Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Madariaga	32° 53'	69° 40'	Baritina-galena	Vetiforme		250 t (totales)	Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Mosconi	32° 54'	69° 05'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Olazábal	32° 48'	69° 03'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Metasedimentos, calizas	Grupo Villavicencio
	General Paz	32° 50	69° 02'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Pueyrredón	32° 54'	69° 03'	Baritina-galena	Vetiforme	$BaSO_4$:83,6%; $SrSO_4$:0,35%	250 t (totales)	Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Roca	32° 53'	69° 06'	Baritina-galena	Vetiforme		800 t (totales)	Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General San Martín	32° 55'	69° 04'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Sarmiento	32° 54'	69° 05'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	General Soler	32° 48'	69° 02'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Metasedimentos, calizas	Grupo Villavicencio
	Guamparito, General Saavedra	32° 48'	69° 03'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	Independencia	32° 49'	69° 01'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	Julia	32° 55'	69° 04'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	La Alicia	33° 28'	69° 25'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$:88,4%; $SrSO_4$:2,5%	< 5.000 t (inferidos)	Jurásico, Terciario	Esquistos, Granitos	Formación La Horqueta, Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	La Horqueta	32° 51'	69° 08'	Baritina-galena	Vetiforme		90.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	La Poderosa	32° 50'	69° 01'	Baritina-galena	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Sedimentitas marinas	Grupo Villavicencio
	La Provinciana, La Libertad	33° 28'	69° 25'	Baritina	Vetiforme		< 3.000 t, < 8.000 t (inferidos)	Jurásico, Terciario	Esquistos	Formación La Horqueta
	La Salida	36° 12'	69° 52'	Baritina	Mantiforme		5.000 t (inferidos)	Jurásico, Terciario	Calizas	Grupo Mendoza
	Las Lagunitas	34° 54'	69° 52'	Baritina	Mantiforme	$BaSO_4$:56,6%; $SrSO_4$:2,3%		Jurásico, Terciario	Margas y calizas	Formación Los Molles
	Luthema-Monteagudo	36° 14'	69° 56'	Baritina-celestina	Mantiforme	$BaSO_4$:1,20 % (máxima) $SrSO_4$:63-72%	33.140 t (indicados); 650.000 t (totales)	Jurásico	Margas y calizas	Formación La Manga
	María Isabel	36° 15'	69° 53'	Baritina	Estratiforme	$BaSO_4$:37,7%; $SrSO_4$:0,6%	5.000 t (inferidos)	Jurásico, Terciario	Margas y yeso	Formación Huitrín
	Rojino	35° 52'	69° 55'	Baritina	Estratiforme	$BaSO_4$:85%; $SrSO_4$:3,4%	400.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Lutitas, areniscas calizas	Grupo Cuyo
	San Miguel	36° 14'	69° 52'	Baritina	Estratiforme	$BaSO_4$:56,8%; $SrSO_4$:0,6%	5.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Margas y yeso	Formación Huitrín
	San Pedro Nolasco	32° 54'	69° 04'	Baritina-galena-pirita-calcopirita	Vetiforme	$BaSO_4$:87,5%	2.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Metasedimentos Calizas	Grupo Villavicencio
	Santa Teresa	35° 11'	69° 52'	Baritina	Vetiforme		< 30.000 t (inferidos)	Jurásico, Terciario	Yeso, Margas y Calizas	Grupo Mendoza
	Tunuyán	33° 29'	69° 27'	Baritina-fluorita-sulfuros	Vetiforme	$BaSO_4$:77,3%; $SrSO_4$:3,1%	40.000 t (totales)	Jurásico, Terciario	Complejo metamórfico, Granito	
BENTONITA										
	Alicia	32° 57'	69° 11'	Montmorillonita	Lentiforme, bolsones			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	El Salto	32° 57'	69° 17'	Montmorillonita	Mantiforme			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	General Acha	32° 58'	69° 14'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	General Belgrano	32° 57'	69° 12'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	General Guido	32° 56'	69° 09'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	General Las Heras	32° 56'	69° 09'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	General Mitre	32° 56'	69° 09'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	General Urquiza	32° 59'	69° 15'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular			Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	La Elcha I y II	33° 01'	69° 10'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular		114.429 t (medidos); 294.320 t (inferidos e indicados)	Triásico	Areniscas, pelitas, conglomerados y niveles yesíferos	Formación Potrerillos
	San Félix	32° 56'	69° 15'	Montmorillonita	Mantiforme lenticular		727.065 t (medidos)	Triásico	Areniscas, arcillas, conglomerados	Formación Potrerillos
	Virgen de Andacollo	32° 18'	69° 02'	Montmorillonita	Irregular			Terciario	Arcillas	
CALIZA										
	Cerro Blanco	32° 45'	68° 52'	Caliza	Estratiforme	SiO_2: 0,5-22 %		Jurásico, Terciario	Calizas, margas, chert	Formación San Juan
	Cerro La Cal	32° 44'	68° 52'	Caliza	Estratiforme	CaO: 53,5-55 %, SiO_2: 1,7-2,2 %	3 Mt	Jurásico, Terciario	Calizas, margas, chert	Formación San Juan
	Salagasta	32° 33'	68° 50'	Caliza	Estratiforme	CaO: 53,8 %, MgO: 0,8 %, SiO_2: 1 %	6 Mt (totales)	Jurásico, Terciario	Calizas, margas, chert	Formación San Juan
CAOLIN										
	La Escondida	34° 48'	68° 27'	Caolín	Estratiforme			Jurásico, Terciario	Tobas	
	Margarita	33° 01'	69° 09'	Caolín	Zona de alteración			Jurásico, Terciario	Porfiritas, tobas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Nereida	33° 00'	69° 10'	Caolín	Zona de alteración			Jurásico, Terciario	Porfiritas, tobas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Santa Cecilia	32° 19'	69° 28'	Caolín	Relleno de fractura			Jurásico, Terciario	Tobas alteradas	
	Trí	32° 33'	69° 22'	Caolín	Estratiforme			Jurásico, Terciario	Tobas	
CEOLITA										
	Florinda	32° 28'	69° 38'	Ceolita					Diabasas alteradas	
COBRE										
Co. La Sandía o San Pedro	*Abad*	35° 22'	68° 24'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Anita*	35° 22'	68° 25'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Pórfiro diorítico	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Carmen*	35° 20'	68° 23'	Cu	Vetiforme		400 t (medidos) 4.000 t (inferidos) 8.000 t (indicados)	Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Cruz del Sur*	35° 21'	68° 24'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Don Paco*	35° 22'	68° 25'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Estrella*	35° 21'	68° 25'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Co. La Sandía o San Pedro	*Flor de Lis*	35° 21'	68° 25'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Hortencia*	35° 22'	68° 26'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita hornblendífera	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*La Josefina*	35° 11'	68° 18'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Areniscas, cuarcitas, lutitas	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Ramón*	35° 22'	68° 23'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Rubén*	35° 21'	68° 23'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita horblendífera	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*San Jorge (ex La Margarita)*	35° 23'	68° 23'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita horblendífera	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*San Pedro*	35° 21'	68° 25'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Pórfiro diorítico	Subgrupo Cochico
Co. La Sandía o San Pedro	*Santo Tomás*	35° 21'	68° 24'	Cu	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Mendoza Norte	*Paramillos Norte I y II*	32° 24'	69° 05'	Cu	Diseminado	Zona de enriquecimiento: Cu: 1,7%; Mo: 0,07%		Silúrico-Devónico Pérmico-Triásico Terciario	Sedimentitas. Pórfiro monzodiorítico y cuerpos andelacíticos-andesíticos y brechas asociadas	Plutonitas Andinas
Mendoza Norte	*Paramillos Sur I, II y III*	32° 28'	69° 05'	Cu	Diseminado	Cu: 0,58-0,95%, Mo: 0,07%	186 Mt (geológicos)	Silúrico-Devónico Pérmico-Triásico Terciario	Sedimentitas. Pórfiro y sedimentos. monzodiorítico	Plutonitas Andinas
	Adriana (Grupo Valle Hermoso)	35° 02'	70° 15'	Cu	Stockwork y diseminado			Jurásico superior	Areniscas rojas. Lavas andesíticas	Formación Tordillo
	Aguila Primera (Grupo Las Choicas)	34° 55'	70° 17'	Cu	Vetiforme		1,8 Mt	Jurásico superior Terciario	Areniscas y conglomerados Diorita	Formación La Manga Plutonitas Andinas
	Amelia (Grupo Valle Hermoso)	34° 53'	70° 12'	Cu	Diseminado y vetiforme			Jurásico superior	Areniscas rojas. Lavas andesíticas	Formación Tordillo
	Andacollo	32° 22'	69° 09'	Cu	Vetiforme		25.000 t (totales)	Ordovícico	Caliza dolomítica	Conjunto Farallones-Bonilla
	Anita (Grupo Valle Hermoso)	35° 04'	70° 15'	Cu	Stockwork y relleno de vesículas en lavas			Jurásico superior	Andesitas tipo ocoitas en contacto con conglo-merados	Formación Tordillo
	Arroyo Calmucó	36° 32'	69° 46'	Cu-V	Banco con restos fósiles mineralizados	Cu: 0,7%		Cretácico	Areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	Arroyo del Lagarto Dormido	32° 58'	69° 11'	Cu	Cuerpo de falla			Ordovícico, Pérmico-Triásico	Metasedimentos Porfiritas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Arroyo Nieves Negras	33° 51'	69° 51'	Cu	Skarn			Jurásico-Cretácico, Terciario	Calizas, Andesitas	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	Arroyo Seco	36° 29'	69° 46'	Cu	Bancos	Cu: 1%	800 t (totales)	Cretácico	Areniscas conglomerádi-cas, arcilitas	Grupo Neuquén
	Atalaya (Grupo Las Choicas)	34° 55'	70° 17'	Cu	Vetiforme		500.000 t	Jurásico superior	Areniscas	Formación La Manga
	Barrera (Grupo Salamanca)	33° 22'	69° 28'	Cu	Horizontes, brechas	Cu: 6%	< 20.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Esquistos. Peridotita, Ortoanfibolita serpentinizada	Ectinita Guarguaraz
	Bayo Norte	34° 16'	69° 48'	Cu	Diseminado			Terciario	Pórfiro andesítico-riodacítico	Plutonitas Andinas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Cajón del Rubio	32° 36'	70° 08'	Cu	Venillas de reemplazo	Cu: 0,75 %, Mo: 0,03 %		Cretácico	Areniscas calcáreas	Subgrupo Rayoso
	Calmucó	36° 33'	69° 50'	Cu-V	Banco con nódulos mineralizados	Cu: 0,4 %, V: 0,2 %		Cretácico	Arcillas, yeso, areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	Catalina (Grupo Las Cuevas)	32° 50'	70° 30'	Cu	Vetiforme, guías en diaclasas	Cu: 1,3 %		Jurásico	Andesitas y tobas	
	Cerro de la Virgen	32° 24'	70° 01'	Cu	Cuerpos tabulares	Cu: 4,4 %; Ag: 91 g/t; Zn: 1 %	9.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas (skarn) Andesitas y dioritas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Cerro del Cobre	32° 07'	69° 26'	Cu	Vetiforme	Cu: 4,8 %		Devónico	Metasedimentos	Formación Huaraco Norte
	Cerro Gateado	34° 40'	70° 08'	Cu	Vetiforme	Cu: 1,57 %, Au: 0,05 g/t		Jurásico	Areniscas feldespáticas	Formación Los Molles
	Cerro Guillermo	37° 05'	69° 27'	Cu	Impregnación y relleno de diaclasas	Cu: 1,6 %	3.700 t (totales)	Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	Cerro La Virgen	35° 25'	70° 01'	Cu-Ag	Skarn tabular	Cu: 4,4 %. Ag: 91 g/t, Zn: 1 %	9.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas Andesitas y dioritas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Cerro Mirano (Grupo Cerro Mirano)	35° 48'	69° 32'	Cu	Impregnación			Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	Cerro Panul	35° 07'	69° 46'	Cu	Irregular			Jurásico-Cretácico	Areniscas, conglomerados, calizas	Grupo Mendoza
	César	36° 29'	69° 45'	Cu	Lentiforme Impregnaciones en nódulos y madera fósil			Cretácico	Areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	Chile (socavón)	34° 56'	70° 16'	Cu	Vetiforme			Jurásico	Calizas	Formación La Manga
	Clotilde (Grupo Valle Hermoso)	35° 03'	70°15'	Cu	Stockwork y diseminado	Cu: 0,24%; Cu en desmontes: 1%		Jurásico superior	Areniscas rojas. Lavas andesíticas	Formación Tordillo
	Cobrecito (Grupo Las Choicas)	34° 56'	70° 17'	Cu	Vetiforme, en ocasiones tipo manto			Jurásico superior	Calizas y areniscas	Formación La Manga
	Costa Rica	36° 27'	69° 45'	Cu	Impregnaciones lentiformes			Cretácico	Areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	Don Vicente	34° 28'	70° 09'	Cu	Epitermal Relleno de brecha en zona de falla	Cu: 3,4%; Cu secundario: 0,7%; Au hipogénico: 0,05 g/t		Jurásico	Brecha calcárea en caliza, areniscas	Formación Los Molles
	Don Víctor	36° 06'	69° 48'	Cu	Banco, impregnaciones en fósiles	Cu: 3%	2.000 t (totales)	Cretácico	Areniscas y conglomerados	Grupo Neuquén
	El Burrero, Borsuno (Grupo Matancillas)	34° 56'	70° 13'	Cu	Mantiforme. Relleno de amígdalas y stockwork en grietas	Cu: 15,5%; Au: 0,08g/t; Ag: 9,5 g/t	150.000 t (totales)	Jurásico superior	Areniscas rojas. Lavas andesíticas	Formación Tordillo
	El Coloso (Grupo Las Choicas)	34° 55'	70° 17'	Cu	Vetiforme			Jurásico superior	Calizas	Formación La Manga
	El Guanaco (Grupo Valle Hermoso)	35° 05'	70° 14'	Cu	Diseminado y vetiforme	Cu: 1,4-6 %, Ag: 20,70 g/t		Jurásico superior	Areniscas rojas Lavas andesíticas intercaladas	Formación Tordillo
	El Manzano	36° 06'	69° 48'	Cu	Impregnaciones lentiformes		2.000 t (totales)	Cretácico	Areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	El Manzano	36° 08'	69° 46'	Cu-V				Cretácico superior	Pelitas, yeso	Grupo Neuquén
	El Portillo	33° 38'	69° 36'	Cu	Diseminado, venillas			Devónico, Carbonífero	Pórfiro tonalítico, Filitas	Plutonitas Neofamatínicas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Fortuna (Grupo Valle Hermoso)	35° 02'	69° 44'	Cu	Stockwork y diseminado			Jurásico superior	Areniscas rojas Lavas andesíticas intercaladas	Formación Tordillo
	Germinal	32° 38'	70° 06'	Cu	Relleno de vesículas y brecha con mineralización discontinua			Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas	Grupo Mendoza
	Hilda (Grupo Las Choicas)	34° 55'	70° 17'	Cu	Vetiforme			Jurásico superior Terciario	Areniscas y conglomerados, Diorita	Formación La Manga Plutonitas Andinas
	Infiernillo	34° 40'	68° 47'	Cu	Vetiforme, vetillas	Cu: 0,1 %; Mo: 0,01 %; Au: 0,10 a 0,68 g/t; Ag: 1,3 a 1,18 g/t		Cámbrico-Ordovícico Pérmico inferior Triásico inferior	Volcanitas y sedimentitas pórfiro dacítico y riodacítico	Ectinita La Horqueta Subgrupo Cochico
	La Campeona (Grupo Las Cuevas)	32° 50'	70° 03'	Cu	Relleno de vesículas y fracturas en manto	Cu: 3,3%		Jurásico	Andesitas, tobas	
	La Carmelita	36° 31'	69° 28'	Cu	Impregnaciones lentiformes		< 15.000 t (inferidos)	Cretácico	Areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	La Encantadora	35° 24'	70° 01'	Cu	Skarn			Jurásico-Cretácico, Terciario	Calizas, Andesitas y dioritas	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	La India	34° 35'	68° 54'	Cu	Falla mineralizada			Carbonífero Pérmico-Triásico	Conglomerado y areniscas Pórfiros riodacíticos	
	La Mascota	32° 36'	69° 02'	Cu	Impregnación en esquistos y cuerpos de serpentina			Ordovícico	Metasedimentos	
	La Piola	37° 08'	69° 27'	Cu	Impregnación y relleno de diaclasas	Cu: 4,2%	600 t (totales)	Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	La Rica (Grupo Salamanca)	33° 21'	69° 28'	Cu	Cuerpo lentiforme		40.000 t (totales)	Eopaleozoico	Esquistos Peridotita, Ortoanfibolita serpentinizada	Ectinita Guarguaraz
	La Tierra Sol	32° 45'	70° 05'	Cu	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas	Grupo Mendoza
	Las Choicas (P2/7) (Grupo Las Choicas)	34° 55'	70° 17'	Cu	Cuerpos y mantos de reemplazo, guías irregulares	Cu: 4,27 %, Ag: 30 g/t	389.700 t (medidos)	Jurásico superior	Conglomerados, areniscas y calizas	Formación La Manga
	Las Choiquitas (Grupo Las Choicas)	34° 55'	70° 17'	Cu	Vetiforme			Jurásico superior	Areniscas	Formación La Manga
	Leonoito	32° 01'	69° 35'	Cu	Diseminado			Terciario	Pórfiro andesítico	Plutonitas Andinas
	Liu Cullín	36° 07'	69° 48'	Cu	Impregnaciones lentiformes		< 5.000 t (inferidos)	Cretácico	Areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	Lora	34° 34'	68° 48'	Cu	Vetiforme			Cámbrico	Filitas sericíticas	Formación La Horqueta
	Luisa (P4/7) (Grupo Salamanca)	33° 21'	69° 27'	Cu	Cuerpo lentiforme serpentínico	Cu: 6%		Eopaleozoico	Esquistos Peridotita, Ortoanfibolita serpentinizada	Ectinita Guarguaraz
	Mallín de los Caballos	36° 03'	69° 51'	Cu	Banco, impregnaciones en fósiles	Cu: 1,1%; Au: 0,08% g/t; Ag: 9,5 g/t		Cretácico	Areniscas y conglomerados	Grupo Neuquén
	Manto Azul	32° 30'	69° 13'	Cu	Impregnaciones			Ordovícico	Filitas	
	Manto Flor	32° 30'	69° 13'	Cu	Impregnaciones	Cu: 4,8%	50.000 t (totales)	Pérmico-Triásico?	Andesitas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Manto Poroso	32° 30'	69° 13'	Cu	Impregnaciones		15.000 t (totales)	Pérmico-Triásico?	Andesitas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Mantos de Cobre	32° 28'	69° 05'	Cu	Vetiforme Relleno de brechas, grietas y fisuras	Cu: 5%; Au: 0,5 g/t; Ag: 1 g/t	15.000 t (totales)	Pérmico-Triásico?	Andesitas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Mantos Preciosos	32° 49'	69° 11'	Cu	Vetiforme		60.000 t (totales)	Ordovícico	Calizas	Conjunto Farallones-Bonilla
	Marcial, Clotilde	34° 55'	70° 14'	Cu	Stockwork en manto plegado			Jurásico-Cretácico	Areniscas rojas	Grupo Mendoza
	Mechanquil 1, 2	36° 13'	69° 52'	Cu-V				Cretácico superior	Pelitas, yeso	Grupo Neuquén
	Novillo Muerto	30° 26'	69° 27'	Cu	Diseminado					
	Pablo Daniel	36° 15'	69° 30'	Cu	Impregnaciones lentiformes		8.500 t (totales)	Cretácico	Areniscas calcáreas	Grupo Neuquén
	Pascual (Grupo Salamanca)	33° 21'	69° 27'	Cu	Cuerpo lentiforme serpentínico			Eopaleozoico	Esquistos Peridotita, Ortoanfibolita serpentinizada	Ectinita Guarguaraz
	Paso de Las Bardas	37° 08'	69° 26'	Cu	Impregnación y relleno de diaclasas	Cu: 3,1%	2.500 t (totales)	Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	Polvaredas	32° 40'	69° 43'	Cu	Chimenea de brecha			Carbonífero	Leptometamorfitas, areniscas, pizarras, cuarcitas	
	Puesto La Peña	32° 42'	68° 59'	Cu	Niveles de segregación magmática y stockwork			Triásico	Diorita, gabro, piroxenita	
	Río Barrancas	36° 39'	70° 03'	Cu-V	Banco con nódulos mineralizados			Cretácico	Areniscas rojas	Grupo Neuquén
	Río Barrancas	36° 39'	70° 01'	Cu-V				Cretácico superior	Pelitas, yeso	Formación Huitrín
	Río de las Vacas	32° 34'	69° 59'	Cu	Pórfiro cuprífero Diseminado, stockwork, vetillas	Cu: 6,8%		Cretácico inferior Terciario superior	Stock tonalítico Conglomerados, areniscas y tobas	Complejo Eruptivo Eocandínico (Volcanitas Abanico)
	Rosa (Grupo Cerro Mirano)	35° 49'	69° 35'	Cu-U	Impregnación			Cretácico superior		Grupo Neuquén
	Salamanca (Grupo Salamanca)	33° 21'	69° 27'	Cu	Diseminado, venillas	Cu: 6,5%;		Eopaleozoico	Esquistos Peridotita, Ortoanfibolita serpentinizada	Ectinita Guarguaraz
	San Antonio	32° 12'	68° 51'	Cu	Exhalativo submarino	Cu: 3%	60.000 t (totales)	Ordovícico	Caliza dolomítica Serpentinitas	Conjunto Farallones-Bonilla, Complejo Ofiolítico Eofamatínico
	San Antonio 1 y 2	32° 27'	68° 51'	Cu	Brecha de falla mineralizada			Ordovícico Triásico	Calcáreo, areniscas, calizas	
	San Benicio	32° 20'	69° 08'	Cu	Diseminado			Terciario	Pórfiro mesosilícico	Plutonitas Andinas
	San Francisco	32° 18'	69° 09'	Cu	Exhalativo submarino Tabular		25.000 t (totales)	Ordovícico	Caliza dolomítica Serpentinitas	Conjunto Farallones-Bonilla, Complejo Ofiolítico Eofamatínico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	San Jorge I y II	32° 10'	69° 27'	Cu	Diseminado	Cu: 0,35% (en secuencia sedimentaria); Cu: 0,30% (en pórfido granítico) Hasta 2,5g/t Au	43 Mt (diseminado)	Carbonífero Pérmico-Triásico	Sedimentitas clásticas pórfiros félsicos y dacíticos Brecha turmalínica	Formación Yalguaraz
	San José (Grupo Las Cuevas)	32° 52'	70° 02'	Cu	Vetiforme, relleno de vesículas	Cu: 1,75% Zn: 0,28% Ag: 25 g/t	250.000 t (totales)	Jurásico	Andesitas y tobas	
	San Romeleo, Agua Amarga, El Alambre (Grupo San Romeleo)	36° 36'	69° 28'	Cu	Impregnaciones lentiformes, diseminado, vetiforme	Sector principal: ley media: Cu: 1,70%; ley media sectores Agua Amarga Cu: 0,73%; Verde Cu: 2.05%; Azul Cu: 2,24%; Rojo B Cu: 1,60%	Sector principal: 85.416 t (medidos), Agua Amarga: 88.000 t (indicados) Azul: 74.800 t (medidos) Verde: 22.809 t (inferidos) Rojo B: 75.807 t (indicados)	Cretácico	Areniscas calcáreas yesíferas bituminosas	Grupo Neuquén
	Santa Ana, San Sebastián (Grupo Las Cuevas)	32° 44'	70° 08'	Cu	Relleno de vesículas y brechas			Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas	Grupo Mendoza
	Santa Clara	33° 14'	69° 37'	Cu	Diseminado			Terciario - Carbonífero inferior - Pérmico-Triásico	Cuerpos dacíticos y andesíticos Serie sedimentaria Pórfiro granítico	Formación El Plata
	Sud California - Don Ricardo - Don Emilio	32° 43'	69° 05'	Cu	Impregnación en esquistos y cuerpos de serpentina			Carbonífero	Metasedimentos	
	Sybil (Grupo Valle Hermoso)	35° 04'	70° 15'	Cu	Stockwork y relleno de vesículas en lavas		100.000 t (totales)	Jurásico superior	Andesitas	Formación Tordillo
	Uryco (Grupo Cerro Mirano)	35° 49'	69° 35'	Cu-U	Impregnación			Cretácico superior	Areniscas, conglomerados	Grupo Neuquén
	Victoria (Grupo Valle Hermoso)	35° 03'	70° 15'	Cu	Stockwork y diseminado			Jurásico superior	Areniscas rojas Lavas andesíticas intercaladas	Formación Tordillo
	Villagra (Grupo Valle Hermoso)	35° 03'	70° 15'	Cu	Stockwork y diseminado	Cu: 7,6% (escombrera), 0,24% (roca)		Jurásico superior	Areniscas rojas Lavas andesíticas intercaladas	Formación Tordillo
	Violeta	34° 25'	69° 44'	Cu	Vetiforme			Jurásico	Calizas	Formación La Manga
	Yalguaraz	32° 11'	69° 24'	Cu	Diseminado			Terciario	Diorita, dacita, brecha turmalínica	Plutonitas Andinas
	Yalguaraz I y II	32° 08'	69° 25'	Cu	Brechas mineralizadas, vetiforme	Cu: 0,5%; Au: 0,2 ppm	18.000 t (totales)	Carbonífero Triásico	Sedimentitas metamorfizadas, pórfiro granítico	Formación Yalguaraz
CUARZO-FELDESPATO										
	Aisol	35° 09'	68° 18'	Microclino	Pegmatítico Vetiforme		27,188 t (14,534 t medido)	Ordovícico inferior a medio	Calizas con intercalaciones de areniscas calcáreas silíceas. Pegmatitas en granito	Formación Cerro La Ventana y Formación Ponón Trehué (calizas)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Atuel	35° 09'	68° 19'	Microclino	Pegmatítico Vetiforme		66,371 t (36,228 t medido)	Ordovícico inferior a medio	Pegmatitas en granito	Formación Cerro La Ventana y Formación Ponón Trehué (calizas)
	Borbarán	35° 55'	68° 33'	Cuarzo	Reventón			Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro granodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
	Nahuel	35° 10'	68° 18'	Microclino	Pegmatítico Vetiforme			Ordovícico inferior a medio	Pegmatitas en granito	Formación Cerro La Ventana y Formación Ponón Trehué (calizas)
	Ollén	35° 10'	68° 18'	Microclino	Pegmatítico Vetiforme			Ordovícico inferior a medio	Calizas con intercalaciones de areniscas calcáreas silíceas. Pegmatitas en granito	Formación Cerro La Ventana y Formación Ponón Trehué (calizas)
ESMERIL										
	El Peceño	35° 19'	68° 34'	Esmeril				Carbonífero superior - Pérmico inferior	Areniscas, cuarcitas y limolitas	Formación El Imperial
ESTAÑO										
	Arroyo Cuevas	33° 05'	69° 29'	Sn	Diseminado			Carbonífero	Metasedimentos	
FLUORITA										
Agua Escondida	*Buena Esperanza (Grupo El Nevado)*	35° 48'	68° 43'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 77,69%	5.240 t ("económicos")	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Don Mario*	36° 02'	68° 29'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 76-88%		Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Gratitud (Grupo El Nevado)*	36° 03'	68° 40'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 75,5%	600 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Herminda (Grupo El Nevado)*	36° 00'	68° 29'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 90-95%	3.920 t (medidos), 1.680 t (inferidos), 2.240 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*La Catita (Grupo El Nevado)*	35° 58'	68° 29'	Fluorita-baritina	Vetiforme	Muestra 1: CaF_2: 94,07%; muestra 2: CaF_2: 48,07%	1.500 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro granodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*La Morocha*	35° 00'	68° 39'	Fluorita	Vetiforme, guías y venas			Pérmico inferior	Tobas riolíticas	Subgrupo Cochico
Agua Escondida	*La Susana (Grupo El Nevado)*	35° 57'	68° 33'	Fluorita-baritina	Brecha		300 t (medidos)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico y granodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*La Ventana (Grupo El Nevado)*	35° 52'	68° 43	Fluorita-baritina	Brecha	CaF_2: 93%	390 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico y granodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Liana I a VI (Grupo El Nevado)*	36° 04'	68° 21'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 79,2%	12.330 t (inferidos + indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro granítico, granodiorítico, riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*María Angélica*	35° 58'	68° 23'	Fluorita-baritina	Vetiforme	Vetas, guías y venillas en faja tectónica	CaF_2: 77,85%	Pérmico superior-Triásico inferior	Riolita	Subgrupo Cerro Carrizalito

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Agua Escondida	*Pebeta (Grupo El Nevado)*	36° 00'	68° 29'	Fluorita-baritina	Relleno de fractura	CaF_2: 90,74%	7.800 t (medidos), 4.000 t (inferidos), 4.600 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Prodigio (Grupo El Nevado)*	36° 07'	68° 22'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 78,6%	350 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro granodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*San Juan (Grupo El Nevado)*	36° 02'	68° 30'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 80%; SiO_2: 5,8-18%; Fe_2O_3: 0,1-1,0%	1.120 t (inferidos), 2.240 t (indicado)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro granodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Superior*	35° 59'	69° 02'	Fluorita-baritina	Vetiforme	CaF_2: 87,41-96,23%; SiO_2: 1,48-8,54%	25.000 t (totales)	Paleozoico	Pizarras, cuarcitas, filitas, calizas	
Agua Escondida	*Vetti*	36° 10'	68° 31'	Fluorita-baritina	Mineralización disgregada en brecha tectónica	CaF_2: 75,5%	670 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Virginia (Grupo El Nevado)*	35° 58'	68° 29'	Fluorita-baritina	Venas y guías en faja tectónica	CaF_2: 75,50%	1.500 t (indicados)	Pérmico superior-Triásico inferior	Pórfiro granodiorítico y riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Cerro Diamante	*Gibraltar (Grupo Piedra de Afilar)*	34° 34'	68° 56'	Fluorita, Pb	Brecha en falla, bolsón lenticular	CaF_2: 74,74%-92,88%; SiO_2: 24,2%	2.000 t (inferidos)	Carbonífero superior-Pérmico inferior	Areniscas arcósicas	Formación El Imperial
Cerro Diamante	*La Esperanza*	34° 36'	68° 58'	Fluorita, Pb	Vetiforme	CaF_2: 83,7%	2.000 t (inferidos)	Carbonífero superior-Pérmico inferior	Areniscas arcósicas	Formación El Imperial
Cerro Diamante	*Los Dos Amigos (Grupo 25 de Mayo)*	34° 32'	68° 59'	Fluorita, Pb	Vetiforme	CaF_2: 70%; SiO_2: 23%	4.800 t (medidos), 4.000 t (inferidos) 4.500 t (indicados)	Pérmico superior - Triásico inferior	Brechas volcánicas	Formación El Imperial
Cerro Diamante	*Los Tolditos (Grupo 25 de Mayo)*	34° 33'	68° 47'	Fluorita, Pb	Vetiforme y guías	CaF_2: 60%; SiO_2: 25%		Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
	Austeridad	34° 35'	68° 59'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 70%	15.000 t (totales)	Carbonífero superior-Pérmico inferior, Pérmico-Triásico	Areniscas, Pórfiro riodacítico	Formación El Imperial Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Don José Mario	34° 34'	69° 02'	Fluorita	Vetiforme		< 5.000 t (inferidos)	Pérmico-Triásico	Pórfiro riolítico, Andesitas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Huaraytá	34° 34'	69° 00'	Fluorita	Vetiforme		5.000 t (inferidos)	Pérmico-Triásico	Brecha andesítica propilitizada	Complejo Eruptivo Gondwánico Volcanitas Choiyoi
	Los Tolditos	34° 37'	68° 47'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 69%	70.000 t (inferidos)	Pérmico-Triásico	Pórfiro riolítico	Complejo Eruptivo Gondwánico Volcanitas Choiyoi
	Santa María, Alicia	32° 44'	69° 20'	Fluorita	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Pórfiro granítico	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Yaucha	34° 14'	69° 23'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 53,4%; Pb: 3,17%	60.000 t (totales)	Pérmico-Triásico	Pórfiro riolítico Granito biotítico	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
GRAFITO										
	Benita Celia	32° 54'	69° 14'	Grafito	Irregular			Ordovícico	Metasedimentos	
	La Paraguaya	34° 33'	68° 46'	Grafito	Cemento de brecha	C:8%	450.000 t (totales)	Paleozoico inferior	Metamorfitas	Formación La Horqueta
HIERRO										
	Arroyo El Seguro	35° 37'	70° 23'	Fe-Cu	Diseminado, reemplazo			Jurásico-Cretácico, Terciario	Caliza, Andesita	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	Arroyo Felipe	34° 58'	69° 53'	Fe	Vetiforme	Fe:56%		Jurásico areniscas	Yeso	Formación Lotena
	Arroyo Infiernillo	35° 19'	70° 06'	Fe	Stockwork			Pérmico-Triásico	Porfiritas	Complejo diseminado Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Arroyo La Línea	34° 17'	69° 58'	Fe-Cu	Skarn	Cu:20-40 ppm Pb:5-15 ppm (muestras puntuales)		Jurásico	Calizas	Formación Calabozo
	Arroyo Las Cargas	35° 15'	70° 19'	Fe	Skarn	Fe:14-54%; Cu:250-2600 ppm, Au:< 50 ppm, Co:0,04% (muestras puntuales)		Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas	Grupo Mendoza
	Atlas I, Atlas II	35° 06'	69° 58'	Fe-Mn	Bolsones de reemplazo	Fe:36%, Mn:11%	15.000 t (inferidos)	Jurásico Terciario	Calizas, Andesitas	Formación La Manga Plutonitas Andinas
	Atlas III	33° 01'	69° 03'	Fe	Bolsones	Fe:36%; Mn:11%	15.000 t (totales)	Jurásico	Calizas	Formación La Manga
	Buenaventura - Mayán	35° 58'	69° 52'	Fe	Vetiforme	Fe:45-55%		Jurásico-Cretácico	Calcáreos	Grupo Mendoza
	Cabeceras del Colorado	35° 39'	69° 56'	Fe	Skarn, vetiforme	Fe:43-61%	100.000 t	Jurásico-Cretácico, Terciario	Caliza, Andesita	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	Cajón del Yeso, Arroyo Trolón	35° 48'	69° 36'	Fe	Vetiforme	Fe:59%		Terciario	Andesita hornblendífera, brechas piritizadas	Plutonitas Andinas
	Cajón Grande	35° 15'	70° 11'	Fe	Vetiforme	Fe:63,5%		Jurásico	Yeso	Formación Auquilco
	Cerro del Panul	35° 05'	69° 47'	Fe	Skarn	Fe:64,4%		Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas	Grupo Mendoza
	Cerro Rojino	35° 35'	70° 01'	Fe	Skarn, vetiforme	Fe:58%		Jurásico-Cretácico, Terciario	Caliza, Traquiandesita	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	Don Juan	32° 08'	69° 25'	Fe				Devónico	Areniscas	
	Don Rocha	33° 29'	69° 26'	Fe	Lentiforme	80% Magnetita	5.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Esquistos. Cuerpo máfico serpentinizado	Ectinita Guarguaraz
	El Chacay	35° 21'	69° 51'	Fe	Irregular	Fe:56,6%		Jurásico	Calizas	Formación La Manga
	El Chacay	36° 21'	70° 51'	Fe	Diseminado	Fe:20,7%, Mn:3,5%		Terciario	Diorita	Plutonitas Andinas
	El Kaiser	35° 38'	69° 56'	Fe	Skarn vetiforme	Fe:54,6-61%	<100.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico, Terciario	Calcáreos, Andesitas, dioritas	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	El Rezago	35° 39'	69° 57'	Fe	Vetiforme	Fe:40-62%	< 40.000 t (inferidos)	Terciario	Andesita	Plutonitas Andinas
	Hierro Félix	35° 35'	70° 21'	Fe	Skarn	Fe:51-65%	20.500 t (totales)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas Andesita	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Hierro Indio	34° 59'	69° 46'	Fe	Cuerpos de reemplazo, skarn	Fe:40-70%	450.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Calizas (skarn) y lutitas calcáreas, intruidas por dioritas, andesitas y traquiandesitas del Grupo Molle	Grupo Mendoza
	La Fortuna	32° 38'	69° 02'	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Metasedimentos	Formación Villavicencio
	La Generosa	32° 58'	69° 07'	Fe	Vetiforme	Fe: 18 y 37 %		Ordovícico	Granito Pizarras	Granito Cacheuta-Formación Villavicencio
	La Ponderosa	33° 00'	69° 06'	Fe	Vetiforme			Ordovícico Pérmico inferior	Granito Pizarras	Granito Cacheuta-Formación Villavicencio
	La Tosca	33° 01'	69° 10'	Fe	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Porfiritas y tobas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Laguna Diamante	34° 06'	69° 51'	Fe	Skarn			Jurásico	Areniscas, calizas	Formación La Manga
	Nenche, Vegas Peladas	35° 22'	69° 57'	Fe	Skarn	Fe: 60 %, Fe:39-69% (en Vegas Peladas)		Jurásico Terciario	Calizas, Dioritas	Formación La Manga Plutonitas Andinas
	Paso de los Andes	32° 57'	69° 06'	Fe	Vetiforme			Ordovícico Pérmico inferior	Granito Pizarras	Granito Cacheuta-Formación Villavicencio
	Piedra Imán	35° 42'	69° 36'	Fe	Skarn	Fe:40-51%		Jurásico-Cretácico Terciario	Calcáreos Andesitas, dioritas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Poblet	34° 39'	70° 05'	Fe	Skarn	Fe:53,6-57%	125.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas	Formación La Manga
	Puente Colgante	33° 01'	69° 07'	Fe	Irregular			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Rincón de las Tordillas	35° 42'	69° 37'	Fe	Skarn	Fe:41-68%	18.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calcáreos Andesitas, dioritas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Río de Las Vacas	32° 33'	69° 59'	Fe	Irregular			Terciario	Andesitas	Plutonitas Andinas
	Santafecina	33° 01'	69° 10'	Fe	Irregular			Pérmico-Triásico	Plutonitas y tobas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Tito	35° 14'	69° 52'	Fe	Skarn	Fe:56,4-62%	10.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico Terciario	Areniscas, calizas, Granodiorita	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Tito I	35° 19'	69° 47'	Fe	Skarn	Fe:56,4%	10.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calcáreos, andesitas, dioritas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Vegas Atravesadas	35° 27'	69° 56'	Fe	Vetiforme			Jurásico-Terciario	Margas, calizas, Andesitas dioritas	Formación La Manga Plutonitas Andinas
MAGNESITA										
Tupungato	*Magnesita Tupungato*	33° 21'	69° 27'	Magnesita	Cuerpos, venillas	$MgCO_3$:22-50%	1.600.000 t (indicados más inferidos)	Eopaleozoico	Metamórficas Ultrabásicas serpentinizadas	Ectinita Guarguaraz
MANGANESO										
Agua Escondida	*Beba (Grupo Ethel)*	36° 02'	68° 39'	Mn	Vetiforme	Mn:20-25%	300.000 t (inferidos)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Agua Escondida	*Chacayal (Grupo Santa Cruz)*	36° 10'	68° 27'	Mn	Vetiforme	Mn:45%		Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Don Luis (Grupo Ethel)*	36° 00'	68° 49'	Mn	Vetiforme	Mn:25-35%	90.000 t (totales)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Ethel (Grupo Ethel)*	36° 02'	68° 39'	Mn	Vetiforme	Mn:35-40%	250.000 t (totales); 450.000 t (inferidos)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico, diques andesíticos	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Haydee (Grupo Santa Cruz)*	36° 02'	68° 28'	Mn	Vetiforme			Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Iris (Grupo Ethel)*	36° 00'	68° 48'	Mn	Vetiforme	Mn:40-45%	75.000 t (totales)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Jorge Alberto (Grupo Santa Cruz)*	36° 04'	68° 26'	Mn	Relleno de brecha			Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*La Negrita (Grupo Ethel)*	35° 59'	68° 53'	Mn	Vetiforme	Mn:40%	2.000 t (indicados)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico y brechas ígneas de pórfiros riolíticos. Riolitas	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Lidia (Grupo Ethel)*	35° 46'	68° 26'	Mn	Vetiforme brecha			Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Lomas Moras (Grupo Ethel)*	35° 50'	68° 47'	Mn	Vetiforme brecha			Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico y granodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Marta Haydeé (Grupo Ethel)*	36° 03'	68° 54'	Mn	Vetiforme brecha	Mn:45%	17.000 t (inferidos)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Patricia Mónica (Grupo Ethel)*	35° 59'	68° 49'	Mn	Vetiforme brecha	Mn:45%		Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico y brechas ígneas de pórfiros riolíticos. Riolitas	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Piedras de Fuego (Grupo Ethel)*	35° 59'	68° 54'	Mn	Vetiforme brecha	Mn:50%	15.3510 t	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico y brechas ígneas de pórfiros riolíticos. Riolitas	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Rosa Isabel (Grupo Ethel)*	36° 00'	68° 49	Mn	Vetiforme brecha	Mn:30%	110.000 t (inferidos)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Roxana (Grupo Ethel)*	36° 00'	68° 51'	Mn	Vetiforme brecha	Mn:25%	4.000 t (inferidos)	Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
Agua Escondida	*Santa Cruz (Grupo Santa Cruz)*	36° 02'	68° 27'	Mn	Vetiforme brecha	Mn:38-40%		Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
	Arroyo Lagañoso o Manganeso Argentino	32° 18'	69° 50'	Mn	Vetiforme	Mn:26%	60.000 t (totales)	Pérmico-Triásico	Pórfiro riolítico, andesitas y traquiandesitas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Chachahuén Nº1	37° 01'	68° 52'	Mn	Vetiforme			Cretácico	Bancos areno-arcillosos	Grupo Neuquén
	Don Torres	34° 27'	68° 49'	Mn	Vetiforme					
	Don Venancio	35° 07'	69° 59'	Mn	Vetiforme			Jurásico, Terciario	Calizas, Diques andesíticos	Formación La Manga Plutonitas Andinas
	El Gato	35° 32'	69° 57'	Mn-Fe	Vetiforme	Mn: 28%; Fe:22%	200.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas	Formación La Manga
	El Lindero	34° 27'	68° 49'	Mn	Vetiforme					
	Manganeso del Atuel	34° 59'	69° 46'	Mn	Vetiforme			Cretácico	Calizas, margas	
	Parodi	32° 33'	69° 01'	Mn	Vetiforme			Ordovícico	Metasedimentos	Formación Villavicencio

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Ponón Trehué	35° 12'	68° 19'	Mn	Vetiforme brecha			Pérmico superior - Triásico inferior	Brecha riolítica	Subgrupo Cerro Carrizalito
	Real de Piedra Ahorcada	33° 57'	69° 40'	Mn	Cemento de conglomerados			Terciario	Conglomerados	
	San José	36° 35'	69° 26'	Mn	Guías e impregnación			Cretácico	Areniscas y margas	Grupo Neuquén
	Yaraví	35° 30'	69° 55'	Mn-Fe	Vetiforme	Mn: 21 %; Fe: 35 %	70.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas	Formación La Manga
MOLIBDENO										
Santa Clara	*Quebrada del Azufre*	33° 16'	69° 36'	Mo-Cu	Stockwork, diseminado	Cu: 0,2 %; Mo: 0,05 %		Pérmico-Triásico	Pórfiro granodiorítico	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
Santa Clara	*Quebrada del Medio*	33° 14'	69° 37'	Mo-Cu	Stockwork, diseminado	Cu: 0,25 %; Mo: 0,03 %		Pérmico-Triásico, Terciario	Pórfiro granítico	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo) Plutonitas Andinas
Santa Clara	*Quebrada del Norte*	33° 11'	69° 36'	Mo-Cu	Stockwork, diseminado	Mo: 0,05 %		Pérmico Triásico	Pórfiro granodiorítico	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Alborada	33° 53'	69° 19'	Mo	Venillas			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Arroyo Cuevas	33° 05'	69° 29'	Mo	Venillas			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Cerro Punta Blanco	33° 36'	69° 32'	Mo	Diseminado			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Invernadas del Castaño	33° 34'	69° 39'	Mo	Diseminado			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
ORO										
Mendoza Norte	*Al Fin Hallada (Grupo Oro del Norte)*	32° 26'	69° 05'	Au	Vetiforme, guías delgadas			Triásico Terciario	Sedimentitas Pórfiros	
Mendoza Norte	*Boqui (Grupo Oro del Sur)*	32° 30'	69° 06'	Au	Vetiforme	Au: 300 g/t		Triásico Terciario	Sedimentitas y diaclasas Pórfiros andesíticos	Grupo Uspallata Grupo Palaoco
Mendoza Norte	*Brillante (Grupo La Negrita)*	32° 19'	69° 08'	Au	Vetiforme Diseminado			Ordovícico superior Terciario	Serpentinita, filita. Pórfiro andesítico	Formación Villavicencio
Mendoza Norte	*Carmen (Grupo La Negrita)*	32° 19'	69° 08'	Au	Vetiforme Diseminado			Ordovícico superior Terciario	Serpentinita, filita. Pórfiro andesítico	Formación Villavicencio
Mendoza Norte	*Deseada (Grupo Oro del Norte)*	32° 26'	69° 05'	Au	Vetiforme, guías delgadas			Triásico Terciario	Sedimentitas Pórfiros	
Mendoza Norte	*La Negrita (P 1/4) / (Grupo La Negrita)*	32° 19'	69° 08'	Au	Vetiforme y Diseminado	Vetiforme: Au: 5,57 g/t, Ag: 135 g/t Diseminado en brecha: Au: 3,85 g/t, Ag: 35 g/t Mena oxidada: Au: 8,81 g/t, Ag: 173,21 g/t	500.000 t (186.000 t medidos)- Vetiforme: 318.000 t (106.000 t en mena oxidada)	Ordovícico superior Terciario	Serpentinita, filita. Pórfiro andesítico	Formación Villavicencio

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Mendoza Norte	*La Verde (Grupo La Negrita)*	32° 18'	69° 09'	Au	Vetiforme Diseminado			Ordovícico superior Terciario	Serpentina, filita. Pórfiro andesítico	Formación Villavicencio
Mendoza Norte	*Leopoldina (Grupo Oro del Sur)*	32° 30'	69° 06'	Au	Vetiforme			Triásico Terciario	Sedimentitas y diabasas. Pórfiros andesíticos	Grupo Uspallata Grupo Palaoco
Mendoza Norte	*Mascareña (Grupo Oro del Sur)*	32° 30'	69° 06'	Au	Vetiforme	Au: 350 g/t		Triásico Terciario	Sedimentitas y diabasas. Pórfiros andesíticos	Grupo Uspallata Grupo Palaoco
Mendoza Norte	*Número Cuatro (Grupo Oro del Norte)*	32° 26'	69° 05'	Au	Vetiforme, guías delgadas			Triásico Terciario	Sedimentitas y diabasas. Pórfiros andesíticos	Grupo Uspallata Grupo Palaoco
Mendoza Norte	*Rotterdam (Grupo La Negrita)*	32° 19'	69° 08'	Au	Vetiforme Diseminado			Ordovícico superior Terciario	Serpentina, filita. Pórfiro andesítico	Formación Villavicencio
Mendoza Norte	*Salvadora (Grupo Oro del Norte)*	32° 26'	69° 05'	Au	Vetiforme, guías delgadas			Triásico Terciario	Sedimentitas y diabasas. Pórfiros andesíticos	Grupo Uspallata Grupo Palaoco
Mendoza Norte	*Very Well (Grupo Oro del Sur)*	32° 30'	69° 06'	Au	Vetiforme guías delgadas			Triásico Terciario	Sedimentitas y diabasas. Pórfiros andesíticos	Grupo Uspallata Grupo Palaoco
	Arco Iris	33° 19'	69° 26'	Au	Vetiforme		6.750 t (totales)	Carbonífero Terciario	Esquistos Cuerpos subvolcánicos dacíticos	Formación Arroyo del Torreón Grupo Palaoco
	Delirio	32° 20'	69° 08'	Au	Diseminado y stockwork			Terciario	Rocas andesíticas	Plutonitas Andinas
	El Cóndor	33° 19'	69° 26'	Au-cuarzo	Vetiforme			Proterozoico tardío	Metamorfitas	Basamento cristalino
	La Josefa	33° 20'	69° 26'	Au	Vetiforme			Carbonífero Terciario	Esquistos Cuerpos subvolcánicos dacíticos	Formación Arroyo del Torreón Grupo Palaoco
	La Porteña: Víbora, Guada, Cobre	33° 19'	69° 19'	Au	Vetiforme	Víbora: Au: 0,6 g/t Ag: 16 g/t Guada: Au: 1,6-4 g/ Cobre: Au: 1,6-3 g/t Ag: 12 g/t	25.000 t (totales)	Carbonífero Terciario	Esquistos Cuerpos subvolcánicos dacíticos	Formación Arroyo del Torreón Grupo Palaoco
	Lucía, La Negra, Minerva, María	37° 12'	70° 38'	Au	Vetiforme	Au: 10 g/t		Carbonífero	Tobas	Formación Arroyo del Torreón
	San Cayetano	37° 12'	70° 38'	Au	Vetiforme	Au: 7 g/t	15.000 t (inferidos)	Carbonífero	Tobas	Formación Arroyo del Torreón
	San Ramón	33° 20'	69° 26'	Au	Vetiforme	Au: 3,8 g/t (31 g/t valor puntual)		Carbonífero Terciario	Esquistos Cuerpos subvolcánicos dacíticos	Formación Arroyo del Torreón Grupo Palaoco
PLOMO										
Cerro La Sandía o San Pedro	*Hermann*	35° 21'	68° 25'	Pb	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Cerro La Sandía o San Pedro	*La Liliana*	35° 21'	68° 23'	Pb	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Cerro La Sandía o San Pedro	*Leonor (ex La Salvadora)*	35° 21'	68° 22'	Pb	Vetiforme	Ag: 100 g/t		Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Cerro La Sandía o San Pedro	*San Eduardo*	35° 20'	68° 20'	Pb	Vetiforme	Pb: 8%; Ag: 400 g/t		Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Cerro La Sandía o San Pedro	*Santo Tomás*	35° 21'	68° 24'	Pb	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
Cerro La Sandía o San Pedro	*Valverde*	35° 21'	68° 25'	Pb	Vetiforme			Pérmico inferior	Andesita	Subgrupo Cochico
El Cajón	*Atahualpa Yupanqui*	35° 30'	69° 56'	Pb	Vetiforme	Pb: 13,57% Zn: 8,97%, Ag: 35,65 g/t	60.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas Areniscas	Formación La Manga Formación Tres Esquinas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
El Cajón	*Cuhinchenque*	35° 30'	69° 56'	Pb	Vetiforme	Pb: 0,64 %, Zn: 0,80 %, Ag: 19,8 g/t	67.000 t (totales)	Jurásico	Areniscas	Formación Tres Esquinas
El Cajón	*El Cajón*	35° 24'	69° 57'	Pb	Vetiforme	Pb: 8% ; Zn: 4,50% ; Ag: 32-210 g/t; Au: 0,2-8,80 g/t	147.396 t (inferidos) 44.218 (geológicos)	Jurásico Terciario	Calcáreos Andesita, dacita	Formación Tres Esquinas Grupo Palaoco
El Cajón	*El Páramo*	35° 23'	69° 55'	Pb	Vetiforme			Jurásico Terciario	Calcáreos Andesita, dacita	Formación Tres Esquinas Grupo Palaoco
El Cajón	*La Cumbre*	35° 24'	69° 56'	Pb	Vetiforme			Jurásico	Calcáreos	Formación Tres Esquinas
El Cajón	*La Flor*	35° 23'	69° 55'	Pb	Vetiforme, stockwork	Vetas: Pb: 18,50 %, Zn: 0,40 % ; Ag: 349,7 g/t	40.000 t (totales)	Jurásico Terciario	Calcáreos Dacita	Formación La Manga Plutonitas Andinas
Infierno	*Argentina*	34° 38'	68° 46'	Pb	Vetiforme			Eopaleozoico Pérmico superior-Triásico inferior	Metamorfitas intruidas por cuerpos riolíticos	Formación La Horqueta Subgrupo Cerro Carrizalito
Infierno	*Carmen*	34° 39'	68° 48'	Pb	Vetiforme			Eopaleozoico Pérmico superior-Triásico inferior	Metamorfitas intruidas por cuerpos riolíticos	Formación La Horqueta Subgrupo Cerro Carrizalito
Infierno	*Descubridora*	34° 37'	68° 47'	Pb	Vetiforme	Pb: 10-20% ; As: 3-5 % ; Ag: 18-400 g/t; Au: 1-2 g/t		Eopaleozoico Pérmico superior-Triásico inferior	Metamorfitas intruidas por cuerpos riolíticos	Formación La Horqueta Subgrupo Cerro Carrizalito
Infierno	*Infierno*	34° 40'	69° 48'	Pb	Vetiforme			Eopaleozoico Pérmico superior-Triásico inferior	Metamorfitas intruidas por cuerpos riolíticos	Formación La Horqueta Subgrupo Cerro Carrizalito
Infierno	*Santa Teresa*	34° 40'	68° 48'	Pb	Vetiforme			Eopaleozoico Pérmico superior-Triásico inferior	Metamorfitas intruidas por cuerpos riolíticos	Formación La Horqueta Subgrupo Cerro Carrizalito
	Cela	34° 37'	68° 46'	Pb	Vetiforme			Carbonífero Pérmico - Triásico	Esquistos Pórfiros dacíticos y riolíticos	Complejo Eruptivo Gondwánico (Volcanitas Choiyoi)
	Comandante Alvarez	33° 59'	69° 22'	Pb	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Don Sergio	35° 58'	68° 30'	Pb	Vetiforme			Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiro ganodiorítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
	El Paisano	34° 20'	68° 45'	Pb	Brecha de falla			Pérmico	Tobas y riolitas	
	El Rodeo	34° 29'	68° 54'	Pb	Vetiforme			Carbonífero	Kersantita	
	Juan Carlos	36° 19'	69° 44'	Pb	Vetiforme	Cu: 5,2% ; Zn: 1,5%		Terciario	Andesitas	Formación Colipilli
	La Carolina	32° 20'	69° 10'	Pb-Ag-Au	Vetiforme			Ordovícico	Dolomías, Anfibolitas serpentinizadas	Complejo Ofiolítico Eofamatínico
	La Esperanza	36° 05'	68° 25'	Pb	Vetiforme			Carbonífero superior Pérmico superior Triásico inferior	Ortocuarcitas con pasaje a areniscas conglomerádicas y conglomerados. Pórfiro riolítico	Formación Agua Escondida Subgrupo Cerro Carrizalito
	La India	34° 36'	68° 54'	Pb	Irregular			Carbonífero, Pérmico-Triásico	Conglomerados, areniscas. Pórfiros riodacíticos intrusivos	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	La Paisanita	34° 20'	68° 46'	Pb	Vetiforme			Pérmico	Tobas y riolitas	
	La Plomiza	33° 03'	69° 18'	Pb	Vetiforme	Pb: 5,2%;	< 8.000 t (inferidos)	Triásico	Areniscas	Grupo Uspallata
	La Puntilla	36° 20'	69° 43'	Pb	Vetiforme			Terciario	Andesitas	Formación Colipilli
	Las Hornillas	32° 58'	69° 18'	Pb	Vetiforme	Pb: 13,77%	33.000 t (inferidos)	Triásico	Areniscas, brechas porfiríticas	Grupo Uspallata
	Lola	33° 29'	69° 25'	Pb	Vetiforme			Carbonífero	Micacitas	Formación Bonilla
	Pablita	33° 29'	69° 26'	Pb	Vetiforme	Disminución ley de Pb de 12,5% a 4,2 % en profundidad y aumento de Zn de 26 % a 50,8 %; Au: 8 g/t , Ag:160 g/t		Eopaleozoico	Esquistos	Ectinita Guarguaraz
	Potosí	36° 05'	68° 25'	Pb	Vetiforme			Carbonífero superior Pérmico superior Triásico inferior	Ortocuarcitas con pasaje a areniscas conglomerádicas y conglomerados. Pórfiro riolítico	Formación Agua Escondida Subgrupo Cerro Carrizalito
	Río Diamante (ex Las Picazas)	34° 15'	69° 15'	Pb	Vetiforme lenticular	Pb: 10-20%; Zn: 4,5% ; Ag: 200 g/t; As: 5% ; Cu: 0,4%; Au: 1-2 g/t	80.000 t (totales)	Eopaleozoico Pérmico superior-Triásico inferior	Esquistos sericíticos	Formación La Horqueta Subgrupo Cerro Carrizalito
	Rosario	32° 53'	69° 47'	Pb	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Pórfiro	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Santa Rosa o Santa Teresa	33° 37'	69° 31'	Pb	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
	Yaucha	34° 14'	69° 22'	Pb-F	Vetiforme	Pb: 5% ; Ag: 263 g/t		Pérmico-Triásico	Granito biotítico	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
PLOMO-PLATA-CINC										
Mendoza Norte	*Paramillos de Uspallata*	32° 27'	69° 07'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 2,9 %, Zn: 5,3 % Ag: 662 g/t	414.000 t (medidos)	Triásico Terciario	Areniscas, tobas y arcilitas Basaltos. Pórfiro andesítico	Grupo Uspallata Grupo Palaoco
	Rosario	37° 12'	70° 38'	Au-Pb-Zn	Vetiforme			Carbonífero, Terciario	Tobas, Andesita-dacita	Formación Arroyo del Torreón Plutonitas Andinas
POLIMETALICOS										
	Aguas Amarillas	35° 15'	70° 02'	Fe-Ni-Cu-Co	Skarn	Fe: 0,3-14 %, Co: 14-116 ppm, Cu: 2-400 ppm, Ni: 8-460 ppm		Jurásico-Cretácico, Terciario	Areniscas calcáreas Diorita-granodiorita	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
POTASIO, SALES										
Sierra de Reyes	*Guitarras*	37° 02'	69° 24'	Silvita	Evaporítico			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
Sierra de Reyes	*Los Tilos*	36° 53'	69° 52'	Silvita	Evaporítico			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
Sierra de Reyes	*Río Colorado*	37° 00'	69° 30'	Silvita	Niveles interestratificdos con sal de roca	K_2O: 20-30 %	2.000 Mt (geológicos)	Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
SAL										
	Blanca	36° 38'	69° 46'	Sal de roca	Evaporítico Bancos			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
	El Negro	36° 38'	69° 47'	Sal de roca	Evaporítico Bancos			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
	Gilda	36° 38'	69° 46'	Sal de roca	Evaporítico Bancos			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
	Gustavo	36° 39'	69° 48'	Sal de roca	Evaporítico Bancos			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
	Horacito	36° 38'	69° 47'	Sal de roca	Evaporítico Bancos			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
	La Calle	36° 29'	66° 44'	Sal de roca	Evaporítico Bancos			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
	Patricia	36° 39'	69° 48'	Sal de roca	Evaporítico Bancos			Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
	Ranquiles	36° 31'	69° 40'	Sal de roca	Evaporítico Bancos	NaCl: 94-97%; K: 0,51% Impurezas: SO_4, Ca, K y arcillas	132.000 t (medidos) 260.000 (inferidos e indicados)	Cretácico	Arcillas yesíferas y areniscas	Formación Huitrín
	Salinas del Diamante	34° 54'	68° 53'	Sal	Salmuera	NaCl: 68%; Salmueras: Ca: 0,60 g/l, Mg: 0,25 g/l, Na: 26,07 g/l	1.400.000 t	Carbonífero, Terciario	Emplazada sobre estratos de sal con intercalaciones de arcilla	Formación El Plata
	Salinas del Luncay	36° 37'	69° 45'	Sal de roca	Evaporítico Bancos	NaCl: 97%	22.500.000 t; 14.000.000 t (medidos)	Cretácico	Yeso y arcillas	Formación Huitrín
SELENIO										
	Cerro Cacheuta	33° 01'	69° 08'	Se	Vetiforme	Se: 30%; Ag: 21 g/t; Cu: 1,8%		Pérmico-Triásico	Pórfiro granítico	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas Portillo)
SULFATO DE SODIO										
San Miguel	*General San Martín*	32° 29'	67° 37'	Sulfato de Sodio	Evaporítico Costras	Na_2SO_4: 8%	1,84 Mt	Cuaternario	Areniscas, limos, arcillas y cenizas volcánicas	
San Miguel	*Hugo*	32° 37'	67° 18'	Sulfato de Sodio	Evaporítico Costras			Cuaternario	Areniscas, limos, arcillas y cenizas volcánicas	
San Miguel	*María Luisa*	32° 15'	67° 39'	Sulfato de Sodio	Evaporítico Costras			Cuaternario	Areniscas, limos, arcillas y cenizas volcánicas	
San Miguel	*Martha*	32° 16'	67° 39'	Sulfato de Sodio	Evaporítico Costras			Cuaternario	Areniscas, limos, arcillas y cenizas volcánicas	
San Miguel	*Unión I y II*	32° 13'	67° 48'	Sulfato de Sodio	Evaporítico Costras			Cuaternario	Areniscas, limos, arcillas y cenizas volcánicas	
TALCO										
La Cortaderita-Yalguaraz	*Agua Dulce*	32° 18'	69° 08'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		400.000 t (indicados + inferidos) 500.000 t (ocultos) (para todo el distrito)	Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Blanca*	32° 12'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Cerro Blanco*	32° 15'	69° 08'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-	Bolsones, vetiforme. Cuerpos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas	Grupo Villavicencio

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
				Crisotilo-Serpentina	serpentínicos				serpentinizadas y calizas	
La Cortaderita-Yalguaraz	*Charito*	32° 12'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Corrientes*	32° 15'	69° 08'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Don José*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Don Néstor*	32° 12'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Don Zoilo*	32° 12'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*El Cacique*	32° 18'	69° 08'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Flor de Ceibo*	32° 15'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Flor de Ceibo 2*	32° 15'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		< 10.000 t (inferidos)	Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Gioconda*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Gran Capitán*	32° 15'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Grupo Yalguaraz*	32° 16'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Hércules*	32° 16'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		< 10.000 t (inferidos)	Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Isabel*	32° 12'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Isabel*	32° 40'	69° 11'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
La Cortaderita-Yalguaraz	*Juan XIII*	32° 17'	69° 08'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-	Bolsones, vetiforme. Cuerpos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas	Grupo Villavicencio

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
				Crisotilo-Serpentina	serpentínicos				serpentinizadas y calizas	
La Cortaderita-Yalguaraz	*La Berdeana*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*La Jorgelina*	32° 14'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		< 10.000 t (inferidos)	Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*La Raspa*	32° 16'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Lorenzo III*	32° 12'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Lucía Beatriz*	32° 17'	69° 08'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Luisa*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Manolo I*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Margarita*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*María Eugenia*	32° 18'	69° 08'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*María Isabel*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		70.000 t (inferidos)	Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*María Teresa*	32° 43'	69° 20'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Marisol*	32° 19'	69° 09'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Maruja*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Mirtha*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Norma*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-	Bolsones, vetiforme. Cuerpos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas	Grupo Villavicencio

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
				Crisotilo-Serpentina	serpentínicos				serpentinizadas y calizas	
La Cortaderita-Yalguaraz	*Santo de la Quebrada*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Valeria*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Walli*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Walter*	32° 13'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
La Cortaderita-Yalguaraz	*Yolí*	32° 12'	69° 07'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
Salamanca-San Pablo	*Beatriz*	33° 22'	69° 28'	Talco-actinolita	Irregular		60.000 t (inferidos) 300.000 t (inferidos + indicados) 100.000 t (ocultos) (para todo el distrito)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Carlos Alberto*	33° 26'	69° 24'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Chichi*	33° 22'	69° 28'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Dianucha*	33° 26'	69° 24'	Talco-actinolita	Irregular		60.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Doce Hermanos*	33° 20'	69° 27'	Talco-actinolita	Irregular		70.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*El Caballo*	33° 22'	69° 29'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*El Pato*	33° 26'	69° 24'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Juan José*	33° 19'	69° 26'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*La del Medio*	33° 26'	69° 24'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas	Ectinita Guarguaraz

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
									y calizas	
Salamanca-San Pablo	*La Pampa*	33° 26'	69° 24'	Talco-actinolita	Irregular		> 10.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*La Torre*	33° 22'	69° 28'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Los Mesones*	33° 25'	69° 24'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Matilde*	33° 22'	69° 28'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Salamanca-San Pablo	*Verónica*	33° 26'	69° 24'	Talco-actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Bonilla*	32° 41'	69° 13'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		25.000 t (inferidos) 280.000 t (inferidos + indicados) 50.000 t (ocultos) (para todo el distrito)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Gualguaraz
Uspallata-Bonilla	*Carmen, La Sarita, Susy I*	32° 42'	69° 12'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		20.000 t (inferidos)	Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
Uspallata-Bonilla	*Don Hernesto*	32° 32'	69°11'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		25.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Don Luis*	32° 40'	69° 12'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		20.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Eolipse*	32° 40'	69° 10'	Talco-Actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Gobernador Cano*	32° 38'	69° 12'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		< 10.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Jaguelito*	31° 44'	69° 10'	Talco-Actinolita	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*La Flor*	32° 34'	69° 11'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*La Mendocina*	32° 33'	69° 13'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		< 10.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas	Ectinita Guarguaraz

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
				Serpentina					y calizas	
Uspallata-Bonilla	*La Nona*	32° 33'	69° 11'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*La Salada*	32° 35'	69° 16'	Talco-Asbesto	Tabular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*María Alejandra*	32° 35'	69° 11'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Rivadavia*	32° 38'	69° 11'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos		90.000 t (inferidos)	Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Salada Segunda*	32° 34'	69° 12'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*San Guillermo*	32° 41'	69° 10'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Irregular			Eopaleozoico	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Ectinita Guarguaraz
Uspallata-Bonilla	*Victoria*	32° 34'	69° 12'	Talco-Actinolita-Grafito-Antigorita-Crisotilo-Serpentina	Bolsones, vetiforme. Cuerpos serpentínicos			Ordovícico superior	Metamorfitas Rocas ultrabásicas serpentinizadas y calizas	Grupo Villavicencio
URANIO										
Cacheuta	*El Trampolín, Luisalfel*	33° 01'	69° 04'	U	Vetiforme	U:0,015-0,1 % (para todo el distrito)		Carbonífero-Pérmico	Granitos, granodioritas	Plutonitas Eofamatínicas
Cacheuta	*Zeus*	33° 01'	69° 05'	U	Vetiforme			Carbonífero-Pérmico	Granitos, granodioritas	Plutonitas Eofamatínicas
Pampa Amarilla	*Agua Botada o Universidad*	35° 48'	69° 40'	U	Estratiforme	U:0,127% (ley media) Cu:0,1%		Cretácico	Areniscas, arcilitas	Grupo Neuquén
Pampa Amarilla	*Arroyo Seco*	35° 50'	69° 39'	U	Estratiforme	U:0,17%, Cu:1,5%		Cretácico	Areniscas, conglomerados	Grupo Neuquén
Pampa Amarilla	*Casa de Piedra*	35° 49'	69° 38'	U	Impregnación Irregular	U_3O_8:0,50%; Cu:0,1%		Cretácico	Conglomerado	Grupo Neuquén
Pampa Amarilla	*Cerro Mirano*	35° 48'	69° 32'	U	Estratiforme	$U_3O_8$0,05-0,20%; Cu:0,15-7%	18.000 t	Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
Pampa Amarilla	*Huemul*	35° 45'	69° 39'	U	Lentiforme	U_3O_8:0,15-0,25%; Cu:1-2%; V_2O_5:0,20%	98.000 t (totales)	Cretácico	Areniscas y conglomerados	Grupo Neuquén
Pampa Amarilla	*Kilómetro 373*	35° 46'	69° 59'	U-Cu	Impregnación Irregular			Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
Pampa Amarilla	*Puesto Moya*	35° 47'	69° 39'	U-Cu	Impregnación	U_3O_8:0,40-0,50%; Cu:0,5-1%		Cretácico	Conglomera-dos, areniscas	Grupo Neuquén
Pampa Amarilla	*Rosa, Urico, Los Leones, Ureña, Medina, Carrasco*	35° 50'	69° 36'	U	Banco lentiforme	U_3O_8:1%; Cu:0,1-5%		Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
Papagayos	*Independencia*	32° 51'	69° 00'	U	Vetiforme			Triásico	Areniscas y arcilitas rojas	Formación Papagayos
Papagayos	*Papagayos*	33° 54'	69° 00'	U	Vetiforme	U:0,22%		Triásico	Areniscas y arcilitas rojas	Formación Papagayos
Papagayos	*Soberanía*	32° 54'	68° 59'	U	Vetiforme	U_3O_8:0,20%	2.625 t (totales)	Triásico	Areniscas y arcilitas rojas	Formación Papagayos
Ranquil-Có	*El Manzano*	36° 06'	69° 48'	U	Estratiforme			Cretácico	Areniscas, conglomerados, arcillas	Grupo Neuquén
Ranquil-Có	*Los Petisos. Ranquil-Có*	36° 12'	69° 27'	U	Estratiforme	U:0,08%		Cretácico	Areniscas	Grupo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
										Neuquén
Sierra Pintada	*Doctor Baulíes: Tigre 1, Tigre 3, Media Luna I y II, Gaucho I y II*	34° 38'	68° 36'	U	Lentiforme	U: 0,034 % (Tigre 3, Media Luna I y II, Gauchos I y II)	2.115 t (Tigre 3, Media Luna I y II, Gauchos I y II)	Pérmico inferior	Areniscas cuarzo -feldespáticas y cuarzo feldespato - líticas	Miembro Areniscas Atigradas (Formación Los Reyunos)
Sierra Pintada	*Los Reyunos: La Terraza B, La Terraza C*	34° 38'	68° 36'	U	Lentiforme	U: 0,099 % (La Terraza B y C)	11,57 Mt (La Terraza B y C)	Pérmico inferior	Areniscas cuarzo - feldespáticas y cuarzo feldespato - líticas	Miembro Areniscas Atigradas (Formación Los Reyunos)
Sierra Pintada - Sierra de las Peñas	*Cuesta de los Terneros*	34° 46'	68° 28'	U	Brecha	U: 0,22 % (promedio) y contenido. Máximo: 0,68 % U		Pérmico superior - Triásico inferior Pérmico inferior	Pórfiro riolítico, ignimbritas	Subgrupo Cerro Carrizalito - Formación Agua de los Burros
Sierra Pintada - Sierra de las Peñas	*La Rinconada*	34° 46'	68° 28'	U	Dique	U: 0,025 a 0,026 % (promedio). Relación Th/U: 0,023		Pérmico superior - Triásico inferior	Tobas brechosas	Subgrupo Cerro Carrizalito
Sierra Pintada - Sierra de las Peñas	*Manifestaciones: Pircas del Mesón*	34° 46'	68° 28'	U	Vetiforme	U: 0,237 % (promedio). Contenido máximo: U: 0,265 %. Relación Th/U: 0,009		Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiros riolíticos	Subgrupo Cerro Carrizalito
Sierra Pintada - Sierra de las Peñas	*Rincón del Atuel*	34° 46'	68° 28'	U	Dique brechado	U: 0,034 % y 0,085 % (promedio) con máximo de 0,227 % U. Relación Th/U: 0,004		Pérmico superior - Triásico inferior	Pórfiros basandesíticos, pórfiro riolítico	Subgrupo Cerro Carrizalito
VANADIO										
	Don Martín	34° 27'	68° 54'	V	Vetiforme	V_2O_5: 3-4%; Pb: 5%	120.000 t (inferidos)	Carbonífero	Esquistos filíticos	
	El Peseño	35° 19'	68° 34'	V	Vetiforme	V_2O_5: 1,3%	200 t (totales)	Carbonífero superior - Pérmico inferior	Arenisca cuarcítica, limolítica	Formación El Imperial
	Santa Elena	34° 26'	68° 24'	V	Vetiforme	V_2O_5: 3-4%; Pb: 5%		Eopaleozoico	Esquistos filíticos intruidos por cuerpos subvolcánicos riolíticos	Ectinita La Horqueta
WOLFRAMIO										
San Eduardo	*San Eduardo*	33° 28'	69° 26'	W	Vetiforme	WO_3: 0,50%-0,75% (Bolsones con 1 a 20%)	25.000 t	Eopaleozoico Pérmico	Metamorfitas Granito Las Cuevas y diques riolíticos y andesíticos	Ectinita Guarguaraz
	Elsiren	36° 05'	68° 19'	W-Mo	Vetiforme			Carbonífero - Pérmico superior - Triásico inferior	Granito. Diques graníticos y dacíticos	Formación Piedra de Afilar - Subgrupo Cerro Carrizalito
	Josefina o San Pablo	33° 28'	69° 29'	W	Vetiforme	WO_3: 0,5-1% (ley media)	25.000 t (indicados e inferidos)	Precámbrico, Pérmico-Triásico	Esquistos, gneises, granito	Basamento Cristalino, Granito Las Cuevas

MISIONES

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
AGATA										
	Santa Catalina	25° 59´	54°33'	Irregular	Agata			Cretácico inferior	Basaltos tholeíticos	Formación Curuzú Cuatiá
	Urugua-i	26° 01´	54°37´	Irregular	Agata			Cretácico inferior	Basaltos tholeíticos	Formación Curuzú Cuatiá

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
AMATISTA										
	Selva Irupé	25° 57'	54° 35'	Irregular	Amatista			Cretácico inferior	Basaltos tholeíticos	Formación Curuzú Cuatiá
	Tierra Colorada	25° 56'	54° 36'	Irregular	Amatista			Cretácico inferior	Basaltos tholeíticos	Formación Curuzú Cuatiá
HIERRO (LATERITA)										
	Bernardo de Irigoyen	26° 15´	53° 42´	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe	Fe: 53,28%		Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles
	El Dorado-Victoria	26° 25'	54° 35'	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe	Fe: 30,63% (El Dorado-Victoria, Gobernador Roca, Montecarlo, San Ignacio, Santa Inés, Santo Pipó y Wanda)	13,26 Mt (totales) (El Dorado-Victoria, Gobernador Roca, Montecarlo, San Ignacio, Santa Inés, Santo Pipó y Wanda)	Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles
	Gobernador Roca	27° 12´	54° 57´	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe			Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles
	Montecarlo	26° 36´	54° 44´	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe			Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles
	San Ignacio	27° 15´	55° 30´	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe			Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles
	Santa Inés	27° 34´	55° 48´	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe			Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles
	Santo Pipó	27° 09'	55° 26'	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe			Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles
	Wanda	25° 57'	54° 33'	Concreciones nódulos, lentiforme	Fe			Holoceno	Areniscas, arcillas	Formación Apóstoles

NEUQUÉN

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ARCILLA										
	Chita	39° 07'	69° 39'	Arcillas	Mantiforme			Jurásico medio	Arcilitas limosas	Formación Lajas
	El Chenque	39° 11'	69° 46'	Arcillas	Mantiforme			Jurásico medio	Arcilitas limosas	Formación Lajas
	La Beatriz	39° 07'	69° 38'	Arcillas	Mantiforme			Jurásico medio	Arcilitas limosas	Formación Lajas
	La Salvación, La Salvación I	39° 11'	69° 43'	Arcillas	Mantiforme	Arcilla: 57% Limo: 27% Arena: 14%		Cretácico inferior	Arcilitas limosas	Formación Huincul
	Mi Sud	39° 07'	69° 36'	Arcillas	Mantiforme			Jurásico medio	Arcilitas limosas	Formación Lajas
	Rincón del Aguila	39° 09'	69° 42'	Arcillas	Mantiforme			Jurásico medio	Arcilitas limosas	Formación Lajas
	San Ramón	39° 11'	69° 59'	Arcillas	Mantiforme			Jurásico medio	Arcilitas limosas	Formación Lajas
	Verdacho	39° 10'	69° 58'	Arcillas	Mantiforme			Jurásico medio	Arcilitas limosas	Formación Lajas
ASFALTITA										
	Cura-Có	37° 22'	69° 58'	Asfaltita	Vetiforme	7.641 cal/g V_2O_5: 0,43%	4,5 Mt (totales)	Jurásico Cretácico	Margas, esquistos arcillosos	Grupo Mendoza
	Bajada de Campos	37° 07'	69° 48'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5: 0,15%		Jurásico Cretácico	Areniscas margas calizas	Grupo Mendoza
	Buta Huemul	37° 27'	70° 20'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
	Buta Ranquil	37° 03'	69° 53'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,04%		Jurásico Cretácico	Margas, calizas bituminosas	Grupo Mendoza
	Cable Beta Norte	37° 04'	69° 45'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Calcáreo, margas	Grupo Mendoza
	Cajón de la Máquina	37° 14'	70° 21'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,01%		Jurásico Cretácico	Marga arcillosa	Grupo Mendoza
	Cerro Cura-có	37° 31'	69° 59'	Asfaltita	Vetiforme	8.057 cal/g		Jurásico Cretácico	Arcillas, areniscas margosas	Grupo Mendoza
	Cerro La Parva	37° 17'	70° 26'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Cerro Redondo	37° 16'	70° 21'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Chacra La Salada	37° 19'	70° 17'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Esquistos margosos bituminosas	Grupo Mendoza
	Federico	37° 30'	70° 13'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,12%	200.000 t (totales)	Jurásico Cretácico	Areniscas, margas	Grupo Mendoza
	La Argentina	37° 30'	70° 21'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,1%	26.000 t (totales)	Jurásico Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	La Honradez	37° 32'	70° 05'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Areniscas, margas	Grupo Mendoza
	La Riqueza	37° 13'	69° 51'	Asfaltita	Vetiforme	4.275 cal/g V_2O_5:0,3%	110.000 t (totales)	Jurásico Cretácico	Esquistos bituminosos, yeso	Grupo Mendoza, Formación Huitrín
	Río Neuquén	37° 31'	70° 02'	Asfaltita	Vetiforme	9.239 cal/g		Jurásico Cretácico	Areniscas, margas	Grupo Mendoza
	San Eduardo	37° 20'	70° 03'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,09%	1,25 Mt (totales)	Jurásico Cretácico	Areniscas margosas	Grupo Mendoza
	San José	37° 34'	70° 13'	Asfaltita	Vetiforme	V_2O_5:0,12%		Jurásico Cretácico	Areniscas, margas	Grupo Mendoza
	Santa Marta, Olga	37° 30'	70° 13'	Asfaltita	Vetiforme	9.000 cal/g V_2O_5:0,21% S^2:1,7%	650.000 t (totales)	Jurásico Cretácico	Areniscas, margas	Grupo Mendoza
	Tilhue	37° 31'	70° 04'	Asfaltita	Vetiforme	9.262 cal/g		Jurásico Cretácico	Areniscas, margas	Grupo Mendoza
	Tril	37° 15'	69° 50'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Calizas	Grupo Mendoza
	Tromen	37° 14'	69° 49'	Asfaltita	Vetiforme			Jurásico Cretácico	Esquistos bituminosos, Yeso	Grupo Mendoza, Formación Huitrín
AZUFRE										
	Arroyo Blanco	38° 47'	70° 41'	Azufre	Impregnación			Cuaternario	Basalto	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
	Cerro Huayle	37° 03'	70° 09'	Azufre	Nódulos, impregnación	S:30-40%	5.000 t (totales)	Cuaternario	Tobas	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
	Cerro Partido	38° 36'	69° 58'	Azufre	Impregnación			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	Emperatriz	37° 12'	70° 06'	Azufre	Mantos de impregnación			Cuaternario	Tobas	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
	Hilda Mary	36° 48'	70° 21'	Azufre	Impregnación, relleno de fisuras	S:23%	100.000 t (totales) 150.000 t (geológicos)	Cuaternario	Tobas andesíticas, cenizas	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
	María Angélica	37° 09'	70° 04'	Azufre	Mantos de impregnación			Cuaternario	Tobas	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
	Rivadavia	37° 09'	70° 03'	Azufre	Mantos de impregnación	S:55%		Cuaternario	Tobas	Complejo Efusivo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
										Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
	Ubaldina	37° 08'	70° 02'	Azufre	Mantos de impregnación			Cuaternario	Tobas	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
	Volcán Pum-Mahuida o Tromen	37° 08'	70° 02'	Azufre	Impregnación, nódulos, guías irregulares	S:65,6%	40.000 t (totales)	Cuaternario	Toba brechosa	Complejo Efusivo Diaguítico (Volcanitas preglaciales)
BARITINA										
Loncopué	*Finocha, La Resbalosa, Dos Guanacos, Manzano Silvestre*	37° 58'	70° 20'	Baritina	Vetiforme			Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación Tábanos
Loncopué	*La Florcita*	37° 58'	70° 20'	Baritina	Vetiforme			Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación Tábanos
Loncopué	*La Rosita*	37° 58'	70° 20'	Baritina	Vetiforme		10.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación Tábanos
Mallín Quemado	*Achalay*	38° 33'	70° 06'	Baritina	Mantiforme Vetiforme	$BaSO_4$:90% (veta) $SrSO_4$:1,7% (veta) $BaSO_4$:70-87% (manto) $SrSO_4$:1,3-8% (manto)		Jurásico	Calcáreos micríticos y esparíticos	Formación Auquilco Formación Tordillo
Mallín Quemado	*La Porfía*	38° 35'	70° 13'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$:83,4%	95.000 t (inferidos)	Jurásico	Areniscas conglomerá-dicas	
Mallín Quemado	*Río Agrio*	38° 33'	70° 07'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$:80,6% $SrSO_4$:3,5%	550.000 t (inferidos)	Jurásico	Areniscas conglomerádicas	
	10 de Octubre	38° 30'	69° 59'	Baritina	Mantiforme			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	4 de Noviembre	38° 21'	70° 04'	Baritina	Cuerpos	$BaSO_4$:73,2%	1,8 Mt (totales)	Jurásico-Cretácico	Calizas , oolíticas yeso, margas	Grupo Mendoza
	9 de Julio	38° 14'	70° 06'	Baritina-celestina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas, margas	Grupo Mendoza
	Araucana Teresa	37° 58'	70° 34'	Baritina	Vetiforme			Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación La Manga
	Arroyo Nuevo (Grupo San José)	37° 51'	69° 59'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$:77,1% $SrSO_4$:0,8%	100.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico	Calizas oolíticas	Grupo Mendoza
	Barda Klein (ex La Esperanza)	37° 39'	70° 01'	Baritina-celestina	Mantiforme		3 Mt (totales)	Jurásico-Cretácico	Areniscas, yeso	Grupo Mendoza
	Barreal	37° 46'	69° 56'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas	Grupo Mendoza
	Cerro Bolo	37° 37'	70° 05'	Baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Arcillas calcáreas	Grupo Mendoza
	Cerro del Diablo	37° 39'	70° 27'	Baritina	Vetiforme		100.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico	Lutitas	Grupo Mendoza
	Churriaca	37° 54'	70° 03'	Baritina	Cuerpos discordantes		40.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Cura Mallín o Arroyo Nuevo	37° 19'	70° 36'	Baritina	Mantiforme	$BaSO_4$:92,4%	425.000 t (totales)	Jurásico	Lutitas	Formación Los Molles
	Curallo	38° 14'	70° 07'	Baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas, margas	Grupo Mendoza
	Don Agustín	37° 56'	70° 33'	Baritina	Vetiforme			Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación La Manga
	Don Antonio	37° 25'	69° 59'	Baritina				Jurásico-Cretácico	Arcillas calcáreas	Grupo Mendoza
	Don Felipe	37° 56'	70° 07'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Don Fernando	37° 25'	69° 58'	Baritina				Jurásico-	Arcillas	Grupo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
								Cretácico	calcáreas	Mendoza
	Don Roque, Salvador	37° 28'	70° 08'	Baritina				Jurásico-Cretácico	Arcillas calcáreas	Grupo Mendoza
	Eduardo	37° 42'	70° 15'	Baritina	Mantiforme			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	El Derrumbe	37° 40'	69° 59'	Baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas, yeso	Grupo Mendoza
	El Milico	37° 24'	69° 58'	Baritina				Jurásico-Cretácico	Arcillas calcáreas	Grupo Mendoza
	El Olvido	37° 43'	70° 12'	Baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	El Olvido	38° 13'	70° 00'	Baritina	Cuerpos concordantes			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	El Salado (Grupo Cerro Salado)	38° 09'	70° 00'	Baritina	Cuerpos concordantes			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	El Torreón	37° 30'	70° 12'	Baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Arcillas margas	Grupo Mendoza
	Elecobro	37° 58'	70° 04'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Flor María, San José	38° 42'	69° 54'	Baritina	Mantiforme			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	FM1	38° 16'	70° 00'	Baritina	Mantiforme			Cretácico	Calizas, margas	Formación Huitrín
	FM2	38° 16'	70° 00'	Baritina	Mantiforme			Cretácico	Calizas, margas	Formación Huitrín
	Grupo Santa Bárbara	38° 20'	70° 03'	Baritina	Mantiforme	$BaSO_4$:75%	200.000 t (inferidos)	Cretácico	Caliza, yeso arcilita	Formación Huitrín
	Inesita	37° 43'	69° 59'	Baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas, margas	Grupo Mendoza
	José Alejandro	37° 50'	70° 10'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Julieta	38° 01'	69° 59'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas, margas	Grupo Mendoza
	Julio	38° 12'	70° 00'	Baritina	Cuerpos concordantes			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	La Bienvenida	37° 45'	70° 18'	Baritina	Vetiforme		8.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calcáreo arcilloso, Andesitas	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	La Corrida	38° 11'	70° 00'	Baritina	Cuerpos concordantes			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	La Esperanza	37° 57'	70° 03'	Baritina	Vetiforme, bolsones irregulares			Jurásico-Cretácico	Arcillas arenosas	Grupo Mendoza
	La Felicinda	38° 42'	69° 54'	Baritina	Mantiforme			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	La Florcita	38° 03'	70° 32'	Baritina	Vetiforme		150.000 t (totales)	Jurásico	Areniscas conglomerádicas, lutitas verdosas	
	La Nicolasa	37° 59'	69° 58'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico		Grupo Mendoza
	La Rezongona	37° 47'	70° 11'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	La Rosita	38° 03'	70° 34'	Baritina	Vetiforme		500.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas, lutitas	
	La Sin Rival	38° 00'	70° 32'	Baritina	Vetiforme			Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación La Manga
	La Tapada, Maipú	37° 59'	70° 32'	Baritina	Vetiforme			Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación La Manga
	Liliana	37° 53'	69° 58'	Baritina	Vetiforme			Jurásico	Calizas, areniscas arcillosas	Formación La Manga
	Loma Baya	37° 59'	70° 04'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Los Abuelos	38° 12'	70° 00'	Baritina	Cuerpos concordante			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	María Teresa, La Blanca	37° 54'	69° 57'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas oolíticas	Grupo Mendoza
	Mullapiuque	37° 52'	70° 09'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Palo Quemado	38° 01'	70° 09'	Baritina-celestina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas, margas	Grupo Mendoza
	Sin Nombre	38° 47'	70° 47'	Baritina	Aluvional			Cuaternario	Aluvio	Depósitos aluviales y eluviales
	San Bernardo	37° 56'	70° 05'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	San Eduardo	37° 45'	70° 17'	Baritina	Mantiforme	$BaSO_4$:84,4%	100.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calcáreo arcilloso, andesitas	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	San José	37° 52'	69° 58'	Baritina	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas oolíticas	Grupo Mendoza
	San Vicente, Dios Alado (Grupo El Minarete)	37° 55'	69° 59'	Baritina	Mantiforme		> 5.000 t (inferidos)	Cretácico	Arcillitas, yeso	Formación Huitrín
	Santa Teresa, Santa Ana	38° 18'	70° 02'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$:80%		Cretácico	Calizas, yeso	Formación Huitrín
BENTONITA										
	17 de Septiembre	39° 04'	69° 41'	Bentonita	Mantiforme			Mioceno inferior	Bentonitas	Formación Cerro Bandera
	7 de Mayo	39° 01'	69° 39'	Bentonita	Mantiforme		1,10 Mt (medidos) 2,60 Mt (inferidos)	Mioceno inferior	Bentonitas	Formación Cerro Bandera
	Julio René	38° 30'	69° 35'	Bentonita	Estratiforme		260.000 t (medidos) 300.000 t (inferidos)	Mioceno	Arcilitas, areniscas, conglomerados, piroclastitas	Formación Collón Cura
	Júpiter	39° 01'	69° 40'	Bentonita	Mantiforme		590.000 t (medidos) 320.000 t (inferidos)	Mioceno inferior	Bentonitas	Formación Cerro Bandera
	La Victoria	38° 30'	69° 35'	Bentonita	Estratiforme		300.000 t (medidos) 1 Mt (inferidos)	Mioceno	Arcilitas, areniscas, conglomerados, piroclastitas	Formación Collón Cura
	Mama	38° 30'	69° 35'	Bentonita	Estratiforme		450.000 t (medidos) 220.000 t (inferidos)	Mioceno	Arcilitas, areniscas, conglomerados, piroclastitas	Formación Collón Cura
	Petrel, Cerro Bandera, La Lindera, Olascagoa II, El Reencuentro, Doña Emilia, El Toto, Don Jaime, El Catalán, La Reservada	38° 30'	69° 35'	Bentonita	Estratiforme		Cerro Bandera 1,33 Mt La Reservada 1,50 Mt (inferidos)	Mioceno	Arcilitas, areniscas, conglomerados, piroclastitas	Formación Collón Cura
	Soledad	38° 30'	69° 35'	Bentonita	Estratiforme		425.000 t (medidos) 360.000 t (inferidos)	Mioceno	Arcilitas, areniscas, conglomerados, piroclastitas	Formación Collón Cura
CALIZA										
	Exp.10301-79	39° 06'	69° 57'	Caliza	Estratiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas, margas, areniscas calcáreas	Formación Picún Leufú
CAOLIN										
	Héctor, Daniel, Oscar, San Dionisio	39° 35'	71° 14'	Caolín				Terciario	Andesitas alteradas	Complejo Eruptivo Pehuén Chico

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
CELESTINA										(Volcanitas Palaoco)
Cuchillo Curá	*San Charbel, María Cristina, La Sorpresa, Graciela, La Lía*	38° 40'	70° 10'	Celestina	Estratoligado			Jurásico	Evaporitas	Formación Tábanos
	Cerro Partido I, II, III y IV	38° 37'	70° 00'	Celestina	Mantiforme			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	La Cecilia, La Blanca	37° 51'	69° 57'	Celestina	Mantiforme			Cretácico	Arcillas verdes, yeso	Formación Huitrín
	La Graciela	37° 50'	69° 57'	Celestina	Mantiforme			Cretácico	Arcillas verdes, yeso	Formación Huitrín
	La Mabel	37° 59'	70° 00'	Celestina-baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas, yeso	Grupo Mendoza Formación Huitrín
	Los Robertos (Grupo La Mabel)	37° 59'	69° 59'	Celestina-baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas	Grupo Mendoza
	Rayoso	37° 47'	69° 56'	Celestina-baritina	Mantiforme			Jurásico-Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas	Grupo Mendoza
	Reinaldo Luis	38° 01'	69° 59'	Celestina	Mantiforme			Cretácico	Yeso	Formación Huitrín
	Santa Elena	37° 50'	69° 56'	Celestina	Mantiforme			Cretácico	Arcillas verdes, yeso	Formación Huitrín
	Santa Rosa (Grupo La Cecilia)	37° 49'	69° 55'	Celestina	Mantiforme		4 Mt (totales)	Cretácico	Arcillas verdes, yeso	Formación Huitrín
CINC										
	Basilio, Victoria	37° 14'	70° 29'	Zn-Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 4% Zn: 7,4% Ag: 115 g/t	120.000 t (inferidos)	Jurásico Terciario	Areniscas margosas, diques andesíticos	Plutonitas Andinas
COBRE										
Barda Negra	*Puesto Doña Juana*	39° 14'	69° 51'	Cu-U	Guías, impregnación en bancos	Cu: 6,49%	500.000 t	Jurásico	Conglomerado, areniscas	Formación Lotena
Cerro Caycayén	*Quebrada del Bronce*	37° 25'	70° 27'	Cu-Au	Diseminado	Cu: < 1%; Au: 0,03-0,09 g/t		Jurásico	Dioritas y andesitas cuarzosas	Formación Collipilli
Cutral Có	*El Porvenir o Cerro Granito*	39° 13'	69° 49'	Cu	Reemplazo de fósiles, pátinas	Cu: 0,11-0,32%	2 Mt (inferidos)	Cretácico superior	Areniscas	Grupo Neuquén
	Agua de las Minas	37° 28'	69° 48'	Cu	Guías e impregnaciones			Cretácico	Arcillas	Grupo Neuquén
	Agua del Sauce	37° 35'	69° 46'	Cu	Guías, impregnaciones			Cretácico	Arcillas rojas carbonosas	Grupo Neuquén
	Aquihueco	37° 05'	70° 32'	Cu	Impregnación en zona de falla	Cu: 0,8%-4%		Pérmico-Triásico	Areniscas, tobas	Grupo Choiyoi
	Arroyo Butalón o Los Mellizos	37° 21'	70° 32'	Cu	Vetiforme	Cu: 11% en muestra escogida	20.000 t (inferidos)	Jurásico	Areniscas	
	Arroyo Manzano	38° 44'	70° 45'	Cu-(Zn-Fe)	Diseminado, venillas			Carbonífero	Esquistos	
	Barda González, Astra, Tobiano, Challaco y Raco	38° 53'	68° 59'	Cu	Cemento en areniscas, lentiforme	Cu: 0,368%	35,5 Mt (inferidos)	Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	Barda Molina	37° 41'	69° 57'	Cu	Bancos, impregnaciones y nódulos	Cu: 0,8%		Cretácico	Areniscas calcáreas	
	Campana Mahuida	38° 14'	70° 33'	Cu	Diseminado, stockwork, cuerpo de skarn	Zona de oxidación: Cu: 0,399 Ag: 0,138 g/t Zona de enriquecimiento secundario: Cu: 0,601% Ag: 0,032 g/t Zona de mineral	Zona de oxidación: 30,77 Mt (totales) Zona de enriquecimiento secundario: 10,94 Mt Zona de mineral primario:	Cretácico	Pórfiro andesítico	Complejo Eruptivo Eoandínico (Plutonitas Campana Mahuida)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
						primario: Cu:0,38% Ag:0,091 g/t	70,82 Mt			
	Cerro del Diablo	37° 39'	70° 26'	Cu	Vetiforme	Cu: 8,6% t Au: hasta 2,5 g/t	10.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Lutitas	Grupo Mendoza
	Cerro Horqueta	39° 37'	69° 49'	Cu				Cretácico superior	Areniscas	Grupo Neuquén
	Cura Mallín	37° 19'	70° 42'	Cu-Pb-Zn	Vetiforme, diseminado			Terciario	Tobas y brechas andesísticas, diques andesíticos	Plutonitas Andinas
	Don Julio, Bajo Las Liebres, Espina del Zorro, Cerro Mangrullo	37° 42'	69° 57'	Cu	Impregnación	Cu:4%		Cretácico	Areniscas cuarzosas carbonosas	Grupo Neuquén
	Estancia Charahuilla	39° 27'	70° 25'	Cu-U-(Ag)	Guías, impregnación en bancos	Cu:46,3% Ag: 760 g/t en muestra escogida		Jurásico-Cretácico	Conglomerado, arcosas	Grupo Mendoza
	Juan Carlos	39° 13'	69° 49'	Cu	Cemento, pátinas			Jurásico superior	Areniscas	Formación Quebrada del Sapo
	La Buitrera	37° 27'	70° 28'	Cu- (Ba)		Cu:10%		Jurásico	Areniscas calcáreas	
	La Voluntad	39° 11'	70° 38'	Cu	Diseminado, stockwork, vetiforme	Cu + Mo: 0,25% Au: 20 ppb Cu: 0,1-0,2 %	250 Mt	Pérmico	Granodiorita.	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas El Portillo)
	Milla Michicó, Silvia y Graciela	37° 20'	70° 42'	Cu	Vetiforme			Terciario	Andesita hornblendífera	Plutonitas Andinas
	Mina Aurelia	34° 40'	69° 57'	Cu	Bancos, impregnaciones y nódulos	Cu:0,2%		Cretácico	Areniscas bituminosas, calcáreas, nodulosas	Grupo Neuquén
	Naunauco	37° 34'	70° 17'	Cu	Vetiforme	Cu:6%		Cretácico-Terciario	Areniscas, andesita hornblendífera	Subgrupo Rayoso Plutonitas Andinas
	Sin Nombre	37° 47'	69° 54'	Cu-V	Paleocauces			Cretácico	Areniscas rojas	Grupo Neuquén
	Sin Nombre	37° 57'	69° 55'	Cu-V	Paleocauces			Cretácico	Areniscas rojas	Grupo Neuquén
	Sin Nombre	39° 13'	70° 55'	Cu	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas El Portillo)
	Sin Nombre	39° 14'	69° 55'	Cu	Guías, impregnación en bancos			Jurásico	Conglomerado	Formación Lotena
	Tres Chorros	37° 28'	70° 27'	Cu	Vetiforme	Cu:8%	65.000 t (inferidos)	Jurásico	Areniscas	
DIATOMITA										
	El Choclo	39° 09'	69° 53'	Diatomita	Lenticular					
	Reneqeña	39° 13'	69° 56'	Diatomita	Lenticular			Mioceno medio	Diatomitas	Formación Collón Cura
	Tula	39° 09'	69° 54'	Diatomita	Lenticular			Mioceno medio	Diatomitas	Formación Collón Cura
FOSFATO										
	Bajo del Agrio	38° 37'	70° 09'	Fosfatos		P_2O_5: 2,5%	650.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico	Lentes de coquinas fosilíferas con areniscas	Grupo Mendoza
	Cerro Punta Alta	38° 21'	70° 06'	Fosfatos	Impregnación	P_2O_5: 1-3,8%		Jurásico-Cretácico	Limolitas coquinas	Grupo Mendoza
	Mallín Quemado	38° 40'	70° 10'	Fosfatos	Nódulos	P_2O_5: hasta 5,7%		Jurásico-Cretácico	Lentes de coquinas en lutitas	Grupo Mendoza
	Puesto La Porfía	38° 31'	70° 06'	Fosfatos	Nódulos	P_2O_5: 3,9-5,4%		Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
HIERRO										
Cerro Caycayén	*Cerro Caycayén, Don Oscar*	37° 27'	70° 27'	Fe	Skarn	Fe: 42,8% FeO: hasta 95% Au: hasta 0,28 g/t	45.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas, areniscas calcáreas	Grupo Cuyo
	Sin Nombre	37° 22'	70° 23'	Fe-U-(Au)	Vetiforme			Terciario	Pórfiro andesítico	Plutonitas Andinas
	Adriana I	37° 46'	70° 12'	Fe	Cuerpos de reemplazo vetiforme	Fe: 65% Mn: 3%	6.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas (skarn), Pórfiro andesítico	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Adriana II	37° 44'	70° 18'	Fe	Cuerpos irregulares de reemplazo, vetiforme	Fe: 45% Mn: 0,8%		Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas (skarn), Andesitas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Africana I, II y III	37° 51'	70° 19'	Fe-Mn	Cuerpo de reemplazo	Fe: 62% Mn: 3,3%	200.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas (skarn), Andesitas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Agua del Toro	37° 47'	70° 10'	Fe	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas y lutitas	Grupo Mendoza
	Bajada de la Greda	37° 44'	70° 29'	Fe-Mn	Vetiforme		50.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico Terciario	Areniscas, Andesita	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Candelaria	38° 15'	70° 34'	Fe	Cuerpos de reemplazo, vetiforme, skarn	Fe: 49,5-55%		Jurásico Terciario	Margas y calizas (skarn), Andesitas	Formación La Manga Plutonitas Andinas
	Cerro Negro o Augusta	37° 43'	70° 20'	Fe-(Mn-Cu)	Vetiforme	Fe: 54% Mn: 2%	350.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas, andesitas, Pórfiros dioríticos	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Cerro Negro W, Julio César, La Indígena, La Bruja	37° 44'	70° 21'	Fe-Ba-Pb	Vetiforme			Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas, margas, Andesitas dioritas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Collipilli, Pichi Huemul	37° 41'	70° 26'	Fe-Mn	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas, areniscas	Grupo Mendoza
	Ebe I	37° 43'	70° 25'	Fe	Lenticular					
	Ebe II	37° 43'	70° 26'	Fe	Lenticular		70.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico	Calizas, areniscas	Grupo Mendoza
	La Rosa	37° 50'	70° 13'	Fe	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Calizas y lutitas	Grupo Mendoza
	Lidia o Aguada del Overo	39° 19'	70° 08'	Fe	Estratiforme	Fe: 29-37% TiO_2: 7%		Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Litrán	38° 42'	70° 47'	Fe	Vetiforme			Permo-Triásico	Andesitas	Grupo Choiyoi
	Mallín Chileno	38° 48'	70° 49'	Fe	Vetiforme, cuerpos concordantes	Fe: 50%		Carbonífero	Esquistos	
	Mallín Largo	37° 43'	70° 29'	Fe	Vetiforme	Fe: 46% Mn: 1,5%		Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	Sin Nombre	37° 27'	70° 27'	Fe	Cuerpo de reemplazo			Jurásico	Calizas (skarn)?	Formación La Manga
	Santa Laura I	37° 51'	70° 19'	Fe-Mn	Vetiforme	Fe: 41,4% Mn: 11,8%		Jurásico-Cretácico	Calizas	Grupo Mendoza
	Santa Olga	37° 51'	70° 21'	Fe	Vetiforme, skarn	Fe: 67,5%		Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas, Andesitas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	Virginia	37° 28'	70° 26'	Fe	Cuerpo de reemplazo	Fe: 52,4%	6.000 t (inferidos)	Jurásico	Calizas	Formación La Manga
MANGANESO										
	Cerro Carreri	38° 56'	70° 28'	Mn-Fe	Vetiforme, cuerpos concordantes	Mn: 44,7% Fe: 12,7%		Jurásico	Areniscas, conglomerados	Grupo Cuyo
	Santa Laura	37° 52'	70° 13'	Mn	Vetiforme, cuerpos lenticulares		17.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico Terciario	Calizas, lutitas (skarn). Andesitas	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
MOLIBDENO										
	Arroyo Blanco	38° 47'	70° 41'	Mo	Clastos con diseminado			Cuaternario	Depósitos coluviales	
ORO										
Andacollo	*Arroyo Colo*	37° 15'	70° 41'	Au	Aluvional	Au: 129 mg/m^3		Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Arroyo Huaraco*	37° 11'	70° 38'	Au	Aluvional	Au: 175 mg/m^3		Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Arroyo Nuevo Inca*	37° 17'	70° 39'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Atraquitos*	37° 15'	70° 37'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Aurora*	37° 10'	70° 36'	Au	Vetiforme	Au: 50 g/t en muestra escogida	9.000 t (inferidos)	Carbonífero	Tobas	Formación Arroyo del Torreón
Andacollo	*Durazno*	37° 12'	70° 41'	Au	Aluvional	Au: 23 mg/m^3		Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Eduardo*	37° 12'	70° 38'	Au	Vetiforme			Carbonífero	Tobas y areniscas	Formación Arroyo del Torreón
Andacollo	*El Chacay*	37° 18'	70° 40'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Erika*	37° 10'	70° 36'	Au	Vetiforme	Au: 9,21 g/t	143.510 t (totales)	Carbonífero	Tobas	Formación Arroyo del Torreón
Andacollo	*Grupo Sofía*	37° 12'	70° 38'	Au-(Pb-Zn)	Vetiforme	Au: 14,65 g/t	68.669 t (totales)	Carbonífero Terciario	Tobas, andesitas, Dacitas	Formación Arroyo del Torreón Plutonitas Andinas
Andacollo	*Las Cabras*	37° 13'	70° 40'	Au	Aluvional	Au: 8 mg/m^3		Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Los Maitenes*	37° 14'	70° 41'	Au	Aluvional	Au: 237 mg/m^3		Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Los Maitenes, El Salvaje*	37° 14'	70° 40'	Au-Cu	Diseminado	Au: 0,4 g/t		Terciario	Pórfiro diorítico-dacítico	Plutonitas Andinas
Andacollo	*Milla Michicó*	37° 17'	70° 40'	Au-(Ag-Pb-Zn)	Vetiforme	Au: 4-15 g/t Pb: hasta 8%	100.000 t (inferidos)	Pérmico-Triásico	Pórfiro riolítico	Grupo Choiyoi
Andacollo	*Quebrada, Reina*	37° 15'	70° 38'	Au	Vetiforme	Au: 7 g/t	75.000 t (inferidos)	Terciario	Pórfiro riolítico	Plutonitas Andinas
Andacollo	*Río Neuquén*	37° 11'	70° 40'	Au	Aluvional	Au: 0,01-0,35 g/m^3	12 Moz	Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
Andacollo	*Salas, Smith*	37° 17'	70° 40'	Au-(Ag-Pb-Zn)	Vetiforme	Au: 10-15 g/t		Pérmico-Triásico	Pórfiro riolítico	Grupo Choiyoi
Andacollo	*Valencia, Julia, 25 de Mayo, Juanita, Santa Elena, Manto Fortuna*	37° 12'	70° 38'	Au-(Pb-Zn)	Vetiforme	Au: 2-3 g/t Hasta 55 g/t (Mina Julia)		Carbonífero Terciario	Tobas, andesitas, Dacitas	Formación Arroyo del Torreón, Plutonitas Andinas
	Areas	37° 17'	70° 40'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales y eluviales
	Arroyo Cajón Grande-Arroyo Cajón del Medio	36° 47'	70° 29'	Au	Skarn	Au: 48 ppb; FeO: 5%; Cu: hasta 405 ppm; Pb: hasta 409 ppm		Jurásico-Cretácico	Pelitas calcáreas, calizas, limolitas	Grupo Cuyo
	Arroyo Polmar	39° 06'	71° 00'	Au	Aluvional, fluvioglacial			Cuaternario	Arenas y gravas	Formación Collún Có
	Cateo Sorpresa	37° 09'	70° 36'	Au	Vetiforme		<7.000 t (inferidos)	Carbonífero	Tobas	Formación Arroyo de Torreón
	Cerro Mayal	37° 21'	70° 25'	Au	Vetiforme	Au: 23 g/t (Au: 3,28, 1,60 y 90 g/t, leyes medias puntuales)		Jurásico, Terciario	Pelitas, calizas, Pórfiro andesítico	Formación Agrio Plutonitas Andinas
	Don Pedro	37° 17'	70° 40'	Au-(Ag-Pb-Zn)	Vetiforme	Au: 4,5 g/t		Pérmico-Triásico	Pórfiro riolítico	Grupo Choiyoi
	La Premia	37° 08'	70° 35'	Au	Vetiforme			Carbonífero	Tobas	Formación Arroyo del Torreón

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Medaluna	39°31'	70°58'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
	Recompensa	37°16'	70°38'	Au	Vetiforme		5.000 t (inferidos)	Pérmico-Triásico	Andesitas, pórfiros riolíticos	Grupo Choiyoi
	Sin Nombre	38°59'	71°16'	Au	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Granodiorita	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas El Portillo)?
	Sin Nombre	39°23'	71°08'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
	Sin Nombre	39°23'	71°02'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
	Sin Nombre	37°25'	70°56'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
	Sin Nombre	39°29'	70°57'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
ORO-MERCURIO										
	Arroyo Manzano	37°17'	70°41'	Au-Hg	Aluvional	Au: 117 mg/m^3		Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
	Arroyo Milla Michicó	37°18'	70°42'	Au-Hg	Aluvional	Au: 126 mg/m^3		Cuaternario	Arenas y gravas	Depósitos aluviales
PIRITA										
	Arroyo Blanco	38°47'	70°41'	Pirita	Diseminado			Terciario	Andesitas, pórfiros andesíticos	Plutonitas Andinas
	Cerro de las Caballadas, Quillén	39°27'	71°14'	Pirita	Diseminado			Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas El Portillo)?
	Sin Nombre	37°28'	70°28'	Pirita	Vetiforme	Cu: 0,1%		Jurásico	Calizas	Formación La Manga
PLOMO										
Campana Mahuida	*Amelia*	38°13'	70°36'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 8,35% Ag: 320 g/t	20.000 t (inferidos)	Jurásico	Areniscas	
Campana Mahuida	*Caoique*	38°13'	70°36'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 5,2% Ag: 115 g/t	30.000 t (totales)	Jurásico	Areniscas	
Campana Mahuida	*Carmela*	38°13'	70°35'	Pb-Ag	Vetiforme			Jurásico	Areniscas	
Campana Mahuida	*Carmen*	38°12'	70°35'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 11% Ag: 350 g/t	2.000 t (totales)	Cretácico	Andesita	Complejo Eruptivo Eoandínico (Plutonitas Campana Mahuida)
Campana Mahuida	*Cándida*	38°13'	70°36'	Pb-Ag	Vetiforme			Jurásico	Areniscas	
Campana Mahuida	*Lastenia*	38°12'	70°36'	Pb-Ag	Vetiforme			Jurásico	Areniscas, andesitas	
Campana Mahuida	*Temis, Belén*	38°13'	70°35'	Pb-Ag	Vetiforme			Cretácico	Andesita	Complejo Eruptivo Eoandínico (Plutonitas Campana Mahuida)
	1° de Mayo	39°25'	70°38'	Pb-Zn	Vetiforme	Pb: 6,8% Zn: 8,4%	35.000 t (inferidos) 6.500 t (totales)	Carbonífero	Esquistos filíticos	
	Agustina	38°15'	70°29'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 5-17% Zn: 2-3% Ag: 100-235 g/t	190.000 t (inferidos)	Terciario	Pórfiro andesítico	Plutonitas Andinas
	Arroyo Metrenco	39°49'	71°27'	Pb	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Granitos	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas El Portillo)
	Atahualpa	37°24'	70°35'	Pb	Vetiforme			Jurásico	Areniscas, conglomerados	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Carreri III y IV	38°55'	70°33'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb:10,1% Ag:960 g/t		Jurásico	Areniscas, conglomerados	Grupo Cuyo
	Catatum	39°20'	71°46'	Pb-Zn	Vetiforme			Jurásico	Lutitas, areniscas	Grupo Cuyo
	Cerro de las Caballadas, Quillen TG	39°27'	71°14'	Pb-Zn-Cu	Vetiforme			Pérmico-Triásico Terciario	Granitos, diques de pórfiros andesíticos y dacíticos, Andesitas	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas El Portillo) Plutonitas Andinas
	Cerro del Diablo	37°38'	70°26'	Pb-Zn-(Ba)	Vetiforme			Jurásico Cretácico Terciario	Lutitas, Pórfiro dacítico	Grupo Mendoza, Plutonitas Andinas
	Cerro Huayelón, Victoria	38°14'	70°29'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb:25% Ag:930 g/t	70.000 t (inferidos)	Jurásico Cretácico Terciario	Areniscas, margas, lutitas, Pórfiro andesítico	Grupo Mendoza Plutonitas Andinas
	General Paz	37°22'	70°33'	Pb	Vetiforme			Jurásico	Areniscas, conglomerados	
	Juanita	38°15'	70°29'	Pb-Ag	Vetiforme		45.000 t (inferidos)	Jurásico-Cretácico	Margas, lutitas	Grupo Mendoza
	María Teresa	38°13'	70°36'	Pb-Ag	Vetiforme			Jurásico	Areniscas	
	Mercedes	38°15'	70°29'	Pb-Ag	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Margas, lutitas	Grupo Mendoza
	Siberia	38°15'	70°29'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb:5-17% Zn:2-3% Ag:100-235 g/t		Jurásico-Cretácico	Margas, lutitas	Grupo Mendoza
	Tendida, Sorpresa, Santa Rosa	38°16'	70°29'	Pb-Ag	Vetiforme			Jurásico-Cretácico	Margas, lutitas	Grupo Mendoza
PLOMO-PLATA-CINC										
	Carreri TG y II	38°57'	70°35'	Pb-Zn-Ag	Vetiforme	Pb:25% Zn:10% Ag:300 g/t	70.000 t (totales)	Pérmico-Triásico	Granito	Complejo Eruptivo Gondwánico (Plutonitas El Portillo)
	El Porvenir	37°15'	70°38'	Pb-Zn-Ag-Au	Vetiforme	Pb:4% Zn:7% Au:3 g/t Cu:1% Ag:112 g/t	71.000 t (inferidos)	Pérmico-Triásico	Andesitas, pórfiros riolíticos	Grupo Choiyoi
	Helena I y II	37°15'	70°38'	Pb-Zn-Ag-Au	Vetiforme	Pb:8% Zn:6% Au:4,5 g/t Ag:126 g/t		Pérmico-Triásico	Andesitas, pórfiros riolíticos	Grupo Choiyoi
	La Y	37°48'	70°39'	Pb-Zn-Ag	Vetiforme			Jurásico	Areniscas, lutitas	Grupo Mendoza
SAL										
	Carmelo, Rivadavia	39°25'	70°16'	Sal	Estratiforme	NaCl:97,5% $MgCl_2$:0,15% KCl:0,76%	250.000 t (totales)	Cretácico	Evaporitas	Formación Huitrín
	Graciela	37°50'	71°02'	Sal	Estratiforme			Cretácico	Evaporitas	Formación Huitrín
	Salinas de Huitrín	37°39'	69°48'	Sal	Estratiforme	NaCl:88% Na:38,95% Mg:0,05% K:0,01%	8 Mt (inferidos) 1,3 Mt (totales)	Cretácico	Evaporitas	Formación Huitrín
TALCO-CERAMICO										
	Benita	37°33'	70°16'	Talco cerámico	Irregular			Terciario	Pórfiro andesítico alterado	Plutonitas Andinas
	Cosquel III	37°35'	70°16'	Talco cerámico	Irregular			Terciario	Pórfiro andesítico alterado	Plutonitas Andinas
	Luz María	37°39'	70°14'	Talco cerámico	Irregular		>10.000 t (inferidos)	Terciario	Pórfiro andesítico alterado	Plutonitas Andinas
	Naunauco, Alma Liliana	37°37'	70°14'	Talco cerámico	Irregular	MgO:30% Al_2O_3:18%	>10.000 t (inferidos)	Terciario	Pórfiro andesítico alterado	Plutonitas Andinas
	Pulco	37°34'	70°17'	Talco cerámico	Irregular			Terciario	Pórfiro andesítico alterado	Plutonitas Andinas

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
URANIO										
	Cerro Mesa	37° 58'	69° 45'	U-Cu	Impregnación en plantas fósiles	Cu: hasta 2,8%	1 Mt (inferido)	Cretácico	Areniscas	Grupo Neuquén
	La Chupapay	37° 28'	70° 32'	U	Impregnación en bancos			Jurásico-Cretácico	Areniscas con plantas fósiles	Grupo Mendoza
	Los Chihuidos	38° 01'	69° 48'	U-V-Cu	Impregnación en material carbonoso	U_3O_8: 0,26% Cu: 1%	3.500 t (totales)	Cretácico	Areniscas arcillosas	Subgrupo Rayoso
	Mallín Quemado	37° 29'	70° 27'	U-Cu	Impregnación en restos de vegetales	U_3O_8: 0,1% Cu: 0,5%		Jurásico-Cretácico	Areniscas	Grupo Mendoza
	María Teresa	38° 01'	69° 53'	U-V-Cu	Lentiforme	U_3O_8: 0,27% V_2O_5: 1,7% Cu: 1%	1.800 t (inferidos)	Cretácico	Areniscas arcillosas	Subgrupo Rayoso
	Paso Aguirre	39° 19'	69° 48'	U	Impregnación en bancos			Cretácico	Areniscas	Subgrupo Rayoso
	Puntilla de los Guanacos	37° 54'	69° 45'	U-Cu	Paleocanales con impregnación en plantas fósiles			Cretácico	Areniscas	Subgrupo Rayoso
	Rahue Co, La Primera o Quilicó	37° 30'	70° 28'	U-Cu	Impregnación en restos de vegetales	U_3O_8: 0,1% Cu: 0,5%	7.000 t (totales)	Jurásico-Cretácico	Areniscas, arcilitas con lentes tobáceos	Grupo Mendoza
	Sarita	37° 50'	69° 49'	U-Cu	Impregnación en bancos			Cretácico	Areniscas con plantas fósiles	Grupo Neuquén
	Zona Butalón	37° 22'	70° 32'	U	Impregnación en bancos			Jurásico-Cretácico	Areniscas con plantas fósiles	Grupo Mendoza

RÍO NEGRO

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ARAGONITA										
Sierra Grande	*Galván*	41° 02'	66° 06'	Aragonita	Bolsones en mantos					
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 01'	66° 05'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 01'	66° 07'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 01'	66° 08'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 13'	66° 22'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 01'	66° 05'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 02'	66° 06'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 01'	66° 07'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 02'	66° 03'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Sierra Grande	*Sin Nombre*	41° 08'	66° 19'	Aragonita	Bolsones			Cretácico superior-Cenozoico	Calizas, pórfiro riolítico, basalto	Formación Roca; Complejo Marifil; Formación Coyocho
Valcheta	*El Tembrao*	41° 12'	66° 07'	Calcáreo aragonítico	Mantiforme			Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas, conglomerados, brechas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
ARCILLA										
Cordillera	*Alfredo II*	41° 14'	70° 44'	Arcillas	Masivo		4.700 t	Eoterciario	Toba porfírica	Formación Huitrera
Cordillera	*Codihue*	41° 16'	70° 52'	Arcillas	Bolsones en mantos			Eoterciario	Tobas, conglomerados y brechas piroclásticas	Formación Ventana; Formación Huitrera
Cordillera	*Don Pedro*	41° 06'	70° 45'	Arcillas	Bolsones en mantos	Al_2O_3:34,61%, SiO_2:49%	10.000 t	Eoterciario	Tobas, conglomerados y brechas piroclásticas	Formación Ventana; Formación Huitrera
Cordillera	*Dorita*	41° 09'	70° 47'	Arcillas	Mantiforme		10.000 t	Eoterciario	Toba riolítica	Formación Huitrera
Cordillera	*La Patagonia II*	41° 50'	70° 58'	Arcillas blancas	Mantiforme			Terciario	Calizas, ignimbritas	Formación Patagonia; Formación Huitrera
Cordillera	*La Patagonia XI*	41° 52'	70° 59'	Arcillas blancas	Mantiforme			Terciario	Calizas, ignimbritas	Formación Patagonia; Formación Huitrera
Cordillera	*Las Lagunas*	41° 19'	70° 48'	Arcillas	Bolsones en mantos			Eoterciario	Tobas, conglomerados y brechas piroclásticas	Formación Ventana; Formación Huitrera
Cordillera	*Los Nenes*	41° 09'	70° 48'	Arcillas	Mantiforme		15.000 t	Eoterciario	Toba riolítica	Formación Huitrera
Cordillera	*Sin Nombre*	41° 49'	71° 08'	Arcillas	Lentiforme			Eoterciario	Tobas brechosas	Formación Huitrera
Ingeniero Jacobacci	*Carnaval*	40° 49'	70° 11'	Arcillas	Lentiforme	SiO_2:48,75% Al_2O_3:36,20% Fe:0,62% Ti:0,75% Ca:0,05% Mg:0,18%		Mioceno	Basaltos, tobas y conglomerados	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*General Belgrano*	41° 41'	70° 10'	Arcillas	Lentiforme		900 t	Eoterciario	Ignimbrita	Formación Huitrera
Ingeniero Jacobacci	*General San Martín*	41° 02'	70° 09'	Arcillas	Lentiforme		4.000 t	Eoterciario	Ignimbrita	Formación Huitrera
Ingeniero Jacobacci	*General Urquiza*	41° 41'	70° 09'	Arcillas	Lentiforme		1.000 t	Eoterciario	Ignimbrita	Formación Huitrera
Ingeniero Jacobacci	*La Casualidad I*	40° 49'	70° 11'	Arcillas	Lentiforme	SiO_2:47,25% Al_2O_3:33,70% Fe:0,73% Ti:2,00% Ca:1,00%		Mioceno	Basaltos, tobas y areniscas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*La Casualidad II*	40° 48'	70° 12'	Arcillas	Lentiforme			Mioceno	Basaltos, tobas y areniscas	Formación Collón Cura

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Ingeniero Jacobacci	*Cornallo*	41° 03'	70° 19'	Arcillas	Estratiforme			Mioceno	Basaltos, tobas y areniscas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*La Esperanza*	40° 51'	69° 12'	Arcillas	Estratiforme			Terciario	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada
Ingeniero Jacobacci	*Piedra Pintada*	38° 57'	67° 37'	Arcillas	Estratiforme	SiO_2: 47,47% Al_2O_3: 32,56%		Mioceno	Basaltos, tobas y areniscas	Formación Collón Cura
Los Menucos	*La Esperanza*	40° 45'	68° 31'	Arcillas	Mantiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada
Los Menucos	*Solitaria*	40° 54'	68° 13'	Arcillas	Bolsones			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada
BARITINA										
Los Menucos	*Bari*	41° 00'	67° 43'	Baritina	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Tobas	Complejo Los Menucos
BENTONITA										
Alto Valle	*9 de Julio*	38° 42'	68° 05'	Bentonita				Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Alborada*	38° 41'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Andrea*	38° 36'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Año Nuevo*	38° 42'	68° 06'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Bajada Grande*	38° 48'	68° 00'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscas	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Betty*	38° 36'	68° 04'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Morales I*	38° 56'	67° 45'	Bentonita	Estratiforme, lenticular		140.000 t (medidos) 300.000 t (inferidos)	Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Carolina I*	38° 58'	67° 42'	Bentonita	Estratiforme		500.000 t (medidos) 5 Mt (inferidos)	Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Catriel*	38° 05'	68° 00'	Bentonita	Mantiforme			Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscas	Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Cerro Duro*	38° 44'	67° 55'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscas	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Coca*	38° 41'	68° 07'	Bentonita				Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscas	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Coco*	38° 40'	68° 07'	Bentonita				Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscas	Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Compañía Corral*	38° 40'	68° 07'	Bentonita				Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscas	Formación Allen (Grupo Malargüe)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Alto Valle	*El Carrizo*	38° 49'	67° 42'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Enrique*	38° 48'	67° 54'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Karina*	38° 37'	68° 04'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*La Angelita*	38° 40'	68° 00'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*La Fe*	38° 41'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Lago Pellegrini IV*	38° 44'	67° 53'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Lucero I*	38° 38'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme, lenticular			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Lucero II*	38° 39'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme, lenticular			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*María*	38° 40'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Mina Aguará*	38° 08'	67° 46'	Bentonita	Mantiforme			Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscas	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Mirta*	38° 41'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Navidad, Palermito I y IV*	38° 42'	68° 06'	Bentonita	Estratiforme	Montmorillonita: 95%; Al_2O_3: 16-19%; Fe_2O_3: 4-6,5%		Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Norma*	38° 39'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Palermito II, III y V*	38° 42'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Quela*	38° 36'	68° 04'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Alto Valle	*Recurso*	38° 43'	67° 60'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Sanjón*	38° 45'	67° 53'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Saturno IV*	38° 40'	68° 05'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Talcomin*	38° 42'	67° 55'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Limolitas, arcillas, areniscass	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Tierra Blanca*	38° 46'	67° 59'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Ingeniero Jacobacci	*Santa Rosa*	40° 49'	70° 15'	Bentonita	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Miembro Medio de la Formación Allen (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Catalina*	40° 31'	66° 47"	Bentonita	Mantiforme	SiO_2:64,50% Al_2O_3:11,9% Fe:4% Ca:1,60% Mg:2,4% Na:0,1%		Cretácico superior	Areniscas	Grupo Neuquén
Valcheta	*Cholino 1 y 2*	40° 31'	66° 49'	Bentonita	Mantiforme			Cretácico superior	Areniscas	Grupo Neuquén
Valcheta	*El Cerro*	40° 31'	66° 50'	Bentonita	Mantiforme			Cretácico superior	Areniscas	Grupo Neuquén
CALIZA-CALCITA										
Cordillera	*Arroyo del Medio*	41° 10'	71° 16'	Caliza	Estratiforme		320 t (calizas); 700 m^3 (tobas)		Calizas, tobas, aglomerado volcánico	Formación Patagonia; Formación Huitrera
Ingeniero Jacobacci	*Calcatreu I*	41° 45'	69° 26'	Calcita	Vetiforme			Terciario	Brecha volcánica andesítica	Formación Taquetrén, facies brechosas
Ingeniero Jacobacci	*Calcatreu II*	41° 44'	69° 24'	Calcita	Vetiforme			Terciario	Brecha volcánica andesítica	Formación Taquetrén, facies brechosas
Los Menucos	*Sin Nombre*	40° 58'	68° 29'	Caliza	Estratiforme			Maastrichtiano-Paleoceno	Caliza, areniscas calcáreas, Limolitas, margas calizas.	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Gran Bajo del Gualicho*	40° 15'	65° 45'	Calizas	Estratiforme			Terciario inferior	Calizas fosilíferas	Formación Arroyo Barbudo
Valcheta	*Hossin*	40° 46'	66° 08'	Caliza	Estratiforme			Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Los Berros*	41° 30'	66° 10'	Caliza-mármol ónix	Estratiforme			Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas, conglomerados, brechas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Morales*	40° 49'	65° 58'	Caliza	Estratiforme			Cretácico superior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Pedro Lucero*	40° 44'	65° 54'	Caliza	Estratiforme			Triásico	Calizas	Formación Puesto Piris
Valcheta	*Riominsa S.A.*	40° 53'	65° 50'	Caliza	Estratiforme			Cretácico superior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Valcheta	*Riominsa S.A.*	40° 54'	65° 48'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 80,38 %; $MgCO_3$: 4,86 %; SiO_2: 14,33 %		Cretácico superior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Sin Nombre*	40° 48'	64° 52'	Caliza	Estratiforme		150.000 t	Holoceno	Aglomerado, arenisca	
Valcheta	*Sin Nombre*	40° 50'	64° 54'	Caliza	Estratiforme		70.000 t	Holoceno	Aglomerado, arenisca	
Valcheta	*Sin Nombre*	40° 49'	64° 53'	Caliza	Estratiforme		80.000 t	Holoceno	Aglomerado, arenisca	
Valcheta	*Sin Nombre*	40° 50'	64° 54'	Caliza	Estratiforme		50.000 t	Holoceno	Aglomerado, arenisca	
CALIZA-DOLOMIA										
Valcheta	*Cantera Pailemán*	41° 10'	65° 57'	Caliza-dolomía	Lenticular	$CaCO_3$: 90,85% (ley media)	3 Mt (medidos); 1,5 Mt (inferidos)	Precámbrico-Paleozoico	Migmatitas, esquistos, granitos	Basamento
Valcheta	*Gisela*	41° 00'	66° 15'	Caliza-dolomía	Estratiforme	SiO_2: 6 %; $CaCO_3$: 52,9 %; $MgCO_3$: 39,02 %; MgO: 18,65 %; CaO: 29,85 % Al_2O_3: 0,68 %; Fe_2O_3: 0,25 %; P: 0,016 %; S: 0,31 %		Cretácico superior	Areniscas , pelitas, areniscas dolomíticas	
Valcheta	*Rinne*	40° 39'	66° 13'	Caliza-dolomía	Estratiforme	$CaCO_3$: 53 %, $MgCO_3$: 39 %		Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Rinne*	40° 41'	66° 04'	Caliza-dolomía	Estratiforme			Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Rinne*	40° 47'	66° 08'	Caliza-dolomía	Estratiforme			Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Rinne*	40° 45'	66° 07'	Caliza-dolomía	Estratiforme			Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
Valcheta	*Rinne*	40° 41'	66° 03'	Caliza-dolomía	Estratiforme			Cretácico superior-Terciario inferior	Calizas	Formación Roca (Grupo Malargüe)
CAOLIN										
Cordillera	*La Chiquita*	41° 19'	70° 49'	Caolín	Estratiforme	SiO_2: 45,01 %; Al_2O_3: 38,13 %; Fe_2O_3: 0,60 %; CaO: 0,55 %; Na: 0,20 %	1.500 t	Eoterciario	Riolita	Formación Huitrera
Ingeniero Jacobacci	*Alfa*	41° 43'	69° 38'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico		
Ingeniero Jacobacci	*La Buitrera I y II*	41° 40'	69° 34'	Caolín	Estratiforme	SiO_2: 72,15 %; Al_2O_3: >35 %	600.000 t; 1.000 m^3 (inferidos)	Triásico-Jurásico	Tobas riolíticas	Formación Garamilla (riolita)
Ingeniero Jacobacci	*La Yilda*	41°10'	69° 06'	Caolín				Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada
Ingeniero Jacobacci	*Namuncurá*	41° 10'	69° 36'	Caolín	Lentiforme			Triásico-Jurásico	Areniscas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Nenona*	41° 16'	70° 14'	Caolín			1.300 t	Terciario	Ignimbrita	Formación Huitrera
Los Menucos	*Adelita*	40° 52'	68° 08'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Albafeld I Albafeld II, La Zorrita*	41° 02'	68° 24'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Amanda*	40° 52'	68° 13'	Caolín	Estratiforme			Triásico	Pórfiros riolíticos	Formación Sierra Colorada
Los Menucos	*Blanquita*	41° 02'	67° 49'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Los Menucos	*Corral del Chivo*	40° 59'	67° 46'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Don Cristobal*	41° 02'	68° 23'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Don Sergio*	40° 59'	67° 49'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*El Gitano*	40° 53'	67° 53'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico		
Los Menucos	*El Mejor*	40° 48'	68° 08'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*El Pilquín*	40° 49'	68° 07'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Equivocada*	40° 56'	67° 47'	Caolín	Estratiforme	Se estima para la mayoría de las menas: Al_2O_3: > 30%; óxidos de hierro: 0,6%; TiO_2: 0,3%		Triásico -Jurásico	Tobas riolíticas	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Fortuna III*	40° 52'	68° 10'	Caolín	Estratiforme					
Los Menucos	*Julián*	41° 00'	67° 47'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*La Fortuna*	40° 52'	68° 10'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada
Los Menucos	*Las dos Ovejitas*	40° 52'	68° 09'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Las Grutas*	40° 43'	68° 37'	Caolín	Estratiforme					
Los Menucos	*Laurita*	41° 03'	68° 24'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	
Los Menucos	*Liliana*	41° 03'	68° 23'	Caolín	Estratiforme					
Los Menucos	*Los Menucos I*	41° 00'	67° 48'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Formación Sierra Colorada; Complejo Los Menucos
Los Menucos	*María Alicia*	40° 53'	68° 12'	Caolín	Estratiforme					
Los Menucos	*Miguel*	41° 03'	68° 25'	Caolín	Estratiforme	SiO_2: 77,52%; Al_2O_3: 13,90%; Fe: 0,07%; Ti: 0,01%; Ca: 0,38%; Mg: 0,05%; Pérdida por calcinación: 7,92%		Triásico-Jurásico	Toba riolítica	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Nahuelguer*	40° 59'	67° 46'	Caolín	Estratiforme					
Los Menucos	*Oro Blanco*	40° 52'	68° 08'	Caolín	Estratiforme			Triásico	Toba riolítica	
Los Menucos	*Porfía*	40° 52'	68° 10'	Caolín						
Los Menucos	*Ricachela*	40° 51'	68° 10'	Caolín						
Los Menucos	*Santa Catalina*	40° 53'	68° 08'	Caolín						
Los Menucos	*Sorpresa*	40° 47'	67° 29'	Caolín	Estratiforme			Triásico-Jurásico	Toba riolítica	
COBRE										
Alto Valle	*Colorados 1*	38° 49'	64° 54'	Cu	Vetiforme					
Alto Valle	*Colorados 2*	38° 51'	65° 21'	Cu	Vetiforme					
Alto Valle	*Colorados 3*	38° 53'	65° 32'	Cu	Vetiforme					
Alto Valle	*Colorados 4*	38° 49'	65° 02'	Cu	Vetiforme					
Alto Valle	*Colorados 5*	38° 50'	65° 32'	Cu	Vetiforme					

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Ingeniero Jacobacci	*Bayoro*	41° 46'	69° 59'	Cu						
Los Menucos	*La Madrecita*	40° 59'	67° 52'	Cu	Vetiforme					
Sierra Grande	*Los Berros, Llancafil*	41° 27'	66° 27'	Cu-Pb	Vetiforme	Cu: 0,06-4,9%, Pb: 0,5-44% 0,06			Granito pegmatítico	
Valcheta	*San Patricio*	40° 44'	66° 29'	Cu	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico inferior	Esquistos y granitos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán
DIATOMITA										
Ingeniero Jacobacci	*27 de Septiembre, Calamara*	41° 21'	69° 41'	Diatomita	Mantiforme	SiO_2: 77,70%; Al_2O_3: 7,8%		Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas	Formación Collón Cura-Miembro La Pava
Ingeniero Jacobacci	*Aun Centro I (Grupo Cerro Mesa)*	40° 55'	69° 37'	Diatomita	Mantiforme				Arcillas, tobas	
Ingeniero Jacobacci	*Aun Centro II (Grupo Cerro Mesa)*	40° 55'	69° 37'	Diatomita	Mantiforme	SiO_2: 78,97%; Al_2O_3: 0,30%; Fe_2O_3: 0,23% (manto A)			Arcillas, tobas	
Ingeniero Jacobacci	*Aun Este (Grupo Cerro Mesa)*	40° 54'	69° 33'	Diatomita	Mantiforme	SiO_2: 70-86%		Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas	Formación Collón Cura-Miembros La Pava y Marileo
Ingeniero Jacobacci	*Aun Oeste (Grupo Cerro Mesa)*	40° 55'	69° 38'	Diatomita	Mantiforme		500 t (en cancha)		Tobas, basaltos	
Ingeniero Jacobacci	*Dorotea*	40° 58'	69° 34'	Diatomita	Mantiforme	SiO_2: 65, 68 %; Al_2O_3: 14,43 %; Fe_2O_3: 2,30% (manto A)			Tobas, tufitas	
Ingeniero Jacobacci	*Elly (Grupo Jacobacci)*	41° 21'	69° 33'	Diatomita	Mantiforme				Tobas, tufitas	
Ingeniero Jacobacci	*Estaca mina Fenicia, Estaca mina Atenas*	41° 21'	69° 40'	Diatomita	Lentiforme	SiO_2: 69,40%; Al_2O_3: 12,10%; Fe_2O_3: 3,80%; TiO_2: 0,40%; Na_2O: 0,48%; K_2O: 0,34%; CaO: 1,40%; MgO: 2,10%; MnO: 0,04%; SO_3: 0,52%; pérdida por calcinación: 9,10% (valores para E.M. Fenicia)		Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas	Formación Collón Cura-Diatomitas en Miembro La Pava
Ingeniero Jacobacci	*Estaca mina Norte*	41° 21'	69° 41'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno	Tobas vítreas andesíticas, tufitas, diatomitas, areniscas tobáceas, arcillas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Estaca mina Rosario (Grupo Huanu Luan)*	41° 26'	69° 48'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno	Tobas vítreas andesíticas, tufitas, diatomitas, areniscas tobáceas, arcillas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Helena*	41° 20'	69° 41'	Diatomita	Mantiforme			Mioceno	Tobas, tufitas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Hueche, Estaca mina Anecón II (Grupo Huanu Luan)*	41° 27'	69° 48'	Diatomita	Mantiforme			Mioceno	Tobas vítreas andesíticas, tufitas, diatomitas, areniscas tobáceas, arcillas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Inactivo*	41° 20'	69° 40'	Diatomita	Mantiforme			Mioceno		Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Josefina*	41° 02'	69° 32'	Diatomita	Mantiforme	SiO_2: 78,92%; Al_2O_3: 12,62%; Fe_2O_3: 2,23%	15 t (cancha)	Mioceno	Tobas, basaltos	Formación Collón Cura

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Ingeniero Jacobacci	*Juanita*	41°00'	69°40'	Diatomita	Mantiforme					
Ingeniero Jacobacci	*Lif Mahuida*	41°21'	69°41'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno		Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Mabel (Grupo Santa Teresita)*	40°59'	69°32'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:74,90%; Al_2O_3:3,49%		Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas	Formación Collón Cura-Miembros La Pava y Marileo
Ingeniero Jacobacci	*María Carola (Grupo Santa Teresita)*	41°00'	69°32'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:83,90%; Al_2O_3:4,90%	600 t (cancha)	Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas	Formación Collón Cura-Diatomitas en La Pava y Marileo
Ingeniero Jacobacci	*María Isabel (Grupo Huanu Luan)*	41°27'	69°48'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:57,36%; Al_2O_3:10,49%		Mioceno	Tobas vítreas andesíticas, tufitas, diatomitas, areniscas tobáceas, arcillas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*María Juana*	41°28'	69°21'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:62,10%; Al_2O_3:13,40%		Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas, areniscas	Formación Collón Cura Miembros La Pava y Marileo
Ingeniero Jacobacci	*María Luján (Grupo Quetrequille)*	41°28'	69°21'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas, areniscas	Formación Collón Cura Miembros La Pava y Marileo
Ingeniero Jacobacci	*Matilde*	41°00'	69°32'	Diatomita	Estratiforme					
Ingeniero Jacobacci	*Mina Silvia (Grupo Huanu Luan)*	41°22'	69°48'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno	Tobas vítreas andesíticas, tufitas, diatomitas, areniscas tobáceas, arcillas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Ñanco, Estaca mina Cortijo, Estaca mina Marcela*	41°21'	69°40'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno	Tufitas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Patricia*	40°58'	69°32'	Diatomita	Estratiforme					
Ingeniero Jacobacci	*Pilca Norte I*	41°21'	69°32'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:76,46% Al_2O_3:8,1%		Mioceno	Tufitas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Pirkas*	41°22'	69°43'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno	Tufitas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*San Martín*	40°53'	69°36'	Diatomita	Estratiforme					
Ingeniero Jacobacci	*San Pedro, Susana, María Carmen, Mariano Moreno (Grupo Quetrequille)*	41°28'	69°22'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:71,30%; Al_2O_3:11,20%; Fe_2O_3:4,20%; TiO_2:0,45%; Na_2O:0,69%; K_2O:0,25%; CaO:1,10%; MgO:1,50%; MnO:0,02%; pérdida por calcinación:8,10%		Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas, areniscas	Formación Collón Cura
Ingeniero Jacobacci	*Santa Clara (Grupo Santa Teresita)*	41°39'	69°29'	Diatomita	Estratiforme					
Ingeniero Jacobacci	*Santa María (Grupo Carilaufquen)*	41°12'	69°26'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:75,64% Al_2O_3:7,93%;		Mioceno	Tufitas, basaltos, tobas	Formación Collón Cura Miembros La Pava y Marileo
Ingeniero Jacobacci	*Tres Hermanas (Grupo Jacobacci)*	41°21'	69°32'	Diatomita	Estratiforme	SiO_2:87,20%; Al_2O_3:3,47%; Fe_2O_3:2,28%;		Mioceno	Tufitas	
Ingeniero Jacobacci	*Willy*	41°26'	69°48'	Diatomita	Estratiforme			Mioceno	Tufitas, tobas, areniscas	Formación Collón Cura

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
DOLOMIA										
Sierra Grande	*Doña Silvia*	41°28'	65°39'	Dolomía	Estratiforme					
Sierra Grande	*Estancia Santa Auriciana*	41°27'	65°42'	Dolomía	Estratiforme	MgO:21,83%; CaO:30,34%; $FeO+Al_2O_3+TiO_2$:0,21%; K_2O:0,04%; SiO_2:0,49% (valores máximos)		Precámbrico-Paleozoico superior	Metamorfitas	
Sierra Grande	*Lilian*	41°26'	65°41'	Dolomía	Estratiforme					
Sierra Grande	*Santa Adela*	41°28'	65°39'	Dolomía	Estratiforme					
FLUORITA										
25 de Mayo	*Don Gregorio*	40°55'	68°22'	Fluorita	Vetiforme					
9 de Julio	*Doña Felisa*	40°53'	67°44'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
9 de Julio	*Dos Amigos*	40°58'	67°51'	Fluorita	Vetiforme					
9 de Julio	*La Alegría*	40°59'	67°55'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
9 de Julio	*Valeria*	40°37'	68°02'	Fluorita	Vetiforme			Jurásico		
Los Menucos	*Blanca*	40°48'	67°27'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*Don Juan*	40°53'	68°15'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Los Menucos	*El Casual*	40°38'	67°21'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*La Bienvenida*	40°37'	68°32'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
Los Menucos	*La Cruzada*	40°53'	67°51'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico		
Los Menucos	*La Leonor*	40°37'	67°45'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*La Mónica*	40°46'	67°42'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*La Ochenta y Seis*	40°35'	68°24'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*Nuestra Señora de Pompeya*	40°53'	67°51'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
Los Menucos	*Nueva Alegría*	41°00'	67°55'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*Providencia*	40°53'	67°50'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*Ruta 23*	40°57'	68°00'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*Santa Rosa*	40°50'	67°43'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
Los Menucos	*Tucurú*	40°54'	67°35'	Fluorita	Vetiforme					
Los Menucos	*Walter*	40°45'	67°26'	Fluorita	Vetiforme					
San Antonio	*Anahí*	41°37'	65°48'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
San Antonio	*Argentina II*	41°38'	65°31'	Fluorita	Vetiforme	Fluorita: 60-70%		Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
San Antonio	*Boccadirio*	41°38'	65°31'	Fluorita	Vetiforme		120.000 t	Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
San Antonio	*Delta, Portentosa*	41°45'	65°22'	Fluorita	Brecha			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
San Antonio	*Facundo (Grupo María Isabel)*	41°51'	65°18'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
San Antonio	*María Isabel Este y Oeste*	41°50'	65°17'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2:50%		Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
San Antonio	*Mon Ami (Grupo Delta)*	41°44'	65°22'	Fluorita	Brecha	CaF_2:45-50% pudiendo alcanzar 70-75% por selección	4 Mt	Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
San Antonio	*Navidad 65*	41°39'	65°36'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
San Antonio	*Oscar (Grupo Anastasio)*	41°49'	65°26'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Sierra Grande	*Anastasio*	41°48'	65°°22'	Fluorita	Vetiforme		4 Mt para el distrito	Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Sierra Grande	*Atilio*	41°49'	65°24'	Fluorita				Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Sierra Grande	*Beta*	41° 37'	65° 49'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Sierra Grande	*Carlitos*	41° 26'	65° 44'	Fluorita						
Sierra Grande	*Carmen*	41° 35'	65° 47'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Sierra Grande	*El Encuentro*	41° 32'	65° 53'	Fluorita						
Sierra Grande	*El Tordo*	41° 30'	65° 49'	Fluorita						
Sierra Grande	*El Verde*	41° 55'	66° 20'	Fluorita						
Sierra Grande	*Frijoles*	41° 55'	65° 54'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*Gama*	41° 32'	65° 52'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*Guilla*	41° 49'	65° 25'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*Guille*	41° 50'	65° 24'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*Hebe Beatriz, Marisabel*	41° 51'	65° 19'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 83,88%, 53 y 55%; SiO_2: 38,96 y 11,62%; óxidos de hierro: 1,20 y 0,59%		Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Sierra Grande	*José*	41° 36'	65° 48'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*La Baronesa de Río Negro*	41° 55'	65° 51'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*La Bonita*	41° 55'	66° 20'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*La Liebre del Medio*	41° 32'	65° 52'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*La Liebre Nueva*	41° 32'	65° 53'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*La Liebre Vieja*	41° 32'	65° 52'	Fluorita	Vetiforme					
Sierra Grande	*La Paz*	41° 39'	65° 31'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
Sierra Grande	*Liebre del Cerco*	41° 32'	65° 53'	Fluorita				Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Sierra Grande	*Marilyn*	41° 23'	65° 46'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Gneis, pórfiro riolítico, granito, esquistos	Grupo Valcheta
Sierra Grande	*Más*	41° 49'	65° 24'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Sierra Grande	*Mirella*	41° 22'	65° 47'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Gneis, pórfiro riolítico, granito, esquistos	Grupo Valcheta
Sierra Grande	*Viareggio*	41° 39'	65° 37'	Fluorita						
Sierra Grande	*Yolanda*	41° 23'	65° 46'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Gneis, pórfiro riolítico, granito, esquistos	Grupo Valcheta
Sierra Grande	*Zonya*	41° 22'	65° 47'	Fluorita	Mantiforme, Brechoso			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico	Complejo Marifil
Valcheta	*Alicia*	40° 30'	66° 06'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Gneis, pórfiro riolítico, granito, esquistos	Granito Sierra Pailemán; Grupo Valcheta; Complejo Marifil
Valcheta	*Malena*	40° 30'	66° 03'	Fluorita	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
Valcheta	*Puerto San Antonio*	40°34'	66° 21'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 70%		Triásico-Jurásico	Pórfiro riolítico, cuarcitas	Complejo Marifil
HIERRO										
Sierra Grande	*Cafulcurá*	40° 40'	65° 20'	Fe	Estratiforme		6 Mt (medidos),	Silúrico-Devónico	Areniscas cuarcíticas,	Formación Sierra Grande

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
							4 Mt (indicados)		arcillas	
Sierra Grande	*Cuenca Ferrífera*	41° 40'	65° 21'	Fe	Estratiforme		113 Mt (medidos), 100 Mt (indicados)	Silúrico-Devónico	Areniscas cuarcíticas, arcillas	Formación Sierra Grande
Sierra Grande	*Libertad*	41° 32'	65° 20'	Fe	Estratiforme			Silúrico-Devónico	Areniscas cuarcíticas, arcillas	Formación Sierra Grande
Sierra Grande	*Namuncurá*	41° 40'	65° 20'	Fe	Estratiforme			Silúrico-Devónico	Areniscas cuarcíticas, arcillas	Formación Sierra Grande
Sierra Grande	*Pecheca*	41° 40'	65° 22'	Fe	Estratiforme			Silúrico medio-Eodevónico	Areniscas cuarcíticas, arcillas	Formación Sierra Grande
Sierra Grande	*Rosales*	41° 30'	65° 20'	Fe	Estratiforme	Fe: 59,40%	10.000 t (medidos) 13.000 t (inferidos)	Silúrico medio-Eodevónico	Areniscas, fangolitas, arcilitas	Formación Sierra Grande-Miembro San Carlos y Miembro Herrada
Sierra Grande	*Rosales Este*	41° 40'	65° 20'	Fe	Estratiforme	Fe: 57,82%	6 Mt (indicados) 4 Mt (inferidos)	Silúrico medio-Eodevónico	Areniscas, fangolitas, arcilitas	Formación Sierra Grande-Miembro San Carlos y Miembro Herrada
Sierra Grande	*Rosales Norte*	41° 33'	65° 21'	Fe	Estratiforme	Fe: 55,05%	20 Mt (indicados) 21,8 Mt (inferidos)	Silúrico medio-Eodevónico	Areniscas, fangolitas, arcilitas	Formación Sierra Grande-Miembro San Carlos y Miembro Herrada
Sierra Grande	*Rosales Sur*	41° 40'	65° 22'	Fe	Estratiforme	Fe: 54,36% a 58,50%	104 Mt (medidos) 38 Mt (indicados) 72 Mt (inferidos)	Silúrico medio-Eodevónico	Areniscas, fangolitas, arcilitas	Formación Sierra Grande-Miembro San Carlos y Miembro Herrada
Sierra Grande	*San Martín*	41° 33'	65° 22'	Fe	Estratiforme			Silúrico medio-Eodevónico	Areniscas cuarcíticas, arcillas	Formación Sierra Grande
MANGANESO										
Alto Valle	*Santa Rosa*	32° 52'	67° 40'	Mn	Estratiforme, irregular			Cretácico superior	Areniscas	Grupo Neuquén
Los Menucos	*Don Antonio, El Olvido*	40° 32'	68° 21'	Mn	Vetiforme, brechoso				Ignimbritas leucocráticas, tobas	
Los Menucos	*La Negrita*	40° 57'	68° 14'	Mn	Vetiforme, lentiforme	Mn: 20%				
Los Menucos	*Viuda de Balbanero*	40° 59'	67° 44'	Mn	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Tobas	"Plateau Ignimbrítico"
Macizo Norpatagónico	*Trece*	41° 18'	65° 37'	Mn	Vetiforme			Precámbrico, Permotriásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas y micacitas, granitos, pórfiro riolítico	Grupo Valcheta Complejo Marifil
Sierra Grande	*Don Lalo*	41° 19'	65° 50'	Mn	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico, Triásico-Jurásico	Rocas metamórficas, granitos	
Sierra Grande	*Mastrana*	41° 39'	66° 15'	Mn	Irregular, estratiforme			Jurásico medio	Volcanitas ácidas	
Sierra Grande	*Pelikán*	41° 40'	66° 16'	Mn	Irregular, estratiforme			Jurásico medio	Volcanitas ácidas	
Sierra Grande	*Turán*	41° 41'	66° 17'	Mn	Irregular, estratiforme			Jurásico medio	Volcanitas ácidas	
Valcheta	*Chanquín*	40° 44'	66° 13'	Mn	Vetiforme			Triásico-Jurásico	Pórfiros riolíticos	Complejo Marifil
Valcheta	*Marcelina*	40° 42'	66° 14'	Mn	Vetiforme, irregular			Triásico-Jurásico	Pórfiros riolíticos	Complejo Marifil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ORO										
Cordillera	*Klondike*	41°50'	71°04'	Au	Placer	Au: 0,5-1 g/m³. Fineza: 850 milésimos		Cuaternario		Depósitos aluviales
Cordillera	*Los Mineros*	41°55'	71°09'	Au	Placer	Au: 0,5-1 g/m³. Fineza: 850 milésimos		Cuaternario		Depósitos aluviales
	Alto Río Chubut	41°50'	70°45'	Au	Vetiforme					
	Río Foyel	41°30'	71°15'	Au	Placer			Cuaternario	Arena y grava	Depósitos aluviales
PLOMO										
Cordillera	*Cóndor Huasi*	41°37'	70°59'	Pb	Vetiforme					
Cordillera	*Mapuche*	41°37'	70°59'	Pb	Vetiforme	Pb: 10%	200 t	Eoterciario	Andesitas	Formación Huitrera Formación Ventana Formación Ñirihuau
Los Menucos	*Teresita*	40°40'	68°23'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Sierra Grande	*23A*	41°20'	65°44'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Sierra Grande	*23B*	41°20'	65°45'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Sierra Grande	*23D*	41°19'	65°44'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Sierra Grande	*24E*	40°20'	65°44'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Sierra Grande	*4Q*	41°20'	65°38'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Sierra Grande	*4R*	41°20'	65°39'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Sierra Grande	*La Mónica*	41°18'	65°45'	Pb	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas, micacitas, granitos, pórfiros riolíticos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán, Complejo Marifil
Los Menucos	*La Posible, Los Ñandúes*	40°46'	67°56'	Pb-Cu	Vetiforme			Triásico	Riolitas	Complejo Los Menucos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Los Menucos	*Los Pioneros*	40°34'	68°06'	Pb-Cu	Vetiforme			Triásico	Riolitas	Complejo Los Menucos
POLIMETALICOS										
Cordillera	*Cerro La Veranada*	41°20'	71°15'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme	En sedimentos fluviales: Cu: 50 a 81 ppm, Pb: 20 a 64 ppm, Zn: 40 a 147 ppm En rocas: Cu: 30 a 9472 ppm, Pb: 22 a 420 ppm, Zn: 10 a 65 ppm		Precámbrico, Paleozoico inferior, Cretácico, Terciario	Migmatitas tonalíticas, granodioritas, granitos, diques riodacíticos, andesíticos	Formación Lago Mascardi, Formación Los Machis, Formación Piltriquitrón, Formación Cerro El Fuerte
Cordillera	*Cóndor de Ñirihuau, Arroyo Pontonero, Cordón Tres Morros, Cerro El Fuerte, Cerro Martín*	41°07'	65°10'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme	En sedimentos fluviales: Cu: 50 a 81 ppm, Pb: 20-64 ppm, Zn: 40-147 ppm En rocas: Cu: 30-9472 ppm, Pb: 22-420 ppm, Zn: 10-65 ppm		Precámbrico, Paleozoico inferior, Cretácico, Terciario	Migmatitas tonalíticas, granodioritas, granitos, diques riodacíticos, andesíticos	Formación Lago Mascardi, Formación Los Machis, Formación Piltriquitrón, Formación Cerro El Fuerte
Cordillera	*La Esmeralda*	41°53'	71°08'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme			Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera- Serie Andesítica
Cordillera	*María*	41°40'	71°06'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme	Pb: 12%, Zn: 13%, Ag: 45 g/t, Au: 45,51 g/t, Cu: 2%	4.000 t	Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera- Serie Andesítica (o Serie de Nahuel Huapi)
Cordillera	*Marta 12*	41°19'	70°59'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme		4.000 t	Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera- Serie Andesítica
Cordillera	*Marta 6*	41°31'	71°14'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme			Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera- Serie Andesítica
Cordillera	*Nahuel Pan*	41°55'	71°27'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme			Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera- Serie Andesítica
Cordillera	*Ñalay Cullín*	41°54'	71°28'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme			Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera- Serie Andesítica
Cordillera	*Petre*	41°38'	71°08'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme	Pb: 10%	200 t	Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera- Serie Andesítica
Cordillera	*Quillen Curá*	41°54'	71°27'	Pb-Ag-Zn-Au-Cu	Vetiforme			Eoceno	Andesitas	Formación Huitrera-Serie Andesítica Formación Ñirihuau
Gonzalito	*Gonzalito Norte y Sur*	41°27'	65°36'	Pb-Ag-Zn-V	Estratoligado, lenticular	Pb: 38%, Zn: 1,2%, Ag: 437 g/t, V: 1,7%-3,6%.	1,2 Mt	Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos, gneis, micacitas, anfibolitas	Grupo Valcheta
Gonzalito	*La Querencia*	41°20'	65°38'	Pb-Ag-Zn-V	Estratoligado, lenticular	Pb: 9,5%, Zn: 11,5%, Mn: 10%, V: 3-3,5%, Fe: 17,55%, Ag: vestigios		Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-micáceos	Formación El Jagüelito
Gonzalito	*María Teresa*	41°18'	65°43'	Pb-Ag-Zn	Estratoligado, lenticular	Pb: 8,86-13,07%		Precámbrico, Paleozoico inferior	Gneis, esquistos, micacitas, migmatitas, plutonitas, riolitas	Grupo Valcheta
Gonzalito	*Polita*	41°20'	65°39'	Pb-Ag-Zn	Estratoligado, lenticular			Precámbrico, Paleozoico inferior	Gneis, esquistos, micacitas, migmatitas, plutonitas, riolitas	Grupo Valcheta

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Gonzalito	*Tres Marías*	41° 20'	65° 39'	Pb-Ag-Zn-V	Estratoligado, lenticular			Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos, gneis, micacitas, anfibolitas	Grupo Valcheta
Gonzalito	*Vicentito*	41° 19'	65° 39'	Pb-Ag-Zn	Estratoligado, lenticular	Pb: 23,4 %, Ag: 450 g/t	23.000 t (indicados)	Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos, migmatitas, gneis	Grupo Valcheta
Los Menucos	*Cruz del Sur*	40° 55'	67° 36'	Pb-Ag-Zn-Cu	Irregular			Triásico	Riolitas, andesitas	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Fuca*	40° 40'	68° 23'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme, irregular			Triásico	Riolitas, andesitas	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Independencia*	40° 39'	66° 11'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme				Pórfiros riolíticos, filitas cuarcíferas, esquistos	
Los Menucos	*La Luz*	40° 39'	68° 22'	Pb-Ag-Zn-Cu	Relleno de fisuras			Triásico	Riolitas, andesitas	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Ruca Futa*	40° 39'	68° 23'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Triásico	Riolitas, andesitas	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Safari*	40° 39'	67° 07'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Triásico	Riolitas, andesitas	Complejo Los Menucos
Los Menucos	*Toruel*	40° 50'	67° 53'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Triásico	Riolitas, andesitas	Complejo Los Menucos
Sierra Grande	*Ana María*	41° 18'	65° 44'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico inferior	Gneis, esquistos, micacitas, migmatitas, plutonitas, riolitas	Grupo Valcheta
Sierra Grande	*Huinca*	41° 18'	65° 44'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico inferior	Gneis, esquistos, micacitas, migmatitas, plutonitas, riolitas	Grupo Valcheta
Valcheta	*Cerro San Lorenzo*	40° 41'	66° 11'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme				Pórfiros riolíticos, filitas cuarcíferas, esquistos	
Valcheta	*Democracia*	40° 40'	66° 11'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 0,24 % a 11,26 %, Ag: 4 g/t (en galena)			Pórfiros riolíticos, filitas cuarcíferas, esquistos	
Valcheta	*La India*	40° 45'	66° 30'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos	Grupo Valcheta
Valcheta	*Los Guanacos*	40° 44'	66° 12'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos	Grupo Valcheta
Valcheta	*Los Pilquines*	40° 46'	66° 12'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos	Grupo Valcheta
SAL										
Valcheta	*El Gualicho*	40° 30'	65° 15'	Sal	Salmuera	NaCl: 74,57%; Na_2SO_4: 2,86 %; $CaSO_4$: 6,04%; $MgCl_2$: 0,51%; Insoluble: 16,02%	582,81 Mt (consideran-do todas las sales)	Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Valcheta	*Estaca mina Ostir*	40° 22'	65° 18'	Sal	Lentiforme, evaporítico			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Valcheta	*Jorge, Baby*	40° 24'	65° 10'	Sal	Lentiforme, evaporítico			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Valcheta	*Salina Tres Picos*	40° 23'	66° 10'	Sal	Lentiforme, evaporítico			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
Valcheta	*Virgen de Lourdes*	40° 26'	65° 09'	Sal	Lentiforme, evaporítico			Cuaternario	Evaporitas	Depósitos evaporíticos
WOLFRAMIO										
Sierra Grande	*38D*	41° 14'	65° 13'	W	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico	Esquistos, migmatitas,	Grupo Valcheta

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
								inferior	gneis	Ectinitas El Jagüelito
Sierra Grande	*Doña Zelinda*	41° 18'	65° 49'	W	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos, migmatitas, gneis	Grupo Valcheta Ectinitas El Jagüelito
Sierra Grande	*Guillermito*	41° 19'	65° 48'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior, Pérmico, Triásico-Jurásico	Filitas, esquistos, granitos, diques ácidos	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*Alaska I y II*	40° 32'	66° 03'	W	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Metamorfitas, granitos, pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*Ceferino Namuncurá*	40° 26'	66° 07'	W	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas y micacitas, granitos pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*Don Mario*	41° 19'	65° 45'	W	Vetiforme			Precámbrico, Paleozoico inferior	Esquistos	Grupo Valcheta
Valcheta	*Floduardo*	40° 29'	66° 05'	W	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas y micacitas, granitos pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*La Criolla*	40° 30'	66° 06'	W	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas y micacitas, granitos pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*La Sexta*	40° 29'	66° 05'	W	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas y micacitas, granitos pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*Pachamama*	40° 29'	66° 05'	W	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Metamorfitas granitos, pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*San Martín*	40° 23'	66° 05'	W	Vetiforme	WO_3:0,7%	500.000 t (geológicos)	Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas y micacitas, granitos pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
Valcheta	*Valcheta*	40° 30'	66° 05'	W	Vetiforme			Precámbrico, Pérmico-Triásico, Triásico-Jurásico inferior	Filitas y micacitas, granitos pórfiro riolítico	Grupo Valcheta, Granito Sierra de Pailemán Complejo Marifil
YESO										
Alto Valle	*Aguada Malleo*	38° 54'	67° 44'	Yeso	Estratiforme	CaO:31,6%; Fe_2O_3: vestigios; $CaSO_4$:47% Yeso:97%		Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Castiglione*	38° 41'	67° 52'	Yeso	Nodular, oolítico		50 Mt	Cretácico superior	Limolitas y areniscas coquinas y calizas	Formación Allen (Grupo Malargüe)

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Alto Valle	*Estrella del Sur*	38° 53'	67° 44'	Yeso	Lenticular	CaO: 31,6%; Fe_2O_3: vestigios; $CaSO_4$: 47% Yeso: 97%		Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Formación Allen (Grupo Malargüe)
Alto Valle	*Lago Pellegrini Sudoeste*	38° 51'	67° 54'	Yeso	Estratiforme			Cretácico superior	Arcillas, areniscas, yeso	Formación Allen (Grupo Malargüe)

SALTA

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ANTIMONIO										
La Poma	*El Abra*	24° 17'	66° 28'	Sb	Vetiforme			Terciario (Mioceno)	Dacitas	Formación Agua Caliente
La Poma	*Esther*	24° 15'	66° 28'	Sb	Vetiforme	Sb: 2-3%	100.000 t	Terciario (Mioceno)	Dacitas	Formación Agua Caliente
La Poma	*Farallones*	24° 17'	66° 27'	Sb	Vetiforme			Terciario (Mioceno)	Dacitas	Formación Agua Caliente
La Poma	*Veta Grande*	24° 16'	66° 28'	Sb	Vetiforme			Terciario (Mioceno)	Dacitas	Formación Agua Caliente
La Poma	*Victoria (Incachule)*	24° 16'	66° 27'	Sb	Vetiforme	Sb: hasta 30 %		Terciario (Mioceno)	Dacitas	Formación Agua Caliente
AZUFRE										
Cerro Azufre	*Luis David*	24° 21'	66° 46'	Azufre	Impregnaciones y vetillas			Plioceno	Tobas y andesitas	Formación Rumibola
Cerro Azufre	*San Esteban*	24° 25'	66° 49'	Azufre	Impregnaciones y vetillas			Plioceno	Tobas y andesitas	Formación Rumibola
El Queva	*Angel del Infierno*	24° 25'	66° 48'	Azufre	Impregnaciones y vetillas			Plioceno	Tobas y andesitas	Formación Rumibola
El Queva	*Buena Esperanza*	24° 23'	66° 46'	Azufre	Impregnaciones vetiforme			Plioceno	Tobas y andesitas	Formación Rumibola
El Queva	*Estanislao*	24° 20'	66° 46'	Azufre	Impregnaciones vetiforme			Plioceno	Tobas y andesitas	Formación Rumibola
La Casualidad	*Huayracoya*	25° 07'	68° 21'	Azufre	Vetiforme, diseminado, impregnaciones, lenticular	S: 26%		Plioceno Pleistoceno	Andesitas, tobas, ignimbritas y cenizas	
La Casualidad	*Julia (Cerro Estrella)*	25° 26'	68° 21'	Azufre	Vetiforme diseminado, impregnaciones, lenticular	S: 15-24%	2,25 Mt (medidos + indicados)	Plioceno Pleistoceno	Andesitas, tobas, ignimbritas y cenizas	
La Casualidad	*Orcoyurac*	25° 07'	68° 20'	Azufre	Vetiforme, diseminado, impregnaciones, lenticular	S: 23%	61.000 t	Plioceno Pleistoceno	Andesitas, tobas, ignimbritas y cenizas	
La Casualidad	*Tansakunu, Chiriyan, Takara, Huntapacha, Coyllur*	25° 08'	68° 21'	Azufre	Vetiforme, diseminado, impregnaciones, bolsones		121.000 t (Tansakunu)	Plioceno Pleistoceno	Andesitas, tobas, ignimbritas y cenizas	
Llullaillaco	*Dos Naciones (Sursilla)*	24° 50'	68° 32'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme	S: 11-35,9 % (media) (para dos sectores)	523.198 t 367.151 t, para dos áreas	Mioceno	Dacitas, tobas, ignimbritas, cenizas	Complejos Volcánicos Socompa, Caipe, de la Carpa, Rosado y equivalentes
Llullaillaco	*La Silla, Sursilla, Valeria*	24° 47'	68° 33'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme	S: 17,6 % (La Silla)	130.720 t (medidos) (La Silla)	Mioceno	Dacitas, tobas, ignimbritas, cenizas	Complejos Volcánicos Socompa, Caipe, de la Carpa, Rosado y equivalentes
Llullaillaco	*Llullaillaco I, II y III, Lidia, Petrona*	24°46'	68°32'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme	S: 29,5 % (media)	71.000 t de caliche (medidos)	Mioceno	Dacitas, tobas, ignimbritas,	Complejos Volcánicos Socompa,

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos (Petrona)	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
									cenizas	Caipe, de la Carpa, Rosado y equivalentes
Socompa	*2 de abril*	24° 38'	68° 27'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme	S: hasta 25,4 %		Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Socompa	*Cerro Rosado*	24° 46'	68° 23'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme			Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Socompa	*Don Eusebio*	24° 30'	68° 23'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme			Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Socompa	*Gauchos de Güemes*	24° 35'	68° 26'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme			Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Socompa	*La Merced*	24° 38'	68° 22'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme			Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Socompa	*Las Carpas*	24° 41'	68° 20'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme			Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Socompa	*Milagro*	24° 36'	68° 26'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme			Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Socompa	*Tecar (Cerro Bayo)*	24° 30'	68° 22'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme	S: 1-2%		Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
Vega de Arizaro	*Olga*	24° 25'	67° 59'	Azufre	Impregnaciones, vetiforme			Pleistoceno	Andesitas, tobas, ignimbritas, cenizas y coladas básicas	
	Las Cañucas, La Flor, Flor de Puna, Tres Abras, La Negra, El Apero, Filón de Azufre, Atalaya, Las Carpas	24° 45'	69° 25'	Azufre	Vetiforme	S: 34,88 % (El Apero); S: 6,26-41,03 % (La Negra); S: 19,78-24,49 % (Las Carpas)		Plioceno Pleistoceno	Dacitas, andesitas, tobas, ignimbritas, coladas basálticas	Estratovolcanes Inca, Tecar, Bayo, Mellado y otros
BARITINA										
El Queva	*Santa Bárbara*	24° 19'	66° 39'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Falda Ciénaga
El Toro	*Maurice, Ivani, Peca, María, otras*	24° 12'	65° 53'	Baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras y grauvacas Granitos	Formación Puncoviscana Formación Tastil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Incachule	*Sebastián*	24° 17'	66° 23'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Granodiorita	Complejo Eruptivo Oire
Iruya	*Las Tolderías*	22° 52'	65° 11'	Baritina-Pb	Vetiforme	$BaSO_4$: 41,28-98,66%; Pb: 27,96% (puntual)		Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
La Casualidad	*Agua Blanca, Volcán*	24° 26'	66° 40'	Baritina-Pb	Vetiforme					
San Antonio de los Cobres	*Grupo Acazoque*	24° 17'	66° 21'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Granodioritas Pórfiros riodacíticos	Complejo Eruptivo Oire
Santa Victoria	*Abra Colorada*	22° 27'	65° 08'	Baritina-Pb	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
Santa Victoria	*Dana*	22° 21'	65° 00'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Don Alberto, Puca Aypa, San Cayetano, María Marquesa*	22° 16'	64° 58'	Baritina-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Don José, Julia*	22° 25'	65° 02'	Baritina-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Jaime Alberto*	22° 23'	65° 16'	Baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Laguna Blanca*	22° 29'	65° 17'	Baritina-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Lopiara*	22° 25'	65° 05'	Baritina-Pb	Vetiforme	$BaSO_4$: 59,92-95,36%; Pb: 32,49% (puntual)		Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Mono Abra*	22° 22'	65° 01'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$: 86,10%	118.000 t	Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Quebrada Colorada*	22° 29'	65° 12'	Baritina-Pb	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
Santa Victoria	*Romina Elisa*	22° 27'	65° 20'	Baritina-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*San Felipe*	22° 27'	65° 17'	Baritina-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Santa Rosa 10*	22° 24'	65° 15'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$: 82,11-84,48%		Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Viejito, Toroyoc*	22° 52'	65° 11'	Baritina-Pb	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
Santa Victoria	*Volcán Blanco*	22° 23'	65° 11'	Baritina-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Zenta	*San Martín*	24° 29'	67° 40'	Baritina	Vetiforme	$BaSO_4$: 81%	105.000 t	Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
BERILIO										
Cerro Incahuasi	*Berilo I, II y III*	25° 18'	66° 33'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos, gneises biotíticos	Complejo Metamórfico Río Blanco
Cerro Incahuasi	*Patricia*	25° 17'	66° 33'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos, gneises biotíticos	Complejo Metamórfico Río Blanco
Tacuil	*Cerro Blanco, Olga*	25° 34'	66° 42'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos, gneises biotíticos	Complejo Metamórfico Río Blanco
Tacuil	*El Toldo*	25° 19'	66° 42'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos, gneises biotíticos	Complejo Metamórfico Río Blanco
BISMUTO										
Organullo	*Julio Verne*	24° 23'	66° 19'	Bi-Au-Cu-Pb-Zn	Vetiforme	Au: 2 g/t Bi: 0,09%	30.000 t	Precámbrico	Areniscas y lutitas	Formación Puncoviscana
BORATOS										
Olacapato	*Antuco*	24° 11'	66° 42'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Travertino y material arcilloso	Depósitos Evaporíticos
Salar	*Aegyr, La Pichunga,*	25° 15'	66° 45'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno	Relleno	Depósitos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Centenario	*Odín, Thor*							Holoceno	superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Evaporíticos
Salar Centenario	*Carahuasi*	24° 48'	66° 39'	Boratos	Evaporítico	B_2O_3:13,08%		Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Centenario	*Chinchilla*	24° 56'	66° 44'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Centenario	*Maggie*	24° 55'	66° 44'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Centenario	*Pampa Ciénaga, Purmamarca*	24° 57'	66° 44'	Boratos	Evaporítico	B_2O_3 : hasta 32% en Purmamarca	324.000 t	Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Centenario	*San Gabriel*	24° 49'	66° 40'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Centenario	*Vicuña*	24° 53'	66° 44'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Diablillos	*Coral, Entrerriana, Escorpio, Sur*	25° 16'	66° 43'	Boratos	Evaporítico	B_2O_3:34,47% para el salar	2,25 Mt (inferidos) para todo el salar	Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Diablillos	*La Despreciada, La Perdida, Santiago*	25° 15'	66° 45'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Diablillos	*Pascual, V. Felipe*	25° 16'	66° 44'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Diablillos	*San Felipe, San Marcelo, Tosca*	25° 14'	66° 44'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar	*San Juan, San Pablo,*	25° 15'	66° 44'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno	Relleno	Depósitos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Diablillos	*San Pedro, Santo Domingo*							Holoceno	superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Evaporíticos
Salar Llullaillaco	*Adela, Amalia*	24° 47'	68° 15'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar	Depósitos Evaporíticos
Salar Llullaillaico	*María Luisa*	24° 51'	68° 17'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar.	Depósitos Evaporíticos
Salar Pozuelos	*Ducus IV*	24° 18'	67° 01'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pozuelos	*El Gallego*	24° 47'	66° 52'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pozuelos	*Futuro I*	24° 43'	66° 47'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pozuelos	*Pozuelo o Margarita*	24° 40'	66° 47'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pozuelos	*San Mateo, San Marcos*	24° 44'	66° 50'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Ratones	*Colorada, Lorena, Ratoncito*	25° 11'	66° 48'	Boratos	Evaporítico			Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Ratones	*Hipólito, M. Luisa*	25° 08'	66° 47'	Boratos	Evaporítico		Reservas estimadas para toda la cuenca: 1,2 Mt de ulexita	Pleistoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Ratones	*Jacinta*	25° 10'	66° 49'	Boratos	Evaporítico			Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Ratones	*Julián, Marita*	25° 09'	66° 47'	Boratos	Evaporítico			Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar	*Julio César, Leonardo*	25° 08'	66° 48'	Boratos	Evaporítico			Holoceno	Relleno	Depósitos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Ratones									superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Evaporíticos
Salar Ratones	*Ratones I y II*	25° 10'	66° 48'	Boratos	Evaporítico			Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Boralpa I a IV, San Antonio, Santo Tomás*	25° 15'	66° 51'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Eduardo III*	24° 05'	66° 59'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Maquiavelo, San Nicolás, Sócrates*	25° 17'	67° 01'	Boratos	Evaporítico		27.250 t de ulexita	Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*El Hornero, Toro Muerto*	24° 03'	67° 05'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*El Overo, El Suri, El Avestruz, Arunco*	24° 08'	67° 07'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*La Cobriza, La Madrileña*	24° 03'	67° 07'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*La Nuestra, Carolina*	24° 11'	66° 58'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*Tincal*	24° 08'	66° 59'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*Viamonte, Izmir*	25° 15'	67° 00	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salinas	*Los Andes,*	23° 44'	66° 07'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno	Relleno	Depósitos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Grandes	*Neuquén, Chubut*							Holoceno	superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Evaporíticos
Salinas Grandes	*Morro Colorado*	23° 40'	66° 10'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salinas Grandes	*Niño Muerto, Walterio San Francisco*	23° 43'	66° 12'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalación de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Sijes	*Anolina*	24° 32'	66° 41'	Boratos	Evaporítico fósil			Pleistoceno	Pelitas, evaporitas, travertino y boratos	Formación Blanca Lila
Sijes	*Anita*	24° 47'	66° 42'	Boratos	Evaporítico fósil			Pleistoceno	Pelitas, evaporitas, travertino y boratos	Formación Blanca Lila
Sijes	*Cerritos*	24° 33'	66° 39'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos y boratos	Depósitos Evaporíticos
Sijes	*Elsa*	24° 27'	66° 16'	Boratos	Evaporítico fósil			Pleistoceno	Pelitas, evaporitas, travertino y boratos	Formación Blanca Lila
Sijes	*Esperanza*	24° 40'	66° 39'	Boratos	Evaporítico fósil	B_2O_3:28%	100.000 t	Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos y boratos	Formación Sijes
Sijes	*Hierro Indio*	24° 35'	66° 39'	Boratos	Evaporítico fósil		20 Mt (inferidos)	Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos y boratos	Formación Sijes
Sijes	*Lagunita*	24° 33'	66° 40'	Boratos	Evaporítico fósil			Pleistoceno	Pelitas, evaporitas, travertino y boratos	Formación Blanca Lila
Sijes	*Lapacho*	24° 41'	66° 41'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Sijes	*Monte Azul*	24° 42'	66° 40'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Sijes	*Monte Blanco*	24° 40'	66° 40'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Sijes	*Monte Gris*	24° 45'	66° 40'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas	Formación Sijes

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
									y bancos de boratos	
Sijes	*Monte Marrón*	24° 46'	66° 41'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Sijes	*Monte Verde*	24° 43'	66° 40'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Sijes	*Raquel*	24° 34'	66° 42'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Sijes	*Santa Elvira*	24° 34'	66° 39'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Sijes	*Santa Rosa (Pastos Grandes)*	24° 39'	66° 40'	Boratos	Evaporítico fósil			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos	Formación Sijes
Tincalayu	*Tincalayu, Berta, Diana, Estela, Mary, Patricia, Susana, Viviana, Mabel, Emma y otras*	25° 16'	67° 02'	Boratos-sal	Evaporítico fósil	B_2O_3:18%	5 Mt	Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones de piroclastitas y bancos de boratos y cloruro de sodio	Formación Sijes
Tolar Grande	*General Lavalle*	24° 36'	67° 24'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar	Depósitos Evaporíticos
	Sin Nombre	24° 52'	66° 45'	Boratos	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
CALIZA										
Cerrillos	*La Cañadita*	24° 56'	65° 27'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas, margas arenosas	Formación Yacoraite Formación Lecho
El Bordo	*El Sauce*	24° 35'	65° 09'	Caliza	Estratiforme			Cretácico Cuaternario	Calizas oolíticas Travertino	Formación Yacoraite Formación El Sauce
La Merced	*Citrus*	24° 57'	65° 28'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas, margas arenosas	Formación Yacoraite Formación Lecho
La Merced	*El Carmen, Los Pinos, El Tarco, Mojón Peco, San Cayetano, San Martín*	24° 55'	65° 24'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas, margas arenosas	Formación Yacoraite Formación Lecho
La Merced	*Mi Esperanza*	24° 58'	65° 28'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas, margas arenosas	Formación Yacoraite Formación Lecho

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
La Merced	*Santa Elena*	24° 58'	65° 28'	Caliza	Estratiforme			Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas, margas arenosas	Formación Yacoraite Formación Lecho
La Troja (Juramento)	*La Troja*	25° 07'	65° 13'	Caliza cristalina	Estratiforme			Precámbrico	Calizas metamórficas (micritas y microesparitas)	Formación Las Tienditas
CAOLIN										
San Antonio de los Cobres	*Amanta, Trinidad*	24° 13'	66° 15'	Caolín						
San Antonio de los Cobres	*Cleopatra*	24° 22'	66° 18'	Caolín						
San Antonio de los Cobres	*Cueva Real*	24° 26'	66° 19'	Caolín						
San Antonio de los Cobres	*Orión*	24° 06'	66° 13'	Caolín						
CARBONATO DE SODIO										
Laguna Geschel	*Santa María*	24° 05'	67° 21'	Carbonato de sodio	Evaporítico	Na_2CO_3: 10,2% $NaCO_3H$:20,2% NaCl: 24,3% Na_2SO_4:9,2%	22.000 t (inferidos + indicados)	Pleistoceno Holoceno	Salares. Cuerpo de agua salada	Depósitos Evaporíticos
COBRE										
Abra de San Miguel	*Cerro Juncal*	24° 46'	66° 46'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Ectinitas	Formación Coquena
Abra del Acay	*El Acay*	24° 28'	66° 10'	Cu-Pb-Zn	Diseminado			Precámbrico Cretácico Terciario	Metasedimentitas, conglomerados y areniscas. Intrusivos dacíticos y riodacíticos	Formación Puncoviscana Subgrupo Pirgua
Abra del Acay	*Encrucijada*	24° 29'	66° 11'	Cu-Pb	Vetiforme			Cretácico	Areniscas calcáreas y lutitas	Formación Yacoraite
Abra del Acay	*Huaico Hondo*	24° 29'	66° 11'	Cu-Pb-Zn	Stockwork			Terciario (Oligoceno-Mioceno)	Areniscas moradas	Formación Río Grande
Abra del Acay	*Rosario*	24° 30'	66° 12'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Metasedimentitas	Formación Puncoviscana
Abra del Acay	*Saturno*	24° 28'	66° 10'	Cu-Ag-Au	Vetiforme	Cu: 0,9-18% Ag: 300-1.572 g/t		Precámbrico	Metasedimentitas	Formación Puncoviscana
Alemanía	*Doña Inés*	25° 38'	65° 37'	Cu-Fe	Estratoligado, impregnaciones, vetiforme			Cretácico	Conglomerados y areniscas	Subgrupo Pirgua
Alemanía	*María Elena, Azul, Las Coyas*	25° 56'	65° 42'	Cu	Estratoligado, Impregnaciones, vetiforme			Precámbrico Cretácico	Esquistos, lutitas y areniscas. Conglomerados	Formación Puncoviscana Subgrupo Pirgua
Brealito	*Brealito*	25° 18'	66° 22'	Cu	Diseminado			Precámbrico Cretácico	Metasedimentitas. Cuerpo porfírico	Formación Puncoviscana
Brealito	*El Monte*	25° 22'	66° 23'	Cu	Estratiforme, impregnaciones			Cretácico	Areniscas y pelitas	Subgrupo Pirgua
Cafayate	*Casualidad III*	26° 01'	66° 11'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Metamorfitas	Complejo Metamórfico Tolombón
Cafayate	*Tres Morritos*	26° 12'	65° 46'	Cu	Vetiforme, impregnaciones			Mioceno Plioceno	Niveles pelíticos, arenosos y conglomerádicos continentales	Grupo Payogastilla
Campana Horco (Guachipas)	*Lara, San Antonio, San José, Toro Negro*	25° 41'	65° 22'	Cu	Vetiforme, impregnaciones			Terciario	Areniscas y pelitas Andesitas y basaltos	
Capillas	*Estela, María Inés, María*	24° 30'	66° 01'	Cu	Vetiforme	Cu: 4,7%, Au: 0,6 g/t Ag: 62 g/t (María Inés)		Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Capillas	*Leonor, Martha, Mercedes*	24° 30'	66° 01'	Cu	Vetiforme	Cu: 2%, Ag: 5 g/t (Martha)		Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana
Capillas	*Quebrada Sunchal*	24° 34'	66° 02'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Metasedimentitas	Formación Puncoviscana
Cerro Samenta	*Cerro Samenta Santa Inés*	24° 56'	68° 06'	Cu-Au	Diseminado			Paleógeno inferior	Lavas, pórfiros, tobas, granitos. Alteraciones fílica, silícea y argílica	Complejo Volcánico Santa Inés
Chachas	*Chachas*	24° 15'	67° 19'	Cu-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Contacto entre diques riolíticos y pelitas	Formación Coquena
Chachas	*Eugenia*	24° 14'	67° 16'	Cu-Pb	Venillas, diseminado			Ordovícico	Granito. Areniscas y lutitas. Diques riolíticos	Formación Chachas Formación Falda Ciénaga
Chachas	*Marcelo*	24° 18'	67° 19'	Cu-Pb	Vetiforme, diseminado			Ordovícico	Granito. Diques riolíticos	Formación Chachas
Chachas	*Mercedes*	24° 14'	67° 16'	Cu-Pb	Vetiforme			Ordovícico	Granito. Diques riolíticos	Formación Chachas
Cortaderas	*Antofallita I, II, III y IV*	25° 03'	67° 25'	Cu	Vetillas, impregnaciones			Terciario	Conglomerados y areniscas	Sedimentita Vizcachera
Cortaderas	*Cortaderas I, II, III y IV*	25° 05'	67° 19'	Cu				Terciario	Conglomerados y areniscas	Sedimentita Vizcachera
Cortaderas	*Elena*	25° 02'	67° 25'	Cu	Estratiforme, estratoligado			Terciario	Conglomerados y areniscas	Sedimentita Vizcachera
Cortaderas	*Las Vertientes*	25° 04'	67° 19'	Cu	estratoligado			Terciario	Conglomerados y areniscas	Sedimentita Vizcachera
Inca Viejo	*Inca Viejo (incluye 42 pertenencias)*	25° 09'	66° 45'	Cu-Mo (Au)	Diseminado	En superficie Cu: hasta 2.000 ppm Mo: 25 ppm Au: hasta 0,2 g/t		Terciario (Mioceno)	Pórfiros monzoníticos y pórfiros dacíticos. Brechas intrusivas y de colapso con turmalina	Formación Inca Viejo
Iruya	*Juanita*	22° 43'	65° 14'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras, cuarcitas	Formación Puncoviscana
La Candelaria	*Bandi*	25° 57'	64° 57'	Cu	Vetiforme					
La Casualidad	*Hortencia*	24° 17'	68° 40'	Cu	Vetiforme, Impregnaciones			Terciario	Dacitas, andesitas, tobas e ignimbritas	
La Yesera	*Margarita, Zorriquín*	25° 58'	66° 41'	Cu	Estratiforme			Cretácico	Areniscas y conglomerados	Subgrupo Pirgua
Las Cuevas	*Francisco Cornejo, San Roque*	24° 18'	66° 01'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana
Las Cuevas	*Isa I y II, San Santiago*	24° 23'	66° 01'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana
Las Cuevas	*Lucrecita*	24° 18'	66° 04'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana
Las Cuevas	*Señor del Milagro*	24° 15'	66° 02'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana
Las Cuevas	*Sor Rafaela, Estela,*	24° 27'	66° 02'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Las Cuevas	*Virgen del Valle*	24° 21'	66° 01'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Lutitas, pizarras, filitas y cuarcitas	Formación Puncoviscana
Los Colorados	*Los Colorados, Aguas Amargas*	24° 51'	66° 54'	Cu	Lentiforme			Terciario (Eoceno-Oligoceno)	Limo-areniscas	Formación Geste
Quebrada de Escoipe	*Custodio, San Martín, Salamanca*	25° 10'	65° 49'	Cu	Estratiforme	Cu: 0,7%	152.000 t	Cretácico	Conglomera-dos y areniscas arcósicas	Subgrupo Santa Bárbara
Río Juramento	*Elba, María, León*	25° 13'	65° 09'	Cu-Pb	Estratiforme	Cu: 0,83% Ag: 19,2 g/t	11,5 Mt (medidos), 47 Mt (indicados)	Cretácico	Areniscas calcáreas, calizas oolíticas y calizas arenosas	Formación Yacoraite
Rosario de La Frontera	*Bichito*	25° 46'	64° 55'	Cu	Vetiforme					
Salar Centenario	*Cerro Negro*	24° 52'	66° 39'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Granito	Complejo Eruptivo Oire
Santa Victoria	*Atahualpa*	22° 19'	65° 10'	Cu	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas. Areniscas cuarcíticas	Grupo Mesón
Sierra Cresta del Gallo (General Güemes)	*Punilla*	24° 46'	64° 44'	Cu	Vetiforme, impregnaciones			Cretácico	Calizas arenosas y areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
Sierra de Rangel	*La Colorada*	23° 38'	66° 17'	Cu-Pb-Zn-Fe	Estratiforme	Fe: 33-50% S: 20-30% Cu: 0,5% Zn: 0,9-1% Pb: 0,1-1% Ag: 7-10 g/t Au: hasta 0,7 g/t	12,5 Mt (medidos + indicados)	Ordovícico	Areniscas cuarcíticas, grauvacas, calizas y lutitas metamorfizadas	Formación Chiqueros
Sierra de Rangel	*La Norteña*	23° 29'	66° 16'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas, grauvacas y areniscas cuarcíticas	Formación Falda Ciénaga
Sierra de Taca Taca	*Arizaro*	24° 36'	67° 52'	Cu	Vetiforme			Paleógeno inferior	Lavas, pórfiros y tobas	Complejo Volcánico Santa Inés
Sierra de Taca Taca	*Carla*	24° 33'	67° 44'	Cu	Vetiforme			Ordovícico	Granodiorita	Formación Taca Taca
Sierra de Taca Taca	*Hortencia*	28° 12'	67° 52'	Cu	Vetifortme			Ordovícico	Granodiorita	Formación Taca Taca
Sierra de Taca Taca	*Taca Taca I y II (ex mina Fruso)*	24° 19'	67° 41'	Cu-Au	Vetiforme			Ordovícico	Granodiorita	Formación Taca Taca
Sierra de Taca Taca	*Taca Taca Alto*	24° 06'	67° 07'	Cu-Mo	Diseminado	Cu: 0,29% Au: 0,03 g/t Mo: 0,08%	19 Mt	Pérmico-Triásico Paleógeno	Granitos, granodioritas. Pórfiros dacíticos y riodacíticos	Complejo Plutónico Llullaillaco y Complejo Volcánico Santa Inés
Sierra de Taca Taca	*Taca Taca Bajo*	24° 35'	67° 44'	Cu-Au-Mo	Diseminado	Cu: 0,58% Au: 0,18 g/t Mo: 0,02%	440 Mt (medidos)	Pérmico-Triásico Paleógeno	Granitos, granodioritas. Pórfiros dacíticos y riodacíticos	Complejo Plutónico Llullaillaco y Complejo Volcánico Santa Inés
Vallecito (Angastaco)	*Los Cardones*	25° 56'	66° 11'	Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras y grauvacas	Formación Puncoviscana
Vallecito (Angastaco)	*Vallecito (mina San Francisco)*	25° 56'	66°17'	Cu	Impregnaciones, diseminado	Cu: 0,05-1%		Ordovícico Cretácico	Migmatitas, granitos. Conglomera-dos, areniscas	Complejo Eruptivo Oire Subgrupo Pirgua
	El Santo	24° 57'	64° 48'	Cu	Guías, vetillas, impregnaciones			Cretácico	Calizas arenosas y areniscas calcáreas	Formación Yacoraite
DIATOMITA										
Catua	*La Andina, La Catueña,*	23° 51'	67° 10'	Diatomita	Estratiforme			Pleistoceno Holoceno	Niveles sedimentarios	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	La Salteña								lacustres finos. Arcillas grises, amarillentas y verdosas	
Catua	*Viviana, Mónica, Gabriela, Verónica*	23° 57'	67° 04'	Diatomita	Estratiforme			Pleistoceno Holoceno	Niveles sedimentarios lacustres finos. Arcillas grises, amarillentas y verdosas	
Estación Pocitos	*Bolea y Huesca*	24° 20'	66° 55'	Diatomita	Estratiforme			Pleistoceno	Depósitos de acarreo	
Quebrada del Agua	*Doña Petrona*	24° 32'	68° 12'	Diatomita	Estratiforme			Pleistoceno	Niveles sedimentarios lacustres finos	Formación Blanca Lila
Quebrada del Agua	*Socompa*	24° 31'	68° 12'	Diatomita	Estratiforme			Pleistoceno	Niveles sedimentarios lacustres finos	Formación Blanca Lila
Salar del Rincón	*Conaliot y otras*	24° 00'	67° 11'	Diatomita	Estratiforme			Pleistoceno	Depósitos recientes	
FOSFATOS										
Baritú	*Río Porongal*	22° 34'	64° 45'	Fosfatos	Estratiforme	P_2O_5: hasta 8,7%		Ordovícico	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Formación Labrado Formación Centinela
Isla de Cañas	*Río Alisal*	22° 43'	64° 50'	Fosfatos	Estratiforme	P_2O_5: 6-7%		Ordovícico	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Formación Labrado Formación Centinela
Isla de Cañas	*Río Astillero*	22° 55'	64° 50'	Fosfatos	Estratiforme	P_2O_5: 2,8-7%		Ordovícico	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Formación Labrado Formación Centinela
Los Toldos	*Quebrada La Misión*	22° 14'	64° 42'	Fosfatos	Estratiforme	P_2O_5: 7%		Ordovícico	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Formación Labrado Formación Centinela
Los Toldos	*Río San José*	22° 23'	64° 44'	Fosfatos	Estratiforme			Ordovícico	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Formación Labrado Formación Centinela
Río Lipeo	*Río Lipeo*	22° 24'	64° 45'	Fosfatos	Estratiforme	P_2O_5: 1%		Ordovícico	Cuarcitas, areniscas y lutitas	Formación Labrado Formación Centinela
HIERRO										
Abra del Acay	*El Acay*	24° 24'	66° 10'	Fe-Cu-Pb-Zn	Skarn, vetiforme	Fe: hasta 62%		Cretácico Oligoceno	Skarn granatífero. Calizas, areniscas calcáreas, margas. Granito	Formación Yacoraite
Baritú	*Baritú*	22° 32'	64° 45'	Fe	Estratiforme			Silúrico	Limolitas y grauvacas grises y verdosas	Formación Lipeón
Baritú	*Candelaria*	22° 41'	64° 46'	Fe	Estratiforme			Silúrico	Limolitas y grauvacas grises y verdosas	Formación Lipeón
Baritú	*Cuesta de Minas*	22° 28'	64° 44'	Fe	Estratiforme			Silúrico	Limolitas y grauvacas grises y verdosas	Formación Lipeón
Baritú	*Porongal*	22° 37'	64° 45'	Fe	Estratiforme			Silúrico	Limolitas y grauvacas grises y verdosas	Formación Lipeón
Estación Caipe	*La Victoria*	24° 48'	68° 04'	Fe	Vetiforme			Paleógeno superior	Ignimbritas, tobas, lavas	Complejo Volcánico -sedimentario Quebrada del Agua
Estación Diego	*La Porfiada,*	24° 30'	68° 23'	Fe	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras,	Formación

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
de Almagro	*Don Eusebio, Don Marcos, La Magnetita*								esquistos y cuarcitas. Granodiorita	Puncoviscana Formación Quesera
Incahuasi	*Inca, Virgen del Rosario*	24° 21'	65° 54'	Fe	Vetiforme		124.000 t (inferidos)	Precámbrico	Pizarras, esquistos y cuarcitas. Granodiorita	Formación Puncoviscana Formación Quesera
Incahuasi	*La Frontera*	24° 07'	67° 32'	Fe				Pleistoceno	Coladas andesíticas augíticas	
Incahuasi	*La Salteña*	24° 06'	67° 20'	Fe				Pleistoceno	Coladas andesíticas augíticas	
Incahuasi	*Palete I*	24° 10'	67° 20'	Fe	Irregular			Pleistoceno	Coladas andesíticas augíticas	
Iruya	*La Soledad*	22° 42'	65° 14'	Fe-Cu	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas	Grupo Mesón
Santa Victoria	*Antigal*	22° 10	64° 54'	Fe	Estratiforme			Silúrico	Limolitas y grauvacas	Formación Lipeón
Santa Victoria	*Campamento*	22° 19'	65° 02'	Fe	Vetiforme			Ordovícico areniscas	Lutitas y Santa Rosita	Formación
Santa Victoria	*María Gabriela*	22° 18'	65° 02'	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Mecovita*	22° 08'	64° 53'	Fe	Estratiforme, oolítico			Silúrico	Limolitas y grauvacas	Formación Lipeón
Santa Victoria	*Sepultura*	22° 13'	64° 57'	Fe	Estratiforme			Silúrico	Limolitas y grauvacas	Formación Lipeón
Santa Victoria	*Virgen del Valle*	22° 38'	65° 06'	Fe	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras, grauvacas	Formación Puncoviscana
Sierra de Rangel	*La Sureña*	23° 31'	66° 16'	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Grauvacas y lutitas	Formación Falda Ciénaga
Sierra de Rangel	*Nueva Esperanza*	23° 44'	66° 19	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Grauvacas y lutitas	Formación Falda Ciénaga
Sierra de Taca Taca	*La Sarita*	24° 32'	67° 47'	Fe	Vetiforme			Permotriásico	Granito, granodiorita, pórfiros, microdioritas	Complejo Plutónico Llullaillaco
Sierra de Zenta	*Lagunita*	23° 10'	65° 01'	Fe	Vetiforme			Ordovícico	Areniscas cuarcíticas y pelitas	Grupo Santa Victoria
Unchimé	*Unchimé (Incluye más de 50 pertenencias)*	24° 43'	64° 56'	Fe	Estratiforme oolítico	Fe:32-40,9% (media)	150,86 Mt (indicados) 13, 77 Mt (medidos) 105,38 Mt (inferidos)	Silúrico	Lutitas, limolitas y gruvacas	Formación Unchimé
	Milagro	24° 28'	66° 12'	Fe-Cu-Pb-Zn	Skarn, venillas, cuerpos bandeados			Cretácico Oligoceno	Skarn granatífero. Calizas, areniscas calcáreas, margas. Granito	Formación Yacoraite Formación Acay
MANGANESO										
Aguas Calientes	*El Cedro*	24° 28'	66° 30'	Mn	Vetas, impregnaciones			Ordovícico Cuaternario	Pórfiros riodacíticos. Granodioritas. Conglomerados y arenas	Complejo Eruptivo Oire
Cerro Chipas	*Ana María, Esteban*	24° 04'	66° 06'	Mn	Impregnaciones, vetas y mantos	Mn:30-44%	3.400 t	Cretácico y Cuaternario	Calizas, areniscas y conglomerados	Formación Yacoraite y Depósitos modernos
Cerro Remate	*San Carlos*	24° 30'	66° 29'	Mn	Lentes colgantes, vetas menores			Cuaternario	Conglomerados y areniscas	Depósitos modernos
Cerro Remate	*San Justo, Laguna Seca, Olga, Stella y otras*	24° 28'	66° 29'	Mn	Lentes colgantes, vetas menores	Mn:20%	80.000 t	Cuaternario	Conglomerados y areniscas	Sedimentos aterrazados
Chachas	*Lamelina*	24° 16'	67° 15'	Mn	Relleno de diaclasas			Ordovícico	Granito	Formación Chachas
El Queva	*Antuco*	24° 12'	66° 39'	Mn	Impregnaciones			Cuaternario	Caliza hidatogénica. Travertinos, boratos, yeso	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
El Queva	*Arjona*	24° 07'	66° 49'	Mn	Impregnaciones			Terciario (Plioceno)	Andesitas y dacitas	Formación Rumibola
El Queva	*Condorhuasi*	24° 29'	66° 45'	Mn	Impregnaciones			Cuaternario	Conglomerados y brechas sedimentarias	Depósitos modernos
El Queva	*Incachule (Julio César)*	24° 16'	66° 27'	Mn	Relleno de fisuras			Terciario (Plioceno)	Andesitas	Formación Rumibola
El Queva	*Judith*	24° 05'	66° 51'	Mn-travertino	Impregnaciones	Mn: 20-25%	500.000 t	Cuaternario	Bancos arenoarcillosos. Travertinos	Depósitos modernos
El Queva	*Santa Ana*	24° 05'	66° 52'	Mn	Impregnaciones			Cuaternario	Areniscas y conglomerados	Depósitos modernos
El Queva	*Santa Bárbara*	24° 18'	66° 38'	Mn	Impregnaciones			Terciario (Mioceno)	Dacitas y brechas	Formación Aguas Calientes
Las Cuevas	*Aries*	24° 21'	65° 58'	Mn				Cuaternario	Conglomerados y areniscas asociados a niveles travertínicos	Depósitos modernos
Las Cuevas	*Bordo de la Cueva*	24° 26'	66° 08'	Mn				Cuaternario	Conglomerados y areniscas asociados a niveles travertínicos	Depósitos modernos
Las Cuevas	*Virgen del Valle, Jesús, San José*	24° 21'	66° 01'	Mn-travertino	Niveles concordantes			Cuaternario	Conglomerados y areniscas asociados a niveles travertínicos	Depósitos modernos
Ochaqui	*Ochaqui (19 Pertenencias)*	24° 40'	66° 29'	Mn-Fe	Mantos sub-concordantes, irregulares. Vetas, vetillas, impregnaciones	Mn: 9,7% Fe_2O_3: 6,3%	201.289 t	Terciario (Plioceno)	Tobas, conglomerados, brechas y areniscas	Formación Abra del Gallo
Salar Pocitos	*Salar de Pocitos*	24° 19'	66° 58'	Mn	Estratiforme			Cuaternario	Conglomerados y areniscas	Depósitos modernos
	Centauro	24° 11'	66° 33'	Mn	Vetiforme			Cuaternario	Travertinos	Caliza hidatogénica
	Ciénaga Grande	24° 54'	66° 37'	Mn	Impregnaciones, vetas			Cuaternario	Arenas y tobas	Depósitos de talud
MICA										
Jasimaná	*Eudosia, La Gauchita*	26° 06'	66° 28'	Mica	Pegmatítico			Ordovícico	Granitos, granodioritas	Complejo Eruptivo Oire
Luracatao	*Los Manantiales*	25° 03'	66° 30'	Mica	Pegmatítico			Ordovícico	Granodioritas Pórfiros riodacíticos	Complejo Eruptivo Oire
Tolombón	*17 de Octubre*	26° 08'	66° 07'	Mica	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos, gneises y cuarcitas	Complejo Metamórfico Tolombón
Tolombón	*La Vieja*	26° 13'	66° 06'	Mica	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos, gneises y cuarcitas	Complejo Metamórfico Tolombón
	Tarón	24° 57'	66° 49'	Mica	Pegmatítico			Precámbrico	Ortogneises, granitoides gnéisicos y granodioríticos. Pegmatita	Formación Salar Centenario
MOLIBDENO										
	Vizcacheral (Pancho Arias)	24° 15'	65° 50'	Mo-Cu-Au	Diseminado, Stockwork	En superficie Cu: hasta 3.300 ppm, Mo: hasta 750 ppm, Au: hasta 0,2 g/t		Precámbrico Mioceno	Leptometamorfitas Enjambre de diques de pórfiro dacítico y brechas intrusivas e hidrotermales	Formación Puncoviscana
NIOBIO-TANTALIO-LITIO										
Abra de Singuel	*Centenario*	24° 51'	66° 47'	Au-Cu	Brecha hidrotermal			Mioceno	Dacitas, andesitas, brechas hidrotermales	Formación Centenario

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Diablillos	*Diablillos*	25° 18'	66° 48'	Au-Cu	Diseminado			Mioceno	Intrusivos graníticos, brechas intrusivas	Formación Inca Viejo
El Quemado (Cachi)	*Aguas Calientes*	24° 44'	66° 20'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
El Quemado (Cachi)	*Anzotana*	24° 49'	66° 18'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
El Quemado (Cachi)	*El Peñón*	24° 50'	66° 19'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
El Quemado (Cachi)	*El Quemado*	24° 50'	66° 21'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
El Quemado (Cachi)	*El Virita*	24° 45'	66° 20'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
El Quemado (Cachi)	*María Eugenia, Isabel*	25° 04'	66° 17'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico	Pizarras, esquistos, filitas y grauvacas	Formación La Paya
El Quemado (Cachi)	*Peñas Blancas*	24° 57'	66° 18'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
El Quemado (Cachi)	*Santa Elena*	24° 49'	66° 20'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico	$Ta_2O_5 + Nb_2O_5$: 0,01-0,035%	5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
El Quemado (Cachi)	*Tres Tetas*	24° 53'	66° 18'	Nb-Ta-Li-Bi-Be	Pegmatítico		5 Mt (para el distrito)	Precámbrico Cámbrico inferior	Pizarras, esquistos, filitas Plutonitas trondhjemíticas Pegmatitas	Formación Puncoviscana Formación Cachi
NÍQUEL										
Santa Victoria	*La Niquelina*	22° 22'	65° 13'	Ni-Pb-Zn-Co-As	Vetiforme	Ni: 0,45-1,65% Pb: 2,5-30% Zn: 1,5-21% En muestras seleccionadas: Co: 0,47-1,76% As: 26,6-31,46%		Cámbrico Ordovícico	Cuarcitas Lutitas y areniscas	Formación Chahualmayoc Formación Santa Rosita
ORO										
Abra de Singel	*Centenario*	24° 51'	66° 47'	Au-Cu	Brecha hidrotermal			Mioceno	Dacitas, andesitas, brechas hidrotermales	Formación Centenario
Aguas Calientes	*Abra del Gallo*	24° 19'	66° 28'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas	Depósitos modernos
Diablillos	*Diablillos*	25° 18'	66° 48'	Au-Cu	Diseminado			Mioceno	Intrusivos graníticos,	Formación Inca Viejo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
									brechas intrusivas	
Guachipas	*El Taradar*	25° 38'	65° 23'	Au	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, filitas, grauvacas	Formación Puncoviscana
Guachipas	*La Pachamamita*	25° 35'	65° 24'	Au	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, filitas, grauvacas	Formación Puncoviscana
Organullo	*Organullo*	24° 24'	66° 18'	Au-Pb-Cu-Zn	Diseminado			Precámbrico Terciario	Pizarras y esquistos Coladas dacíticas y andesíticas Stock diorítico	Formación Puncoviscana
Organullo	*Sin Nombre*	24° 15'	66° 20'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas, gravas	Niveles terrazados
Palermo Oeste	*Pueblo Viejo*	24° 43'	66° 11'	Au	Aluvional			Cuaternario	Arenas	Niveles terrazados
Pastos Grandes	*Cerro Gordo*	24° 32'	66° 22'	Au	Diseminado en zona de fractura			Precámbrico	Pizarras y esquistos Brecha	Formación Puncoviscana
Pueblo Viejo	*Gabriela, Lagunita*	23° 52'	66° 14'	Au	Aluvional			Pleistoceno, Holoceno	Acumulaciones detríticas	
Pueblo Viejo	*Pueblo Viejo*	23° 52'	66° 14'	Au	Vetiforme			Precámbrico	Grauvacas, esquistos y pelitas metamorfizadas	Formación Puncoviscana
Santa Victoria (Sierra de Santa Cruz)	*Yavihuaico, Santa Cruz*	22° 09'	65° 00'	Au	Aluvional			Pleistoceno, Holoceno	Depósitos de planicie aluvial	
Santa Victoria (Sierra de Santa Rosita)	*Santa Rosita, Pucará, Cerros Bravos*	22° 11'	64° 52'	Au	Aluvional	Au: 1 g/m^3 (media, Pucará)		Pleistoceno, Holoceno	Depósitos de planicie aluvial	
Santa Victoria (Tres Lagunas)	*Arias*	22° 05'	65° 08'	Au-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria (Tres Lagunas)	*Pueblo de Mina, Vizcachani, Pozo Bravo*	22° 08'	65° 07'	Au	Aluvional	Au: hasta 2,4 g/m^3 (sector Minas)		Pleistoceno, Holoceno	Depósitos aluviocoluviales	
Taca Taca	*Taca Taca Sur*	24° 37'	67°45'	Au-Cu	Diseminado			Paleógeno inferior	Andesitas porfíricas, tobas, brechas y diques riodacíticos	Complejo Volcánico Santa Inés
PERLITA										
El Queva	*Mariana*	24° 19'	66° 53'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Terciario (Plioceno)	Piroclastitas y lavas dacíticas	
Quebrada de Quirón	*Anfitrite, Criollita, Victoria, Taurus, Quirón*	24° 24'	66° 48'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares		Grupo Quirón: 6 Mt (medidos)	Terciario (Plioceno)	Andesitas	Formación Rumibola
Quebrada de Quirón	*Trini*	24° 25'	66° 23'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Terciario (Plioceno)	Andesitas	Formación Rumibola
Ramadas	*El Pato, La Pava, Anta, Ciervo, Guanaco, El Suri*	24° 08'	66° 20'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Terciario (Plioceno)	Depósitos Piroclásticos riolíticos Coladas lávicas ameboidales	
Ramadas	*El Sol I y II*	24° 08'	66° 20'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Terciario (Plioceno)	Depósitos Piroclásticos riolíticos Coladas lávicas ameboidales	
Rupasca	*Tina, Justa*	24° 28'	66° 25'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Terciario (Plioceno)	Andesitas, dacitas y piroclastitas	
Vega Chachas	*Gringa*	24° 18'	66° 59'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Mioceno Plioceno	Andesitas, y dacitas	
Vega de Arizaro	*Los Volcanes*	24° 32'	67° 51'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Plioceno	Vidrio riolítico. Domo extrusivo y coladas	Formación Cerrito Blanco de Arizaro

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología asociadas	Unidad
Vega de Arizaro	*Lurgo I, II y III*	24° 32'	67° 51'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Plioceno	Vidrio riolítico. Domo extrusivo y coladas asociadas	Formación Cerrito Blanco de Arizaro
	Coquemayo, Emma	24° 27'	66° 16'	Perlita (vidrio volcánico)	Cuerpos estratiformes irregulares			Terciario (Plioceno)	Andesitas, dacitas y piroclastitas	
PLOMO										
Abra del Acay	*Encrucijada*	22° 14'	65° 00'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Cachi	*Emma Olga*	25° 08'	66° 24'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, esquistos, filitas Granitos	Formación La Paya Formación Cachi
Cachi	*Incauca*	25° 09'	66° 24'	Pb-Ag	Vetiforme			Cretácico	Conglomerados y areniscas rojizas	Subgrupo Pirgua
Cachi	*Santa Julia*	25° 13'	66° 16'	Pb-Ag	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, esquistos, filitas	Formación La Paya
Cerro Cori	*Leo, Tiger, Panther*	24° 56'	67° 50'	Pb-Ag	Vetiforme			Mioceno Plioceno	Andesitas, dacitas, ignimbritas	
Cerro Cori	*Silvina*	25° 00'	67° 51'	Pb-Ag	Vetiforme			Mioceno Plioceno	Andesitas, dacitas, ignimbritas	
Cerro Purma	*San Pedro, Cardonal*	24° 20'	65° 42'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Acoite
Concordia	*Emilia*	24° 11'	66° 24'	Pb	Vetiforme			Cretácico	Conglomerados	Subgrupo Pirgua
Concordia	*Flammarión*	24° 10'	66° 24'	Pb	Vetiforme			Cretácico	Conglomerados	Subgrupo Pirgua
Concordia	*Vicuña*	24° 09'	66° 23'	Pb	Vetiforme			Cretácico	Conglomerados	Subgrupo Pirgua
El Queva	*Armonía*	24° 21	66° 50'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 8% Ag: 0,26%		Terciario	Dacitas, andesitas	Formación Agua Caliente
El Queva	*Flavia*	24° 23'	66° 46'	Pb	Vetiforme			Terciario	Pórfiros dacíticos, tobas, ignimbritas	Formación Agua Caliente
El Queva	*La Argentina*	24° 23'	66° 46'	Pb-Ag	Vetiforme			Terciario	Pórfiros dacíticos, tobas, ignimbritas	Formación Agua Caliente
El Queva	*La Escondida*	24° 19'	66° 15'	Pb	Vetiforme			Terciario	Pórfiros dacíticos, tobas, ignimbritas	Formación Agua Caliente
El Queva	*Vince*	24° 20'	66° 50'	Pb	Vetiforme		15.000 t	Terciario	Pórfiros dacíticos, tobas, ignimbritas	Formación Agua Caliente
Iruya	*San Isidro*	22°44'	65° 13'	Pb-Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras, cuarcitas	Formación Puncoviscana
La Caldera	*El Milagro, La Caldera I, II y III*	24° 36'	65° 29'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, filitas, grauvacas	Formación Puncoviscana
La Caldera	*San Fernando, Reconquista*	24° 28'	65° 28'	Pb-Ag	Vetiforme			Precámbrico Cámbrico	Pizarras, filitas, grauvacas Cuarcitas	Formación Puncoviscana Grupo Mesón
La Poma	*California*	24° 17'	66° 29'	Pb-Ag	Vetiforme	Pb: 11,02 % Ag: 190,8 g/t (media) (para todo el distrito)	260.000 t (totales) (para Pb + Ag del distrito)	Terciario	Dacitas	Formación Agua Caliente
La Poma	*Don Ignacio*	24° 40'	66° 10'	Pb	Vetiforme, impregnaciones vetillas			Mioceno Plioceno	Conglomerados, areniscas y pelita	Grupo Payogastilla
La Poma	*La Olvidada*	24° 12'	66° 33'	Pb	Vetiforme			Terciario (Plioceno)	Andesitas	Formación Rumibola
Luracatao	*San Antonio*	25° 15'	66° 24'	Pb-Ag	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras,	Formación

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
									esquistos, filitas	La Paya
Organullo	*Pum Pum*	24° 42'	66° 08'	Pb-Cu	Vetiforme			Precámbrico	Metasedi-mentitas	Formación Puncoviscana
Organullo	*Sin Nombre*	24° 52'	66° 49'	Pb-Cu	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos	Formación Salar Centenario
Organullo	*Torca*	24° 25'	66° 19'	Pb-Ag-Cu	Vetiforme			Terciario (Plioceno)	Andesitas	Formación Rumibola
Quebrada del Agua	*Quebrada del Agua*	24° 01'	66° 57'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas	Formación Coquena
Quebrada del Río Toro (El Gólgota)	*Plateada*	24° 39'	65° 47'	Pb-Ag	Vetiforme			Precámbrico pelitas	Grauvacas, esquistos	Formación Puncoviscana
San Antonio de los Cobres	*Acazoque*	24° 17'	66° 22'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Granodiorita	Formación Oire
Santa Victoria	*Acoite, Hornillos*	22° 18'	65° 06'	Pb-Cu-baritina	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas	Formación Campanario
Santa Victoria	*Alejandra*	22° 24'	64° 57'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Elizabeth*	22° 14'	64° 57'	Pb-Cu-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Hernán*	22°°10'	65° 02'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Huasi, Viejito, Toroyoc, Huira*	22° 36'	65° 16'	Pb-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*La Ciénaga*	22° 22'	65° 05'	Pb-Cu-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Lopiara*	22° 26'	65° 03'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*María Cristina*	22° 31'	65° 04'	Pb-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*María Julia*	22° 13'	65° 03'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Misquero*	22° 25'	65° 06'	Pb-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Papachaora*	22° 16'	64° 55'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Parmense, Vizcachani*	22° 25'	65° 07'	Pb-baritina	Vetiforme	Pb: 17% Cu: 1,8-4,9% Ag: 115-360 g/t		Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Poscaya*	22° 27'	65°05'	Pb-baritina	Vetiforme		53.000 t (baritina)	Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*Río Blanco*	22° 15	65° 00'	Pb-Cu-U-Th	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria	*San José*	22° 35'	65° 02'	Pb-Ag	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras, grauvacas	Formación Puncoviscana
Santa Victoria	*San Santiago, Agua, Blanquita*	22° 11'	65° 08'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras,	Formación Puncoviscana
Santa Victoria	*Vizcachani Norte*	22° 08'	65° 08'	Pb-Zn-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria (Cerro Fundiciones)	*Abra Colorada Agua, Blanquita*	22° 28'	65° 08'	Pb-baritina	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, pizarras	Formación Puncoviscana
Santa Victoria (Lizoite)	*Churqui Pampa*	22° 18'	65° 07'	Pb-Cu-U-Th-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria (Sierra de Santa Cruz)	*La Codiciada*	22° 08'	65° 03'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Santa Victoria (Tres Lagunas)	*Rosario*	22° 05'	65° 13'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sedantás	*Magdalena, Amancay, Santiaguito*	25° 11'	66° 14'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, esquistos, filitas	Formación La Paya
Sedantás	*Titi Orco*	25° 14	66° 14'	Pb	Vetiforme			Precámbrico	Pizarras, esquistos, filitas	Formación La Paya
Sierra de Guayacos	*Justo Juez, Falda Ciénaga, Selva*	24° 03'	66° 57'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas	Formación Coquena

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Sierra de Rangel	*El Cardonal, Las Vertientes*	23° 27'	66° 16'	Pb	Vetiforme			Ordovícico Terciario	Grauvacas, pelitas y areniscas cuarcíticas Ignimbritas	Formación Falda Ciénaga
Sierra de Zenta	*Aidee*	23° 09'	64° 54'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sierra de Zenta	*Andrés, Agarayo, Molino, Zenta*	23° 06'	65° 00'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sierra de Zenta	*Beatriz, Socorro*	22° 35'	65° 07'	Pb-Cu	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sierra de Zenta	*Constanza, Narcisa*	23° 07'	64° 53'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Grauvacas, pelitas y areniscas cuarcíticas	Grupo Santa Victoria
Sierra de Zenta	*Cristian*	23° 06'	65 03'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sierra de Zenta	*El Nazareno*	22° 30'	65° 05'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sierra de Zenta	*El Quirusillal*	22° 29'	65° 06'	Pb-Zn-U-Cu-Ni-baritina	Vetiforme			Cámbrico	Cuarcitas, areniscas cuarzosas	Grupo Mesón
Sierra de Zenta	*Rosa*	23° 13'	64° 58'	Pb	Vetiforme			Ordovícico	Grauvacas, pelitas y areniscas cuarcíticas	Grupo Santa Victoria
Sierra de Zenta	*San Juan, San José*	23° 04'	65° 03'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sierra de Zenta	*San Martín*	23° 01'	65° 03'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
Sierra de Zenta	*Sirio Argentina*	23° 02°	65° 03'	Pb-baritina	Vetiforme			Ordovícico	Lutitas y areniscas	Formación Santa Rosita
PLOMO-PLATA-CINC										
Concordia	*Concordia*	24° 12'	66° 24'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 5,59% Zn: 1,26% Cu: 0,6% Ag: 490 g/t.	40.000 t (inferidos)	Cretácico-Terciario	Conglomerados, dacitas y brechas dacíticas	Subgrupo Pirgua, Formación Punta del Viento
Concordia	*El Recuerdo*	24° 09'	66° 24'	Pb-Ag-Zn-Au	Vetiforme	Pb: 1,82% Zn: 9,55% Cu: 1,82% Ag: 130 g/t		Cretácico	Conglomerados	Subgrupo Pirgua
Concordia	*La Paz*	24° 12'	66° 24'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 14,25% Zn: 2,4% Cu: 0,15% Ag: 337 g/t		Cretácico-Terciario	Conglomerados, dacitas y brechas dacíticas	Subgrupo Pirgua Formación Punta del Viento
Concordia	*Matilde*	24° 11'	66° 25'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Ordovícico Terciario	Granodiorita, dacitas y brechas dacíticas.	Formación Oire Formación Punta del Viento
Concordia	*Polvorilla*	24° 11'	66° 25'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Terciario	Dacitas y brechas dacíticas	Formación Punta del Viento
Inca Viejo	*Soroche, Vulcano*	25° 07'	66° 44'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Ordovícico	Gneises, esquistos granodioritas	Complejo Eruptivo Oire
Iruya	*Esperanza (Ex Chacabuco)*	22° 43'	65° 13'	Pb-Cu-Zn-U	Vetiforme	Cu: 19-23% Pb: 10-21% Zn: 9,75-10,3% U_2O_3: 0,14-0,37%		Precámbrico Cámbrico	Esquistos, pizarras Cuarcitas	Formación Puncoviscana Grupo Mesón
La Poma	*La Esperanza, Rosa, La Poma*	24° 14'	66° 28'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 11% Ag: 190 g/t	260.000 t	Terciario	Dacitas y tobas dacíticas	Formación Agua Caliente
La Poma	*La Negra*	24° 15'	66° 28'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Terciario	Dacitas	Formación Agua Caliente
Organullo	*Diana*	24° 26'	66° 15'	Pb-Ag-Zn-Cu	Vetiforme	Ag: 302,78 g/t Pb: 10,44% Zn: 3, 40%	20.000 t (totales)	Precámbrico Terciario	Grauvacas y filitas Dacitas y tobas	Formación Puncoviscana

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
PUZOLANA										
	Los Patos	24° 14'	66° 10'	Puzolana			7 Mt	Terciario (Plioceno)	Ignimbritas y tobas	Ignimbrita Ábra del Gallo
SAL										
Morro de la Salina (Tolombón)	*Don Abel, El Puerto, El Rodeo, Piedra Grande*	26° 19'	65° 51'	Sal	Evaporítico fósil. Niveles lacustres			Terciario	Sedimentitas clásticas continentales pardo rojizas	Formación Andalhuaca Grupo Santa María
Salar Llullaillaco	*María*	24° 44'	68° 17'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*Doña Emma*	24° 23'	67° 02'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*Ducus I, II y III*	24° 24'	67° 02'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*Emilia*	24° 25'	67° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*Manto Blanco*	24° 24'	67° 00'	Sal	Evaporítico	NaCl: 79-91%	15,5 Mt	Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*María Alejandra, María Cristina, María Soledad*	24° 28'	67° 02'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*María Cecilia*	24° 25'	67° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*María Elena, Halcón, Cóndor*	24° 10'	66° 58'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*Milagro, Isabel*	24° 22'	67° 02'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Arizaro	*Bala*	24° 48'	68° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Arizaro	*JAP*	24° 21'	67° 19'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de	*La Providencia*	24° 36'	67° 44'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno	Relleno	Depósitos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Arizaro								Holoceno	superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Evaporíticos
Salar de Arizaro	*Los Magos*	24° 22'	67° 31'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Arizaro	*Mina*	24° 50'	67° 53'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Arizaro	*Saladar, Salvador*	24° 32'	67° 43'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Arizaro	*Susita*	24° 55'	68° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Arizaro	*Yoshi*	24° 54'	68° 01'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Pastos Grandes	*Neptalí y otras*	24° 33'	66° 43'	Sal	Evaporítico	NaCl: 95,27%		Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Taca Taca	*Aracar*	24° 26'	67° 44'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Taca Taca	*Arisal*	24° 29'	67° 43'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Taca Taca	*Ercilia, María del Carmen*	24° 28'	67° 43'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Taca Taca	*Federico, María Salvadora, Eólica*	24° 27'	67° 44'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Taca Taca	*Kuky*	24° 29'	67° 43'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Taca Taca	*Santa María*	24° 30'	67° 43'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Tolillar	*Don Quijote*	24° 38'	67° 38'	Sal	Evaporítico			Terciario	Niveles de	Sedimentita

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
					fósil			(Mio-Plioceno)	areniscas y pelitas rojizas con intercalaciones evaporíticas	Vizcachera
Salar del Hombre Muerto	*Gerais*	25° 15'	66° 57'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Goias*	25° 13'	66° 58'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Litera sur, centro, este y oeste*	25° 15'	67° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Manaos*	25° 13'	66° 57'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Pernambuco*	25° 15'	57° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Hombre Muerto	*Recife*	25° 14'	67° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*Angélica*	24° 13'	66° 59'	Sal	Evaporítico	NaCl: 95 a 97% Na_2SO_4: 1-3%		Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*Irene*	24° 12'	66° 58'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar del Rincón	*Praga I, II, III y IV*	24° 11'	67° 00'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salinas Grandes	*Júpiter, Prode, Yoruga, La Promesa*	23° 44'	66° 02'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar.	Depósitos Evaporíticos
Sijes	*Sonia*	24° 40'	66° 41'	Sal	Evaporítico fósil			Terciario (Mioceno)	Areniscas y pelitas con intercalaciones evaporíticas	Formación Pozuelos
Tolar Grande	*Amelia*	24° 35'	67° 25'	Sal	Evaporítico fósil			Terciario (Mioceno Plioceno)	Niveles de areniscas y pelitas rojizas con intercalaciones evaporíticas	Sedimentita Vizcachera
Tolar Grande	*Beatriz*	24° 39'	67° 23'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar, Intercalaciones de niveles	Depósitos Evaporíticos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
									salinos y detríticos finos	
Tolar Grande	*Canopus I y II*	24° 34'	67° 33'	Sal	Evaporítico fósil			Terciario (Mioceno Plioceno)	Niveles de areniscas y pelitas rojizas con intercalaciones evaporíticas	Sedimentita Vizcachera
Tolar Grande	*Cerro Sal*	24° 39'	67° 34'	Sal	Evaporítico fósil			Terciario (Mioceno Plioceno)	Niveles de areniscas y pelitas rojizas con intercalaciones evaporíticas	Sedimentita Vizcachera
Tolar Grande	*Elena y Tolar*	24° 36'	67° 24'	Sal	Evaporítico fósil			Terciario (Mioceno Plioceno)	Niveles de areniscas y pelitas rojizas con intercalaciones evaporíticas	Sedimentita Vizcachera
Tolar Grande	*Eridiano I y II*	24° 34'	67° 33'	Sal	Evaporítico fósil			Terciario (Mioceno Plioceno)	Niveles de areniscas y pelitas rojizas con intercalaciones evaporíticas	Sedimentita Vizcachera
Tolar Grande	*Fénix*	24° 35'	67° 31'	Sal	Evaporítico fósil			Terciario (Mioceno Plioceno)	Niveles de areniscas y pelitas rojizas con intercalaciones evaporíticas	Sedimentita Vizcachera
Tolar Grande	*Inés, Jorge*	24° 36'	67° 55'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Tolar Grande	*Lucrecia*	24° 37'	67° 22'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Vega Chachas	*Natalia*	24° 21'	67° 15'	Sal	Evaporítico fósil			Mioceno Plioceno	Conglomerados, areniscas, pelitas y evaporitas	Grupo Pastos Grandes
	Mercedes	24° 38'	67° 22'	Sal	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
SILICATO DE ALUMINIO										
Copalayo	*Cordón Centenario*	24° 51'	66° 48'	Estaurolita-sillimanita-cianita-andalucita	Fajas			Precámbrico	Esquistos y micacitas	Formación Salar Centenario
Tacuil	*Abra de Cuernos*	25° 33'	66° 42'	Sillimanita	Nódulos y venas y también como rodados en terrazas y faldeos			Precámbrico	Esquistos y gneises biotíticos Micaesquistos cuarcíticos	Complejo Igneo Metamórfico Pachamama
Tacuil	*Casa Grande Las Juntas*	25° 30'	66° 38'	Sillimanita	Nódulos y venas y también como rodados en terrazas y faldeos			Precámbrico	Esquistos y gneises biotíticos Micaesquistos cuarcíticos	Complejo Igneo Metamórfico Pachamama
Tacuil	*Cerro Blanco*	25° 33'	66° 42'	Sillimanita	Nódulos y venas y también como rodados en terrazas y faldeos	Al_2O_3: 58-60%	600 t (indicados)	Precámbrico	Esquistos y gneises biotíticos Micaesquistos cuarcíticos	Complejo Igneo Metamórfico Pachamama

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Tacuil	*Cerro Guayitas, Cueva de Funes*	25° 30'	66° 41'	Sillimanita	Nódulos y venas y también como rodados en terrazas y faldeos			Precámbrico	Esquistos y gneises biotíticos Micaesquistos cuarcíticos	Complejo Igneo Metamórfico Pachamama
Tacuil	*Chaco Huasi*	25° 30'	66° 39'	Sillimanita	Nódulos y venas y también como rodados en terrazas y faldeos			Precámbrico	Esquistos y gneises biotíticos Micaesquistos cuarcíticos	Complejo Igneo Metamórfico Pachamama
Tacuil	*Puesto Excursionera*	25° 28'	66° 42'	Sillimanita	Nódulos y venas y también como rodados en terrazas y faldeos			Precámbrico	Esquistos y gneises biotíticos Micaesquistos cuarcíticos	Complejo Igneo Metamórfico Pachamama
SULFATO DE SODIO										
Quebrada del Agua	*Trinidad, La Porteña, La Salteña*	24° 31'	68° 13'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la laguna. Bancos de mineral intercalados con niveles detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Llullaillaco	*Augusto I y II*	24° 47'	68° 18'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*Fernando I*	24° 42'	67° 00'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la laguna. Bancos de mineral intercalados con niveles detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*María Auxiliadora*	24° 45'	66° 58'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la laguna. Bancos de mineral intercalados con niveles detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar Pocitos	*Nicodemus, Pacífica*	24° 43'	66° 59'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la laguna. Bancos de mineral intercalados con niveles detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Pocitos	*Valencianas*	24° 44'	66° 59'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la laguna. Bancos de mineral intercalados con niveles detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Pular Llullaillaco	*Inés I, II, III, IV y V*	24° 18'	67° 57'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Pular	*Pular Grande*	24° 18'	24° 18'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno	Relleno	Depósitos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
Llullaillaco								Holoceno	superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Evaporíticos
Salar de Pular Llullaillaco	*Pular I, Micerino*	24° 17'	67° 56'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Pular Llullaillaco	*Sibila*	24° 17'	67° 56'	Sulfato de sodio	Evaporítico			Pleistoceno Holoceno	Relleno superior del salar. Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos	Depósitos Evaporíticos
Salar de Río Grande	*Isabelita, Sulfa, Purita, Mónica, Dani, Venus, Fortuna, Diana, Júpiter (Dentro de la cuenca salina existen más de 130 pertenencias)*	25° 04'	68° 10'	Sulfato de sodio	Evaporítico		41 Mt	Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la cuenca salina. Bancos de mineral intercalados con niveles detríticos finos y salinos	Depósitos Evaporíticos
Tolar Chico	*Cándido, Chago, Gina y otras*	25° 05'	67° 01'	Sulfato de sodio	Evaporítico					Depósitos Evaporíticos
Zenta	*Vega de Arizaro, San Martín*	24° 32'	67° 56'	Sulfato de sodio	Evaporítico		30.000 t (inferidos) (San Martín); 25.000 t (Vega de Arizaro)	Pleistoceno Holoceno	Relleno superior de la cuenca. Costra superficial	Depósitos Evaporíticos
TIERRAS RARAS										
Rangel	*Curaca-Estrella de Oriente*	23° 27'	66° 11'	REE-Th	Dique carbonatítico	ThO_2: 0,45% ETR + Y: 0,6%	6 Mt (geológicos) para todos los cuerpos	Ordovícico	Lutitas	Formación Chiqueros
Rangel	*La Aurelia*	23° 27'	66° 12'	REE-Th	Dique carbonatítico	ThO_2: 0,52% ETR + Y: 0,65%		Ordovícico	Granodiorita	Granodiorita Cobres
Rangel	*La Barba*	23° 26'	66° 11'	REE-Th	Dique carbonatítico	ThO_2: 0,42% ETR + Y: 0,6%		Ordovícico	Granodiorita	Granodiorita Cobres
Rangel	*Platería*	23° 32'	66° 14'	REE-Th	Dique carbonatítico	ThO_2: 0,005-0,2% ETR + Y: 0,03-0,09%		Ordovícico	Granodiorita	Granodiorita Cobres
Rangel	*Rangel*	23° 34'	66° 15'	REE-Th	Dique carbonatítico	ThO_2: 0,25% ETR + Y: 0,45%		Ordovícico	Granodiorita	Granodiorita Cobres
Rangel	*Tierras Raras*	23° 29'	66° 13'	REE-Th	Dique carbonatítico			Ordovícico	Granodiorita	Granodiorita Cobres
Sierra de Cobres	*El Ucu*	23° 32'	66° 15'	REE-Th	Dique carbonático	ThO_2: 0,095% ETR + Y: 0,25%		Ordovícico Cretácico	Grauvacas, cuarcitas y pelitas Granitos y sienitas alcalinas	Formación Acoite Formación Rangel
TRAVERTINO										
Agua del Desierto	*Dragomar*	24° 35'	67° 45'	Travertino-ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Arita	*Arita, Ana*	25° 02'	67° 46'	Travertino-ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Arita	*Brach, Marito*	25° 08'	67° 45'	Travertino-ónix			20.000 t (medidos + inferidos)	Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Arita	*Eliana*	25° 13'	67° 48'	Travertino-ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Arita	*Franca*	25° 02'	67° 45'	Travertino-ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Arita	*Marcos*	25° 03'	67 44'	Travertino-ónix ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Catua	*El Sol*	23° 53'	67° 01'	Travertino				Pleistoceno	Caliza	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
				ónix				Holoceno	hidatogénica	
Estación Taca Taca	*Catedral*	24° 28'	67° 49'	Travertino ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Huaytiquina	*Casa del Zorro*	23° 50'	67 08'	Travertino-ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Huaytiquina	*Norma I y II*	23° 49'	67° 12'	Travertino-ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
La Poma	*Pozo Bravo*	24° 43'	66° 12'	Travertino-ónix			1.800 t	Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Las Cuevas	*Las Cuevas*	24° 21'	66° 01'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Salar de Tolillar	*Don Quijote*	25° 06'	67° 04'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Salar de Taca Taca	*Juan Manuel*	24° 31'	67° 47'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Salar de Taca Taca	*Tunuyán*	24° 22'	67° 44'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Salar de Tolillar	*Gallego, Josefa*	25° 07'	67° 04'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Salar de Tolillar	*Mariana, Tolillar I, II, III, IV y V*	25° 09'	67° 03'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Salar de Tolillar	*Napoleón I, II y III*	25° 08'	67° 02'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Salar de Tolillar	*Tía María*	24° 37'	67° 46'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Sierras de Rincón	*León, Nenucha, Pilarica, Negrita*	24° 09'	67° 13'	Travertino-ónix			24.000 t	Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Tocomar	*Nueva Tocomar*	24° 11'	66° 34'	Travertino-ónix				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Vega de Arizaro	*Tiamara*	24° 33'	67° 45'	Travertino				Pleistoceno	Caliza hidatogénica	
Vega Juncalito	*Balitu, Cantor*	25° 10'	67° 25'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
Vega Juncalito	*Tila*	25° 10'	67° 25'	Travertino				Pleistoceno Holoceno	Caliza hidatogénica	
URANIO										
Pampa Grande Guachipas	*La Despedida*	25° 54'	65° 30'	U	Estratoligado Tabular		4,86 Mt con 1.700 t de U_3O_8 (indicados + inferidos)	Cretácico	Areniscas calcáreas micáceas, calizas oolíticas, calizas arenosas	Formación Yacoraite
URANIO-VANADIO										
Cachi	*Don Bosco*	25° 06'	66° 00'	U-V	Estratoligado Tabular			Cretácico	Areniscas calcáreas micáceas, calizas oolíticas, calizas arenosas	Formación Yacoraite
Tonco Amblayo	*Don Otto*	25° 38'	65° 54'	U-V	Estratoligado Tabular	U: 1,05‰ (media para el distrito) V_2O_5: 0,02-0,24%	584.709 t (totales) para el distrito	Cretácico	Areniscas calcáreas micáceas, calizas oolíticas, calizas arenosas	Formación Yacoraite
Tonco Amblayo	*Emmy, El Leñadero, El Desecho*	25° 41'	65° 30'	U-V	Estratoligado Tabular	U: 0,08-1,36‰ (El Leñadero) U: 0,03% (El Desecho)		Cretácico	Areniscas calcáreas micáceas, calizas oolíticas, calizas arenosas	Formación Yacoraite
Tonco Amblayo	*Los Berthos*	25° 24'	65° 57'	U-V	Estratoligado Tabular	U: 1,44‰ (media) V_2O_5: 0,40-0,64%		Cretácico	Areniscas calcáreas micáceas, calizas oolíticas, calizas arenosas	Formación Yacoraite
Tonco Amblayo	*M.M. de Güemes*	25° 22'	65° 58'	U-V	Estratoligado Tabular	V_2O_5: 0,20%		Cretácico	Areniscas calcáreas	Formación Yacoraite

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
									micáceas, calizas oolíticas, calizas arenosas	
Tonco Amblayo	*Pedro Nicolás*	25° 30'	65° 57'	U-V	Estratoligado Tabular	V_2O_5: 0,01%		Cretácico	Areniscas calcáreas micáceas, calizas oolíticas, calizas arenosas	Formación Yacoraite
YESO										
Rosario de la Frontera	*Puente de Plata*	25° 57'	64° 44'	Yeso	Estratiforme			Mioceno	Areniscas y pelitas con intercalaciones evaporíticas	Formación Anta
Salar de Pocitos	*Néstor*	24° 10'	67° 06'	Yeso	Estratiforme			Terciario (Mioceno Plioceno)	Areniscas, pelitas fangolitas y evaporitas	Formación Pozuelos
Salar de Pocitos	*Punta Negra*	24° 15'	67° 06'	Yeso	Estratiforme			Terciario (Mioceno Plioceno)	Areniscas, pelitas fangolitas y evaporitas	Formación Pozuelos
Tolar Grande	*Tolar Grande, Tolar Oeste*	24° 35'	67° 25'	Yeso (Alabastro y selenita)	Estratiforme	Yeso: 83,57%		Terciario (Mioceno Plioceno)	Areniscas y pelitas con intercalaciones evaporíticas	Formación Pozuelos

SAN JUAN

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ANTIMONIO										
Chinguillos	*Difunta Correa, La Poderosa, Reforma*	29° 41'	69° 09'	Sb (Ba)	Lentiforme, guías, bolsones	Sb: 6%		Devónico	Pelitas, psamitas	Formación Punilla
ARCILLA										
Las Chiguas	*Don Juan, Siete Hermanos*	29° 50'	69° 07'	Arcillas	Volcánico, meteorización			Terciario	Ignimbritas	
	Campos de San Carlos	32° 06'	68° 30'	Arcillas	Estratiforme		350.000 t	Cuaternario		
	Cerámica San José	31° 30"	68° 39'	Arcillas refractarias	Estratiforme			Mioceno superior	Limolitas	Formación Loma de las Tapias
	Scop	31° 28'	68° 31'	Arcillas refractarias	Estratiforme			Mioceno superior	Limolitas	Formación Loma de las Tapias
ARSENICO										
Tocota	*Chimborazo, Colo Colo*	30° 39'	69° 31'	As	Vetiforme	As: 1,05%, Cu: 0,8%, Au: 1,2 g/t		Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
Tocota	*Krammer (Azocar), Ranqueles*	30° 40'	69° 30'	As	Vetiforme	As: 3-8%, Au: 0,9-2,7 g/t	38.000 t («económicas») (para todo el distrito)	Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
	Los Tajos, San Pablo	30° 33'	69° 29'	As				Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
	Villicum	31° 12'	67° 31'	As	Diseminado, relleno de fisura			Cámbrico	Calizas	Grupo Marquesado
ASBESTO										
	Juan, María	31° 30'	68° 11'	Asbesto	Irregular, vetiforme			Proterozoico medio	Esquistos anfibólicos, serpentinitas	Complejo Pie de Palo
	La Novia	31° 24'	67° 54'	Asbesto				Proterozoico medio	Esquistos anfibólicos, serpentinitas	Complejo Pie de Palo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
AZUFRE										
	Cerro Jagüelito, Rey Mago	29°49'	69°39'	Azufre	Vetiforme	S:37,8-72,6%	7,2 Mt (inferidos)	Terciario	Brechas y tobas andesíticas	
	San Agustín	30°28'	69°30'	Azufre				Terciario	Volcanitas	Formación Olivares
BARITINA										
	Andacollo	29°51'	68°35'	Baritina				Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	Luisa	31°56'	68°45'	Baritina-calcita	Vetiforme			Cámbrico, Ordovícico	Calizas	Grupo Marquesado, Formación San Juan
BENTONITA										
Barreal	*Alcázar (Bona, Josesito, Valdivia)*	31°29'	69°23'	Montmorillonita	Mantiforme			Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
Barreal	*La Cortadera*	31°39'	69°24'	Montmorillonita	Mantiforme		200.000 t (geológicos)	Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
Barreal	*Rivarosa (Tres Hermanos, Zully)*	31°27'	69°21'	Montmorillonita	Mantiforme			Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
Mogna	*Cañón del Colorado, San Pedrito*	30°57'	68°30'	Bentonita	Estratiforme	Al_2O_3: 14,75-16,2%, SiO_2: 61-62,6%	900.000 t	Triásico	Areniscas	Formación Cañón Colorado
Mogna	*Santiaguito, Navidad*	30°57'	68°30'	Bentonita	Estratiforme	Al_2O_3: 16,45%, SiO_2: 60,3%	90.800 t	Triásico	Areniscas	Formación Cañón Colorado
Pachaco	*Elsa, Gringuín, Chelita*	31°19'	69°05'	Montmorillonita	Mantiforme					Formación Pachaco
	Avenamar (El Abrojo, Cristina, Alto Verde)	31°32'	69°24'	Montmorillonita	Mantiforme	Avenamar: Montmorillonita y beidelita: 75%		Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
	Colón (Estela, Mecha, Verónica y otras)	31°26'	69°24'	Montmorillonita	Mantiforme		16.900 t (inferidos), 200.000 t (geológicos)	Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
	Don Francisco (La Cortadera) Juancho)	31°39'	69°25'	Montmorillonita	Mantiforme		21.125 t (medidos)	Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
	Don Juan (Petral, Juancho)	31°31'	69°24'	Montmorillonita	Mantiforme	Montmorillonita + beidellita: 65%		Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
	Doña Argentina, Doña Enriqueta, Don Guillermo	31°31'	68°48'	Bentonita	Estratiforme			Plioceno	Pelitas	Formación Mogna
	El Sombrero	31°50'	69°35'	Montmorillonita	Mantiforme					Formación Pachaco
	La Tradición	31°39'	69°24'	Montmorillonita	Mantiforme		20.000 t (medidos), 70.000 t (geológicos)	Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
	Manili (La Elcha)	31°39'	69°39'	Montmorillonita	Mantiforme	Montmorillonita + beidellita: 60%	54.000 t (medidos) 760.000 t (indicados)	Triásico	Areniscas, arcillas carbonáticas, areniscas tobáceas	Formación Alcázar
	Santa Gema	30°56"	68°29'	Bentonita	Estratiforme		120.000 t	Triásico	Areniscas	Formación

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
										Cañón Colorado
	Santa Inés	31°28'	68°37'	Bentonita	Estratiforme			Plioceno	Pelitas	Formación Mogna
CALIZA-CALCITA										
Jáchal	*El Refugio (Pan de Azúcar)*	30°18'	68°44'	Caliza	Estratiforme, acumulación de detritos	CaO: 55,2% (estratiforme), $CaCO_3$: 97% (detrítico)	35 Mt (geológicos)	Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
Los Berros	*Albors, Carmona, Decavo, El Triunfo, Korical, La Buena, Esperanza, Los Potrerillos, Quebrada del Aguila*	31°58'	68°42'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 97%	100 Mt (geológicos)	Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
Los Berros	*Cantera Norte, María Soledad, Santa Bárbara*	31°55'	68°45'	Calcita	Vetiforme	CaO: 99%	500.000 t (geológicos)	Cámbrico, Ordovícico	Calizas	Formación San Juan, Grupo Marquesado
Los Berros	*El Rincón, San Jorge*	32°01'	68°44'	Caliza-calcita	Estratiforme	CaO: 54% SiO_2: 0,9-1,5%	Caliza: 2,5 Mt (medidos) 50 Mt (geológicos) Calcita: 150.000 t (inferidos)	Cámbrico, Ordovícico	Calizas y dolomías	Formación San Juan, Formación La Flecha
Niquivil	*Avila, Curnillango*	30°33'	68°44'	Calcita		CaO: 99%	63.000 t	Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
Pedernal - Los Berros	*Naumchick*	32°07'	68°46'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 98,5%		Cámbrico, Ordovícico	Calizas y dolomías	Formación San Juan
Sierra Chica de Zonda	*Baños de la Salud, Campo Sarmiento*	31°55'	68°41'	Caliza	Estratiforme	CaO: 54% SiO_2: 0,6-1%	1 Mt (inferidos + indicados)	Cámbrico	Sedimentitas calcáreas	Grupo Marquesado
Sierra de Villicum	*El Volcán*	31°21'	68°31'	Caliza-dolomía	Estratiforme	$CaCO_3$: 97% CaO: 55% SiO_2: 0,85%	1,5 Mt (medidos) 3 Mt (inferidos)	Ordovícico	Sedimentitas calcáreas, calizas	Formación San Juan
	Cantera El Parque, El Ñato, Zonda	31°35'	68°41'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 90%	1,8 Mt (inferidos + indicados)	Cámbrico	Sedimentitas calcáreas	Grupo Marquesado
	Cantera Sarmiento	30°29"	68°45'	Calcita		CaO: 99%		Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	Carbometal	32°02'	68°43'	Caliza	Estratiforme			Cámbrico, Ordovícico	Calizas y dolomías	Formación San Juan, Formación La Flecha
	Corsán, Jagüel-Masa, Tello	31°54'	68°42'	Calcita	Vetiforme	CaO: 99%	225.000 t (geológicos)	Cámbrico	Sedimentitas calcáreas	Grupo Marquesado
	Domínguez	30°33'	68°47'	Calcita				Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	El Dique, La Cercada	31°58'	68°42'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 97%		Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	F.G.H., Empresa del Sur, Irene	31°57'	68°41'	Caliza	Estratiforme			Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	La Buena Esperanza	31°57'	68°42'	Calcita	Vetiforme	CaO: 99%		Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	La Chilca, Tampataco	30°39'	68°44'	Calcita		CaO: 99%		Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	La Legua	30°27'	68°43'	Calcita	Bolsones	CaO: 99%	20.000 t	Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	María de los Milagros	31°58'	68°42'	Calcita	Vetiforme	CaO: 99%	100.000 t (geológicos)	Cámbrico	Sedimentitas calcáreas	Grupo Marquesado
	Niquivil Viejo (Cerro La Silla)	30°24'	68°38'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 98% CaO: 52-53%	28,10 Mt	Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	Sierra de San Roque o del Agua Negra	30°17'	68°43'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 98,6% CaO: 54,6-55,4%	6 Mt (medidos) 101 Mt (geológicos)	Ordovícico	Calizas	Formación San Juan
	Villicum (TEA)	31°20'	68°31'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 97%		Cámbrico Ordovícico	Sedimentitas calcáreas	Grupo Marquesado, Formación San Juan

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
CAOLIN										
	La Deheza	31°28'	68°50'	Caolín	Irregular	SiO_2: 75,5%, Al_2O_3: 20%, CaO: 1,10%		Mioceno	Dacitas	Dacita Cerro Blanco
COBRE										
Chita	*Pórfido de Chita*	30°30'	69°45'	Cu-Mo	Diseminado	Mo: 270 ppm, Cu: 360 ppm en superficie		Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
Guachi	*Santa Filomena, Dolores*	29°55'	68°52'	Cu	Diseminado	Cu: 6,16-14%		Terciario	Andesitas, dacitas	
La Fragüita	*Mirkokleia, Rodophis*	30°42'	69°34'	Cu-Bi	Relleno de diaclasas	Cu: 0,2-5,8%, Bi: 100-150 ppm		Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
Leoncito	*Leoncito*	32°01'	69°34'	Cu-Mo	Diseminado			Pérmico-Triásico	Volcanitas	Grupo Choiyoi
	Alcaparrosa	31°18'	69°23'	Cu-Mo	Diseminado	Cu: 0,1-0,2%, Mo: 0,01%		Ordovícico y Terciario	Pórfiro dacítico, tonalítico y riodacítico, pelitas	Pórfiro Alcaparrosa, Formación Alcaparrosa
	Amancay	30°50'	69°37'	Cu-Bi	Relleno de brechas y fisuras	Cu: 2,7%, Pb: 2,8%, Au: 4,5 g/t	6.234 t	Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
	Antecristo	30°20'	69°31'	Cu-Sn	Vetiforme			Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
	Carrizal	30°00'	69°10'	Cu-Mo	Vetiforme venillas, stockwork	Cu: 17-220 ppm Mo: 125 ppm (muestras puntuales)		Carbonífero inferior	Areniscas, limolitas	Formación Angualasto
	Cajón de la Brea	28°38'	69°21'	Cu-Mo	Brecha de conducto					
	Dos Amigos	30°38'	69°30'	Cu-Bi	Vetiforme	Cu: 0,3-0,9%, Bi: 250-1000 ppm		Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
	El Arriero	31°15'	67°21'	Cu-Mo-Au	Área de alteración	Cu: 3.000 ppm, Mo: 125 ppm, Au: 0,5 g/t, Ag: 2,4 g/t		Proterozoico medio	Anfibolita Pórfido dacítico	Complejo Valle Fértil
	El Chorrillo	30°41'	69°38'	Cu		Cu: >200 ppm, Au: 0,2 -0,8 g/t		Carbonífero	Granodiorita, psamitas	Plutón Tocota, Formación Agua Negra
	El Indio	32°18'	70°17'	Cu-Ag		Cu: 7%, Ag: 400 g/t		Jurásico	Calizas, areniscas, conglomerados	Formación Auquilco
	El Jote	30°07'	69°27'	Cu	Vetiforme	Cu: 9,15% total			Esquistos, lutitas y grauvacas	
	Flor de los Andes	30°40'	69°34'	Cu-Bi	Vetiforme	Cu: hasta 3,4%, Bi: 250 ppm		Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
	La Fortuna	30°49'	69°36'	Cu-Bi	Relleno de diaclasas	Cu: 0,7-12%, Zn: 0,8-1,8%, Au: 3-8 g/t, Ag: 40-164 g/t		Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
	La Toya	30°07'	69°27'	Cu	Vetiforme	Cu: 6,5% (ley media)		Ordovícico	Lutitas, areniscas y grauvacas	
	Los Azules	30°58'	70°18'	Cu-Au				Pérmico-Triásico, Terciario	Volcanitas	Grupo Choiyoi
	Los Tres, Don Marcos I	30°09'	68°36'	Cu-(U)	Irregular, impregnaciones	Cu: 1,7% (en labores)		Oligoceno-Mioceno	Areniscas cuarzosas	Grupo Río Huaco
	Macho Muerto	28°39'	69°35'	Cu				Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	María Antonia	31°14'	69°38'	Cu-(Pb-Ag-Zn)	Brecha hidrotermal				Granitoides, grauvacas	
	Mercedario	31°57'	70°03'	Cu-Mo	Diseminado					
	Pachón	31°45'	70°27'	Cu-Mo	Diseminado, brechas, stockwork	Cu: 0,61%, Mo: 0,014% Au: 0,019 g/t Ag: 2,352 g/t	989,94 Mt (medidos + indicados) 1,1 Mt (inferidos)	Cretácico-Terciario	Volcanitas andesíticas y ácidas, pórfiro granodiorítico	Serie Volcánica, Formación Pachón
	Rosario	31°15'	69°37'	Cu-Ag-(Pb-Zn)	Vetiforme	Cu: 5%, Ag: hasta 190 g/t,	43.870 t (inferidos)	Carbonífero	Grauvacas, diques	Formación Agua Negra

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
						Pb: 7,1%, Zn: 2,2%	80.000 (indicados)		riolíticos	
	San Francisco de los Andes	30° 50'	69° 36'	Cu-Bi	Brecha de conducto	Cu: 0,8%, Bi: 0,6%, Ag: 80 ppm, Au: 4 ppm	Cu: 150.000 t (medidos)	Carbonífero	Granodiorita, psamitas	Plutón Tocota, Formación Agua Negra
	San Jorge	31° 06'	69° 27'	Cu-(Pb)	Clavos	Cu: 11,7%, Pb: 3,33%	3.200 t (inferidos)	Triásico	Andesitas	
	San Juan	30° 41'	69° 36'	Cu-Bi				Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
	Santa Teresita	30° 51'	68° 24'	Cu	Irregular, impregnaciones	Cu: 3-9%		Mioceno	Conglomerados	Formación Huachipampa
	Tres Magos	30° 43'	69° 36'	Cu-Bi	Relleno de diaclasas	Cu: 0,8%, Bi: 450 ppm, Ag: 100 g/t		Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
	Yunque	31° 53'	70° 18'	Cu						
CUARZO-FELDESPATO-MICA										
Valle Fértil	*Agua de Pascual*	30° 17'	67° 48'	Cuarzo	Pegmatítico Lentiforme			Proterozoico medio	Esquistos, gneises, anfibolitas	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Andacollo*	31° 18'	67° 31'	Cuarzo	Pegmatítico, lentes y bolsones			Proterozoico medio	Esquistos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Balde del Rosario*	30° 18'	67° 42'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico Lentiforme			Proterozoico medio	Esquistos, gneises, anfibolitas	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Corral Grande*	30° 38'	67° 39'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Proterozoico medio	Esquistos, gneises, anfibolitas	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Filo del Mocho*	30° 20'	67° 40'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico Lentiforme			Proterozoico medio	Esquistos, gneises, anfibolitas	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Grupo Aurora*	30° 40'	67° 37'	Cuarzo feldespato-mica	Pegmatítico Lentiforme	Moscovita: < 2%, Cuarzo: 25%, Feldespato: 30%		Proterozoico medio	Gneises, esquistos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Grupo Balila*	30° 37'	67° 39'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico Lentiforme	Moscovita: < 2%, Cuarzo: 25%, Feldespato: 30%		Proterozoico medio	Gneises, esquistos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Grupo Trinacria*	30° 49'	67° 34'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico Lentiforme	Moscovita: < 2%, Cuarzo: 25%, Feldespato: 30%		Proterozoico medio	Gneis biotítico, esquistos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*La Fabiana, La Llorona*	31° 35'	68° 17'	Cuarzo	Pegmatítico, lentes y bolsones			Proterozoico superior	Metamorfitas	Grupo Caucete
Valle Fértil	*La Paciuca*	30° 23'	67° 43'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico Bolsones			Proterozoico medio	Gneises, esquistos cuarcíferos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Las Dos R*	31° 14'	68° 04'	Cuarzo	Pegmatítico, lentes y bolsones			Proterozoico superior	Metamorfitas	Grupo Caucete
Valle Fértil	*Las Hachas, La Gladys*	30° 33'	67° 38'	Cuarzo	Pegmatítico Bolsones			Proterozoico medio	Gneises, esquistos cuarcíferos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Las Tuscas*	30° 37'	67° 41'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Proterozoico medio	Anfibolitas	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Potrerillos*	30° 38'	67° 36'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico tabular		145.000 t	Proterozoico medio	Esquistos y gneises anfibólicos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Puerto Alegre*	30° 38'	67° 40'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico tabular			Proterozoico medio	Roca gábrica	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Quebrada El Conejo, Deolinda I, La Laja I y II*	31° 09'	68° 04'	Cuarzo	Pegmatítico, lentes y bolsones			Proterozoico medio	Metamorfitas	Complejo Pie de Palo
Valle Fértil	*Santa Catalina*	30° 33'	67° 33'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico Lentiforme			Proterozoico medio	Gneises, esquistos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Silvia Estela*	30° 36'	67° 39'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Proterozoico medio	Gneises, esquistos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*Virgen del Valle*	30° 33'	67° 39'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico Lentiforme			Proterozoico medio	Gneises, esquistos	Complejo Valle Fértil

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Deolinda II, San Ceferino	31° 11'	68° 05'	Cuarzo	Pegmatítico, lentes y bolsones			Proterozoico medio	Metamorfitas	Complejo Pie de Palo
	La Esperanza	31° 30'	68° 15'	Cuarzo	Pegmatítico, lentes y bolsones			Proterozoico superior	Metamorfitas	Grupo Caucete
	Marito	31° 12'	68° 07'	Cuarzo	Pegmatítico, lentes y bolsones			Proterozoico superior	Metamorfitas	Grupo Caucete
DIATOMITA										
	Cerro de la Luna, La Iglesiana	30° 35'	69° 13'	Diatomita	Estratiforme		300.000 t (medidos), 560.000 t (inferidos), 168.000 t (indicados)	Terciario	Diatomitas	Formación Lomas del Campanario
	Milonguera	30° 17'	69° 31'	Diatomita	Estratiforme			Cuaternario	Arenas finas, arcillas, conglomerados, bentonitas	
	Miscelánea San Antonio	30° 24'	69° 10'	Diatomita	Mantiforme		13.800 m^3 (medidos)	Terciario	Diatomitas	Formación Lomas del Campanario
	San Martín	30° 17'	69° 32'	Diatomita	Mantiforme			Cuaternario	Arenas finas, arcillas, conglomerados, bentonitas	
	Susy	30° 12'	69° 34'	Diatomita	Mantiforme		14.000 t (medidos)	Cuaternario	Arenas finas, arcillas, conglomerados, bentonitas	
DOLOMIA										
Jáchal	*El Fuerte*	30° 21'	68° 38'	Dolomía	Estratiforme	CaO: 33,3%, MgO: 16%, SiO_2: 2,7%	485.675 t (medidos)	Cámbrico	Calizas, dolomías	Formación San Roque
	El Volcán, Villicum	31° 23'	68° 35'	Dolomía	Estratiforme	MgO: 18,5%, CaO: 32,53%, SiO_2: 2,3%	1Mt (medidos), 13Mt (indicados + inferidos)	Cámbrico superior	Sedimentitas dolomíticas	Formación Zonda
FLUORITA										
Pata de Indio	*Canopus*	30° 18'	69° 35'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 86-90%, SiO_2: 2-9%, $BaSO_4$: 0,32-6%	1.321 t (medidos), 3.112 t (inferidos), 14.769 t (indicados), 19.195 t (totales)	Carbonífero, Pérmico-Triásico	Pelitas, psamitas, riolitas	Formación Agua Negra, Grupo Choiyoi
	Ruth-Stella	31° 23'	67° 22'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 57-72%, SiO_2: 22-35%	100.000 t	Proterozoico Cámbrico	Esquistos, gneises	Complejo Pie de Palo
	Tres Marías	30° 18'	69° 30'	Fluorita	Vetiforme			Pérmico	Granito	Granito Agua Blanca
	Verónica	30° 19'	69° 36'	Fluorita	Vetiforme			Carbonífero, Pérmico-Triásico	Pelitas, psamitas, riolitas	Formación Agua Negra Grupo Choiyoi
	Yonis	30° 33'	69° 36'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 85-90%		Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
GRAFITO										
	Adela I, Ana	31° 27'	68° 11'	Grafito	Vetiforme, guías	C grafítico: 19%		Proterozoico medio	Esquistos anfibólicos y micáceos	Complejo Pie de Palo
	Adela, Lilia	31° 35'	68° 13'	Grafito	Vetiforme, guías	C grafítico: 19%, C volátil: 14%, Cenizas: 64,3%		Proterozoico medio	Esquistos anfibólicos y micáceos	Complejo Pie de Palo
	El Triunfo, La Juanita	31° 27'	68° 10'	Grafito	Vetiforme, guías	C grafítico: 19%, C volátil: 14%, Cenizas: 64,3%		Proterozoico medio	Esquistos anfibólicos y micáceos	Complejo Pie de Palo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
GRANATE										
	Inés	31°35'	67°52'	Granate	Estratoide	Granate:10%	140.000 t (geológicos)	Proterozoico superior	Esquistos micáceos y anfibólicos	Grupo Caucete
HIERRO										
Gualcamayo	*La Abundancia, Quebrada Amarilla*	29°47'	68°49'	Fe	Vetiforme	Fe:21,9%	570.000 t (totales)	Ordovícico, Terciario	Calizas, Pórfiros tonalíticos	Formación San Juan
Leoncito Morterito	*Mary*	30°46'	69°32'	Fe	Vetiforme	Fe_2O_3:27,9-66,34%	6 Mt (geológicos)	Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
	La Abundancia	30°46'	69°41'	Fe	Skarn	Fe:56% (media)		Ordovícico	Calizas, Granodioritas	Formación San Juan
	La Al Fin Hallada	31°10'	67°54'	Fe-Ti	Vetiforme	Fe_2O_3:72%, FeO:12,5%, TiO_2:13,2%, ZrO_2:0,5%		Proterozoico medio	Gneises, esquistos	
	La Peseña	30°05'	68°11'	Fe	Estratiforme	Fe:18,5%	5.992 t (inferidos), 12.000 t (indicados)	Carbonífero superior	Areniscas cuarzosas y arcósicas	Formación Tupe
	María Teresa, Leonardo	29°45'	69°20'	Fe		Fe:38-59%		Pérmico	Granito	Granito Leonardo
	San Martín	30°22'	69°41'	Fe	Skarn	Fe:57-66%, SiO_2:<10%		Pérmico-Triásico	Volcanitas, grantio	Grupo Choiyoi, Granito Agua Blanca
	Santa Bárbara I	30°45'	69°32'	Fe	Vetiforme			Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
	Santa Bárbara II	30°45'	69°31'	Fe	Vetiforme			Carbonífero	Granodiorita	Plutón Tocota
MANGANESO										
	Don Bosco	31°13'	69°43'	Mn	Vetiforme	Mn:10,5% (media)	48.000 t (inferidos), 25,000 t (indicados)		Brechas andesíticas	
	Manganeso Argentino	32°18'	69°49'	Mn	Vetiforme	Mn:26,35%, SiO_2:30%	60.000 t	Pérmico-Triásico	Volcanitas	Grupo Choiyoi
MOLIBDENO										
Gualcamayo	*El Rodado, Varela*	29°41'	69°39'	Mo	Skarn	Mo:0,16-0,40%	700.000 t (indicados)	Ordovícico, Terciario	Calizas, tonalita	Formación San Juan
	San Pedro, San José	30°32'	69°37'	Mo		Mo:50-250 ppm		Pérmico	Granitos	Plutón Chita
OCRES										
	San Nicolás de Bari, Nuestra Señora del Rosario, Doble H	30°08'	68°34'	Ocres	Mantiforme			Pérmico	Areniscas cuarcíticas	Formación Ojo de Agua
ORO										
Castaño Nuevo	*Andacollo, Desengaño, Dios Protege, San Agustín, San Antonio, San José, San Pedro*	31°02'	69°34'	Au-(Ag)	Vetiforme	Au:8-15 g/t, Ag:140 g/t			Andesitas	Andesita Las Vizcachas
Cerro Blanco-Marayes	*Albión, Caledonia*	31°23'	67°21'	Au	Vetiforme	Au:2,23 g/t	1,2 Mt (geológicos)	Proterozoico Cámbrico	Esquistos, Diques riolíticos	
Chita	*Facundito*	30°33'	69°31'	Au				Carbonífero	Granodioritas	Plutón Tocota
Del Carmen	*Del Carmen*	30°01'	69°55'	Au-Ag-Cu				Terciario	Volcanitas	Formación Tórtolas
El Morado	*Buena Fortuna, Pepa*	31°01'	67°33'	Au-(Ag)	Vetiforme	Au:13,5 g/t, Ag:55 g/t	Buena Fortuna: 50.000 t (inferidos)	Proterozoico medio	Esquistos, genises, calizas	Complejo Valle Fértil
El Morado	*Martha I y II*	31°25'	67°24'	Au	Lentiforme	Au:6,2 g/t	40.000 t (geológicos)	Proterozoico medio	Anfibolitas, esquistos, gneises	Complejo Valle Fértil
El Morado	*Sánchez, Carmen*	31°00'	67°33'	Au	Vetiforme	Au:12,5 g/t, Ag:31,9 g/t	20.000 t (inferidos)	Proterozoico medio	Esquistos, gneises, calizas	Complejo Valle Fértil
El Pescado	*El Picaflor, La Culebra, Del Aguila*	29°52'	68°41'	Au				Carbonífero	Areniscas	Formación Panacán
Guachi	*Los Caballos*	29°54'	68°51'	Au	Vetiforme	Au:2,3-18 g/t,		Devónico,	Areniscas,	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
						Ag: 162 -330 g/t		Terciario	Dacitas y dioritas	
Gualcamayo	*General Belgrano, Virgen de Lourdes (ex Salamanca)*	29° 41'	69° 39'	Au	Vetiforme, Skarn	Au: 5 g/t	General Belgrano: 5.300 t (medidos) 700.000 t (para todo el distrito)	Ordovícico, Terciario	Calizas, Diques de pórfiros dacíticos	Formación San Juan
Gualilán	*Cerro Norte*	30° 44'	68° 57'	Au-Ag	Reemplazo, vetiforme, diseminado, skarn	Au: 8,87 g/t, Ag: 80,38 g/t	87.427 t	Ordovícico, Mioceno	Calizas, Dacitas	Formación San Juan
Gualilán	*Magnata, Muchilera, Sentazón*	30° 45'	68° 57'	Au-Ag	Vetiforme Skarn	Au: 10 g/t, Ag: 80 g/t, Zn: 8% (para todo el distrito)	328.000 t (totales)	Ordovícico, Mioceno	Calizas, Dacitas	Formación San Juan
La Poposa	*La Poposa*	30° 30"	69° 41'	Au-Ag	Vetiforme			Terciario	Volcanitas	Formación Olivares
La Punilla, Las Aguaditas, La Cortadera	*Del Guerrillero, La Purísima, Santo Tomás, San Agustín, La Despreciada, Chiguas, La Cortadera*	29° 50'	69° 01'	Au-Ag		Au: 1 -2,5 g/t		Devónico	Areniscas, grauvacas	Formación Punilla
Veladero Sur	*Mula Tuerta, Mendy, Princesa, El Tucu*	29° 25'	69° 55'	Au-Ag-Cu	Vetiforme	Au: 4 g/t en vetas, Ag: 100 g/t		Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	Agua Blanca, Mondaca	30° 06'	69° 45'	Au-Ag		Au: 0,2 - 12,4 g/t, Ag: 1,60 g/t en vetas		Pérmico-Triásico, Terciario	Volcanitas	Grupo Choiyoi, Formación Tórtolas
	Amalia	30° 27'	69° 30'	Au				Carbonífero	Granitos, granodioritas	Plutón Tocota
	Calderón, Calderoncito	31° 20'	70° 30'	Au-Cu-(Fe)	Skarn	Au: 1,14 g/t, Ag: hasta 69 g/t			Monzogranito, tonalita, granito, Calizas	Plutón Río Calderón, Grupo Mendoza
	Cerro El Toro	29° 12'	69° 42'	Au-Ag-Cu-Pb				Terciario	Areniscas, conglomerados, tobas	Formación Río de la Sal
	El Retamal	30° 52'	69° 36'	Au-Cu	Diseminado	Au: hasta 6 g/t		Carbonífero	Granitos, pelitas y psamitas	Plutón Tocota, Formación Agua Negra
	El Soberado	29'09'	69° 53'	Au-Ag-Cu				Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	Hilda, Andacollo, Astone	30° 42'	70° 12'	Au-Cu				Pérmico-Triásico	Volcanitas	Grupo Choiyoi
	Jagüelito	29° 38'	69° 36'	Au-Ag				Terciario	Andesitas	
	La Ortiga	29° 15'	69° 45'	Au-Ag-Cu				Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	La Sanjuanina, Riscos, Potro, Oro Blanco, Sentazón, Oro Rico	29° 55'	68° 52'	Au	Vetiforme			Devónico, Terciario	Areniscas, Dacitas y dioritas	
	Lama	29° 19'	69° 59'	Au-Ag-Cu				Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	Las Mellizas	30° 54'	69° 40'	Au-(Cu-Mo)	Diseminado				Pórfiro dacítico	Intrusivo Castaño Nuevo
	Las Opeñas	29° 47'	69° 21'	Au	Vetiforme	Au: 4 -10 g/t		Pérmico superior	Granito	Granito Las Opeñas
	Las Timbirimbas	30° 56'	69° 32'	Au				Pérmico-Triásico	Andesitas, tobas, riodacitas	Grupo Choiyoi
	Los Amarillos	29° 15'	69° 55'	Au-Ag-Cu				Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	Los Azules	31° 03'	70° 13'	Au-Cu	Diseminado					
	Los Caballos	30° 34'	69° 31'	Au	Vetiforme	Au: hasta 11,6g/t, Ag: 10 g/t, Cu: 0,04%		Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Los Despoblados	29° 25'	69° 51'	Au-(Ag-Cu)				Pérmico-Triásico	Volcanitas	Grupo Choiyoi
	Nilda y otras	30° 29'	69° 27'	Au				Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
	Río Frío	29° 51'	69° 52'	Au-(Ag-Cu)	Vetiforme, vetillas			Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	San Lorenzo	30° 15'	69° 47'	Au-Ag-Cu				Pérmico-Triásico	Volcanitas	Grupo Choiyoi
	Veladero	29° 24'	69° 58'	Au-Ag-Cu				Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
	Yaretas	30° 34'	70° 09'	Au-Cu				Pérmico-Triásico	Volcanitas	Grupo Choiyoi, Plutón Los Patos
	Zancarrón	29° 37'	69° 57'	Au-Ag-Cu	Vetiforme, vetillas			Terciario	Volcanitas	Formación Doña Ana
PLATA										
El Salado	*Desengaño, No Me Olvides, Animas, Cielito, Cortada, Doña Rosa*	29° 50'	69° 21'	Ag-(Pb-Zn)		Ag: 20 -2.000 g/t, Au: 2 g/t, Pb: 1%		Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
El Tontal	*Carmen Alto*	31° 36'	69° 14'	Ag-(Pb-Zn)	Vetiforme	Ag: 553 g/t, Pb: 3%, Zn: 2%	22.000 t (geológicos)	Paleozoico inferior?	Grauvacas, leptometa-morfitas	Formación Don Polo
El Tontal	*Colón*	31° 37'	69° 14'	Ag-(Pb-Zn)	Vetiforme	Ag: 243,7 g/t, Pb, Zn y Cu: <1%		Paleozoico inferior?	Grauvacas, leptometa-morfitas	Formación Don Polo
El Tontal	*Manto Mercedes*	31° 37'	69° 14'	Ag-(Pb-Zn)	Vetiforme	Ag: 645 g/t,		Paleozoico inferior?	Grauvacas, leptometa-morfitas	Formación Don Polo
El Tontal	*Señor*	31° 37'	69° 14'	Ag-(Pb-Zn)	Vetiforme			Paleozoico inferior?	Grauvacas, leptometa-morfitas	Formación Don Polo
El Tontal	*Señorita*	31° 37'	69° 14'	Ag-(Pb-Zn)	Vetiforme	Ag: 280 g/t		Paleozoico inferior?	Grauvacas, leptometa-morfitas	Formación Don Polo
	Los Puentes	29° 50'	69° 33'	Ag-(Pb-Zn)				Carbonífero Pérmico	Pelitas, psamitas, granitos	Formación Agua Negra Granito Los Puentes
PLOMO										
Chita	*La Paulina*	30° 33'	69° 29'	Pb	Vetiforme			Carbonífero	Pelitas y psamitas	Formación Agua Negra
El Fierro Bajo	*Real, Quebradita, Descubridora, El Bajo, Condenada*	29° 26'	69° 26'	Pb-(Ag-Zn)		Pb: 20 -37%, Zn: <1%, Ag: >2 kg/t		Carbonífero, Pérmico	Pelitas, granitos	Formación Agua Negra
	La Pierina	30° 23'	69° 30'	Pb	Vetiforme			Carbonífero	Pelitas y psamitas	Formación Agua Negra
	San Carlos	30° 31'	69° 21'	Pb				Carbonífero	Pelitas y psamitas	Formación Agua Negra
PLOMO-PLATA-CINC										
Castaño Viejo	*Animas, San Nicolás, San Ignacio*	30° 56'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 9,4%, Ag: 507 g/t, Au: 1,24 g/t	50.000 t	Pérmico-Triásico	Volcanitas, tobas, riodacitas	Grupo Choiyoi
Castaño Viejo	*Carmen*	30° 55'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 2,5%, Zn: 2%, Ag: 290 g/t, Au: 1,5 g/t, Cu: 0,8%		Silúrico-Devónico, Carbonífero	Calizas, margas, Riodacitas	Formación San Ignacio, Formación Agua Negra
Castaño Viejo	*Cóndor*	30° 57'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 6,74%, Ag: 114,8 g/t,	100.000 t (indicados) 150.000 t (geológicos)	Pérmico-Triásico	Volcanitas andesiticas, tobas y riodacitas	Grupo Choiyoi
Castaño Viejo	*Cuatro Amigos*	30° 56'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 6,18%, Zn: 6%, Ag: 125 g/t	166.000 t (indicados + inferidos)	Pérmico-Triásico	Volcanitas andesíticas, tobas y riodacitas	Grupo Choiyoi
Castaño Viejo	*El Rodado*	30° 55'	69° 37'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 0,7%, Zn: 0,2 %, Cu: 0,7%, Ag: 760 g/t, Au: 1,5 g/t		Carbonífero	Areniscas, pelitas	Formación Agua Negra
Castaño Viejo	*Flor de Castaño*	30° 57'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 3-9%, Zn: 3,7-4,3%, Ag: 100 g/t	88.000 t	Pérmico-Triásico	Volcanitas andesiticas, tobas y riodacitas	Grupo Choiyoi

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Castaño Viejo	*Juan Lavalle*	30° 54'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 6,71%, Ag: 123,1 g/t	195.853 t (inferidos)		Sedimentitas, margas, calizas	Formación San Ignacio, Formación Agua Negra
Castaño Viejo	*La Compañía*	30° 56'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 7,4%, Zn: 7,5%, Cu: 0,15%, Ag: 72 g/t	250.000 t (geológicos)	Pérmico-Triásico	Volcanitas andesiticas, tobas y riodacitas	Grupo Choiyoi
Castaño Viejo	*Mariano Moreno*	30° 56'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Pérmico-Triásico	Volcanitas andesiticas, tobas y riodacitas	Grupo Choiyoi
Castaño Viejo	*Nicolás Avellaneda*	30° 57'	69° 41'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 6,4%, Zn: 2%, Ag: 200 g/t	70.000 t	Pérmico-Triásico	Volcanitas andesíticas	Grupo Choiyoi
Castaño Viejo	*Staley*	30° 55'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 3%, Zn: 7%, Ag: 74 g/t, Au: 1,8 g/t, Cu: 0,5%			Areniscas, volcanitas	
Cerro Blanco Marayes	*Alicia*	31° 25'	67° 21'	Pb-Ag-Zn	Cuerpos irregulares de reemplazo	Pb, Zn y Cu: <1% 3% Pb en sondeos		Proterozoico Cámbrico	Calizas, esquistos, anfibolitas	
Cerro Blanco Marayes	*Antares*	31° 24'	67° 21'	Pb-Ag-Zn	Cuerpos irregulares de reemplazo			Proterozoico Cámbrico	Calizas, esquistos, anfibolitas	
Cerro Blanco Marayes	*Blanca, California*	31° 23'	67° 21'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme, clavo	Pb: 0,83%, Zn: 19%, Ag: 123 g/t, Au: 5-10 g/t	80.000 t (inferidos)	Proterozoico Cámbrico	Calizas, anfibolitas	
Cerro Blanco Marayes	*Cristal Blenda*	31° 24'	67° 20"	Pb-Ag-Zn	Clavos, vetiforme	Pb: 4,5-12%, Zn: 8-12%, Ag: 250 g/t, Au: 2 g/t		Proterozoico Cámbrico	Esquistos, calizas, gneises	
Cerro Blanco Marayes	*Huinca*	31° 25'	67° 21'	Pb-Ag-Zn	Cuerpos irregulares de reemplazo			Proterozoico Cámbrico	Calizas, esquistos, anfibolitas	
Cerro Blanco Marayes	*Poupée*	31° 16'	67° 21'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Ag: 690 g/t, Au: 2-4 g/t, Pb: <1%		Proterozoico Cámbrico	Esquistos, gneises	
Cerro Blanco Marayes	*Sirio*	31° 01'	67° 19'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Ag: 600 g/t, Au: 1 -2 g/t		Proterozoico Cámbrico	Anfibolitas, gneises	
Cerro Blanco Marayes	*Yanzio Bella Blenda*	31° 24'	67° 20'	Pb-Ag-Zn	Clavos, vetiforme	Ag: 936,8 g/t Pb: 19,8%, Zn: 6,7% Cu: 0,87% As: 0,1-1,5%	12.240 t (inferidos) 30.000 t (geológicos)	Proterozoico Cámbrico	Esquistos, calizas, gneises	
Cerro Blanco Marayes	*Yolanda o Azufre*	31° 23'	67° 20'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: <1%, Zn: 16,2%, Ag: 88 g/t		Proterozoico Cámbrico	Calizas, gneises	
La Alumbrera	*Beto*	31° 26'	69° 46'	Pb-Ag-Zn-(Cu)	Vetiforme	Pb: 3,65%, Zn: 5%, Ag: 80 g/t, Cu: 3%	60.000 t (geológicos)		Tobas cristalinas, riolitas	
Las Carachas	*La Argentina, Josefina, La Negra, Maruja, San Mateo, La Azul, Sur*	28° 35'	69° 34'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 5,3 -41,2%, Zn: 2,02 - 15,2%, Ag: 156 - 2.221 g/t	25.000 t	Terciario	Andesitas, dacitas	
Quebrada Seca	*La 25 de Mayo, María Martha*	30° 50'	69° 38'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme, diseminado	Pb: 11,5%, Ag: 220 g/t		Carbonífero	Pelitas y psamitas, Granodiorita	Formación Agua Negra, Plutón Tocota
	Carta Brava	31° 24'	69° 46'	Pb-Ag-Zn-(Cu)	Vetiforme	Pb: 0,01%, Zn: 0,46%			Tobas cristalinas, riolitas	
	La Lata	31° 24'	67° 23'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Cu: 0,5 -1,5%, Pb: 0,01%		Proterozoico Cámbrico	Esquistos, gneises, anfibolitas	
	Los Amiches	30° 17'	69° 43'	Pb-Ag-Zn				Pérmico-Triásico	Volcanitas	Grupo Choiyoi
	Luz Bella, Cadillo	30° 58'	69° 43'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Devónico-Carbonífero	Pelitas, psamitas, calizas	
	Santa Elena	31° 20'	69° 25'	Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Pb: 1,84%, Zn: 2,25%,	11.500 t (medidos),	Ordovícico	Lutitas, areniscas,	Formación Alcaparrosa

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
						Cu: 0,08%, Ag: 82 g/t, Au: 4,5 g/t	17.500 t (indicados), 14.500 t (inferidos)		basaltos	
	Victoria	31° 25'	69° 45'	Pb-Ag-Zn-(Cu)	Brecha hidrotermal	Pb: 0,1 -17%, Ag: 10 -600 g/t, Zn: 0,2%, Cu: 0,8%			Tobas cristalinas, riolitas	
POLIMETALICOS										
Castaño Viejo	*Ojos de Plomo*	30° 55'	69° 38'	Pb-Ag-Zn-Cu	Vetiforme	Pb: 35,6%, Zn: 12,3%, Cu: 6,15%, Ag: 310 g/t		Carbonífero	Margas, areniscas, pelitas	Formación San Ignacio, Formación Agua Negra
El Fierro Alto	*La Lagunita, La Verde, Santa Rosa, La Cancha*	29° 26'	69° 28'	Cu-Pb-Ag-Zn-Au	Vetiforme	Pb: 10 -15%, Zn: 4 -6%, Ag: 590 g/t, Cu: 0,5 -3%		Terciario	Volcanitas	
SULFATO DE ALUMINIO										
Castaño	*Andacollo*	31° 03'	69° 33'	Sulfatos de aluminio y magnesio	Meteorización			Pérmico-Triásico	Andesitas	Grupo Choiyoi
Km 114	*El Abuelo Juan*	31° 15'	69° 16'	Sulfatos de aluminio y magnesio	Meteorización Impregnación, venillas, costras			Ordovícico	Lutitas, alumbríferas	Formación Alcaparrosa
Km 114	*Marimart (El Frisón, El Lunar, La Ilusión)*	31° 17'	69° 17'	Sulfatos de aluminio y magnesio	Meteorización Impregnación, venillas, costras	Al_2O_3 + MgO: 12%		Ordovícico	Lutitas, alumbríferas	Formación Alcaparrosa
La Alumbrera	*La Alumbrera de Abajo*	31° 23'	69° 41'	Sulfatos de aluminio	Meteorización Impregnación, venillas, costras			Permo-Triásico	Andesitas	Grupo Choiyoi
La Alumbrera	*La Alumbrera de Arriba*	31° 23'	69° 41'	Sulfatos de aluminio	Meteorización Impregnación, venillas, costras	Al_2O_3: 12-15% (mina Resurrección)	500.000 t (inferidos)	Pérmico-Triásico	Andesitas	Grupo Choiyoi
	Ceras San Juan, Sulfocor, Minera San Felipe	31° 23'	69° 24'	Sulfatos de aluminio y magnesio	Meteorización Impregnación, venillas, costras	Al_2O_3: 15%		Ordovícico	Lutitas, basaltos	Formación Alcaparrosa
	Cerro El Alumbre	30° 12'	68° 59'	Sulfatos de aluminio y magnesio	Meteorización Acumulación superficial, bolsones			Ordovícico	Pelitas, grauvacas y lutitas alumbríferas	Formación Yerba Loca
	IMSA SA	31° 18'	69° 17'	Sulfatos aluminio y magnesio	Meteorización Impregnación, venillas, costras	Al_2O_3: 1,96%, (mina Chelita)	13.184 t, (mina Chelita)	Ordovícico	Lutitas, basaltos	Formación Alcaparrosa
	Magio, COMISA, Cartelone, Minar SA	31° 21'	69° 24'	Sulfatos de aluminio y magnesio	Meteorización Impregnación, venillas, costras	Al_2O_3: 15%		Ordovícico	Lutitas, basaltos	Formación Alcaparrosa
	Minera Ansilta, Minerales Calingasta	31° 18'	69° 24'	Sulfatos de aluminio y magnesio	Meteorización Impregnación, venillas, costras	Al_2O_3: 15%		Ordovícico	Lutitas, basaltos	Formación Alcaparrosa
SULFATO DE SODIO										
Cerro Blanco	*Cerro Blanco, Descubridora, La Argentina, La Serrana, La Sulfatera, Tres Hermanas*	30° 19'	69° 07'	Sulfato de sodio	Sedimentario	Na_2SO_4: 85%	4,2 Mt	Terciario	Arcilitas	Grupo Iglesia
	Sin nombre	30° 14'	69° 06'	Sulfato de sodio	Sedimentario			Terciario	Arcilitas	Formación Las Flores
SULFATO FERRICO Y FERROSO										
	Santa Elena	31° 17'	69° 24'	Sulfatos férricos y ferrosos	Meteorización Vetiforme		9.500 t (medidos)	Ordovícico	Basaltos	Formación Alcaparrosa Formación Don Polo
TALCO										
	Anita, Arcadia, Don Orlando	31° 28'	68° 10'	Talco-serpentina	Vetiforme			Proterozoico medio	Esquistos anfibolíticos	Complejo Pie de Palo
	Cerro Alto	31° 29'	68° 11'	Talco-serpentina	Vetiforme, bolsones			Proterozoico medio	Esquistos anfibolíticos	Complejo Pie de Palo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Don León	31°27'	68°11'	Talco-serpentina-asbestos	Lentiforme, vetiforme, stock de serpentina			Proterozoico medio	Esquistos anfibolíticos	Complejo Pie de Palo
TRAVERTINO										
Campos de la Laja	*El Angelito, El Rincón, Santa Bárbara*	31°21'	68°29'	Travertino	Estratiforme		350.000 t (indicados + inferidos)	Cuaternario	Travertino	Formación Torrecillas
Campos del Salado	*Cantera Norte, Claudia, El Rosario*	31°20'	68°26'	Travertino	Estratiforme		320.500 t (inferidos + indicados)	Cuaternario	Travertino	Formación Torrecillas
Campos del Salado	*El Ciervito Claudia, El Rosario*	31°20'	68°27'	Travertino	Estratiforme		176.000 t indicados)	Cuaternario	Travertino	Formación Torrecillas
	Imán, María, La Amistad	31°21'	68°27'	Travertino	Estratiforme		50.000 t (medidos), 100.000 t (indicados)	Cuaternario	Travertino	Formación Torrecillas
	María Elena, San José	31°22'	68°28'	Travertino	Estratiforme			Cuaternario	Travertino	Formación Torrecillas
URANIO										
Chepical	*Cerro Aspero, Cerro Blanco, Las Catitas*	29°39'	68°44'	U	Estratiforme	U_3O_8: 0,15-1,5‰	1 y 1.000 t	Pérmico inferior, Carbonífero superior	Areniscas, arcosas	Formación Ojo de Agua, Formación Panacán
Chepical	*Chepical, Los Barreales, Quebrada Colorada*	29°42'	68°43'	U	Impregnaciones irregulares	Sector Chepical: U:1,018‰ Sector Los Barreales: U:0,848‰ (Ley media)		Carbonífero inferior	Areniscas	Formación Volcán
Huaco	*La Cuesta, La Despreciada*	30°09'	68°34'	U-(Cu-Au)	Impregnaciones irregulares	U_3O_8:0,2-1‰		Carbonífero inferior	Conglomera-dos, lutitas, areniscas	Formación Volcán
Médano Rico	*Azulejos*	34°42'	68°43'	U	Estratiforme	U:0,04-0,08%		Carbonífero	Arcosas	Formación Panacán
Médano Rico	*Cuculi*	34°42'	68°43'	U	Estratiforme	U:0,025%		Carbonífero	Arcosas	Formación Panacán
Médano Rico	*Médano Rico*	34°42'	68°43'	U	Estratiforme	U:0,025-0,44%		Carbonífero	Areniscas carbonosas y feldespáticas	Formación Panacán
	Carrizal	30°01'	69°05'	U-Au	Venillas, impregnaciones	U_3O_8: 0,02-0,1%, Au: <1 hasta 48 g/t		Carbonífero	Areniscas, lutitas, conglomerados	Formación Malimán
	La Enterrada	29°57'	68°22'	U-(Cu)	Vetillas, relleno de diaclasas			Terciario	Areniscas rojas	
	La Pantera	29°57'	68°22'	U-(Cu)	Estratiforme	U_3O_8:0,5-1‰		Carbonífero	Areniscas, arcosas	Formación Panacán
VERMICULITA										
Valle Fértil	*Loma Blanca (Grupo Sol de Mayo)*	30°32'	67°38'	Vermiculita-cuarzo-feldespato	Estratiforme		5.000 t	Proterozoico medio	Gneis biotítico, micaesquisto	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*La Inmaculada*	30°45'	67°33'	Vermiculita-cuarzo-feldespato-micas	Lentiforme			Proterozoico medio	Gneises, esquistos cuarcíferos	Complejo Valle Fértil
Valle Fértil	*La Mollarosa*	30°33'	67°41'	Vermiculita-cuarzo-feldespato-micas				Proterozoico medio	Gneises, esquistos cuarcíferos	Complejo Valle Fértil
WOLFRAMIO										
Arrequintín	*San Rafael, Guardia*	30°22'	69°35'	W		WO_3:1-1,5%	96.500 t	Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
La Majadita	*La Majadita*	30°25'	69°29'	W	Vetiforme	WO_3:<1%		Carbonífero	Pelitas, psamitas	Formación Agua Negra
	La Peñas Bayas	30°18'	69°34'	W	Vetiforme, vetillas			Pérmico	Granito	Granito Agua Blanca
	Potreros de Pancha	30°04'	69°30'	W	Vetiforme	WO_3:0,008-0,06%		Pérmico	Granito	Granito Conconta
YESO										
	La Morocha	30°30'	69°09'	Yeso	Lentiforme			Terciario	Pelitas, psamitas	Grupo Iglesia

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
	María Vega	30° 17'	69° 05'	Yeso	Lentiforme			Terciario	Arcilitas	Formación Las Flores

SAN LUIS

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
ARCILLA										
	Las Chacras	33° 11'	66° 21'	Arcillas	Estratiforme			Terciario	Bancos cubiertos por material detrítico	
ARENA SILICEA										
	Sector Río Jarilla	33° 25'	66° 32'	Arena silícea		Cuarzo: 60-70%, Feldespato: 25-30%	5 Mt (inferidos)	Cuaternario		Depósitos aluviales y eólicos
BERILIO										
Conlara	*El Talar*	32° 32'	65° 39'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Año Santo*	32° 52'	66° 04'	Be	Pegmatítico			Precámbico	Esquistos micáceos, gneises inyectados	Basamento cristalino
Conlara	*La Argentina*	32° 57'	65° 58'	Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*La Bebita*	33° 01'	65° 44'	Be-cuarzo-mica	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Paso Grande I y II*	32° 54'	65° 39'	Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos filíticos y cuarcíticos, migmatitas.	Basamento cristalino
Conlara	*Rosana*	32° 37'	65° 32'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*25 de Agosto*	32° 58'	65° 56'	Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Aquelarre*	32° 58'	65° 55'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos micáceos, gneises inyectados	Basamento cristalino
Conlara	*Beatriz o María Elena*	32° 54'	65°38'	Be-cuarzo-feldespato-mica				Precámbrico-Paleozoico	Granitos micacitas	Basamento cristalino
Conlara	*Canteras de la Higuera*	32° 58'	65° 46'	Be-cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas biotítico-moscovítico	Basamento cristalino
Conlara	*Canteras de Villamil*	32° 53'	65° 39'	Be-feldespato-cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas	Basamento cristalino
Conlara	*Casa de los Tigres*	32° 17'	65° 29'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas esquistos micáceos	Basamento cristalino
Conlara	*Cautana (ex Piedritas)*	32° 15'	65° 25'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas esquistos micáceos	Basamento cristalino
Conlara	*El Peñón*	32° 37'	65° 42'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*La Aguada*	32° 56'	65° 41'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*La Alicia*	38° 42'	65° 48'	Be	Pegmatítico	BeO: 11,5%		Precámbrico	Micacitas	Basamento cristalino
Conlara	*La Esmeralda, La Violeta*	32° 50'	65° 37'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas, esquistos	Basamento cristalino
Conlara	*La India Serrana*	32° 40'	65° 44'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbrico Paleozoico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Conlara	*La Marta*	32°51'	65°33'	Be-Nb Ta	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas, esquistos filíticos, migmatitas	Basamento cristalino
Conlara	*La Portezuelense*	33°09'	65°10'	Be-cuarzo-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas, esquistos micáceos	Basamento cristalino
Conlara	*La Suerte ó Pancho Sierra*	32°38'	65°22'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas	Basamento cristalino
Conlara	*La Torna*	33°08'	65°39'	Be-Li	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas, esquistos micáceos micacitas	Basamento cristalino
Conlara	*Los Morteros*	32°41'	65°28'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Los Tres*	32°57'	65°38'	Be-cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Lourdes Luján*	33°00'	65°45'	Be-cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Manuelito*	33°02'	65°45'	Be-cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Micacita gnéisica	Basamento cristalino
Conlara	*Marcelo I. Sarmiento*	32°23'	65°40'	Be-cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*María del Huerto*	32°21'	65°39'	Be-Li feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
Conlara	*Pozo del Rodeo*	33°21'	65°31'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas, esquistos micáceos micacitas	Basamento cristalino
La Carolina	*Carcarañá*	32°43'	66°04'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas biotíticas	Basamento cristalino
La Carolina	*Ilusión*	32°44'	66°02'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas turmalinizadas	Basamento cristalino
La Estanzuela	*San Elías*	32°50'	65°07'	Be-Li	Pegmatítico, tabular			Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
Totoral	*Cacique Canchuleta*	32°56'	65°57'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos, filitas, granitos	Basamento cristalino
Totoral	*Independencia Argentina (ex 4 de Junio)*	32°53'	65°47'	Be-Ta-cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, gneises inyectados	Basamento cristalino
Totoral	*Los Chilenitos*	32°53'	65°55'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, gneises inyectados	Basamento cristalino
Totoral	*Ranquel*	32°56'	65°57'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico, tabular y lenticular			Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos, filitas, granitos	Basamento cristalino
Totoral	*Santa Ana*	32°29'	65°41'	Be	Pegmatítico, tabular			Precámbrico	Esquistos biotíticos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	Aída	32°14'	65°39'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	Alejandrina	32°15'	65°41'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas gnéisicas, migmatitas	Basamento cristalino
	Angela Marquara	32°33'	64°53'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Granitos	Basamento cristalino
	Avila Hermanos	32°33'	64°53'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas, esquistos	Basamento cristalino
	Cantera La Leona	32°11'	65°18'	Be-W	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos	Basamento cristalino
	Clamor	33°06'	65°09'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	Clarita	32°27'	65°27'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas	Basamento cristalino
	Cruz del Sur	32°55'	65°37'	Be-cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Cuatro Nietos	32° 27'	65° 29'	Be-cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Granitos, esquistos cuarzo-micáceos	Basamento cristalino
	Dalvis Cesáreo	32° 56'	65° 41'	Be	Pegmatítico			Precámbrico Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Don Santiago, El Sauce	33° 59'	65° 41'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	Dos Lomas	32° 10'	65° 21'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos filíticos y cuarcíticos	Basamento cristalino
	El Barrial	32° 37'	66° 09'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	El Diablo	32° 43'	66° 05'	Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos filíticos, migmatitas	Basamento cristalino
	El Niño Jesús	32° 35'	65° 38'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos y gnéisicos	Basamento cristalino
	El Pencal	32° 02'	65° 43'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, gneis biotítico	Basamento cristalino
	El Salto	32° 44'	65° 42'	Be-mica	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Elena	32° 45'	65° 43'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas, granitos	Basamento cristalino
	Hinojito	32° 33'	65° 31'	Be-cuarzo	Pegmatítico	BeO: 12,2%		Precámbrico	Esquistos	Basamento cristalino
	Huemul	33° 04'	66° 08'	Be	Pegmatítico	BeO: 11,5%, Ta_2O_5: 20%, Nb_2O_4: 38%		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	Junta de los Caminos	32° 28'	65° 39'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	La Berta	32° 36'	65° 31'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Dioritas	Basamento cristalino
	La Betita, La Tinita	32° 00'	65° 36'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos y biotíticos, gneis inyectado	Basamento cristalino
	La Cordobesa	32° 45'	65° 24'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos	Basamento cristalino
	La Deshonrada	32° 58'	66° 10'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotíticos, micacitas, filitas	Basamento cristalino
	La Elía	32° 45'	65° 43'	Be-cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos micáceos, granitos	Basamento cristalino
	La Elsa	32° 40'	65° 41'	Be-Bi-W	Pegmatítico			Precámbrico	Granito rosado	Basamento cristalino
	La Julieta	32° 08'	65° 39'	Be-Li	Pegmatítico			Paleozoico inferior	Granito rosado	Basamento cristalino
	La Misteriosa	33° 03'	65° 15'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	La Negrita	32° 50'	65° 23'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	La Niña	32° 17'	65° 30'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas turmalinizadas	Basamento cristalino
	La Norma	32° 51'	65° 39'	Be-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	La Nueva Argentina	32° 54'	66° 03'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos	Basamento cristalino
	La Nueva Pompeya	32° 44'	65° 43'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos silicificados	Basamento cristalino
	La Perlita	32° 41'	65° 35'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	La Pupé o Marta	32° 45'	66° 01'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos y biotíticos, gneis	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	La Rina	33° 04'	66° 09'	Be	Pegmatítico	BeO: 11,8%		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotíticos, gneises inyectados	Basamento cristalino
	La Rosarina	32° 57'	65° 39'	Be-Bi	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos	Basamento cristalino
	La Rosita	32° 11'	65° 49'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos y gnéisicos	Basamento cristalino
	La Victoria	32° 37'	65° 29'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Granitos y esquistos	Basamento cristalino
	Las Minas	32° 56'	65° 43'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	Las Palomas	32° 46'	66° 03'	Be	Pegmatítico	BeO: 10,7%		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotíticos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	Lilianita	32° 43'	65° 22'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	Los Cuatro	32° 33'	65° 45'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Granito porfírico	Basamento cristalino
	Los Magos	32° 17'	65° 25'	Be-Nb-Ta-Li-U	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas, filitas	Basamento cristalino
	Los Quinteros	32° 52'	65° 46'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, gneis, migmatitas	Basamento cristalino
	María Cristina	33° 04'	66° 03'	Be-W	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	María Ester	32° 52'	65° 46'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotítico moscovíticos	Basamento cristalino
	Palo Blanco	32° 32'	65° 31'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	Pegmatitas 60, 61 y 62	32° 44'	65° 09'	Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos turmalinizados	Basamento cristalino
	Quebrada del Mollar	32° 11'	65° 22'	Be-Li	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, filitas, esquistos cuarcíticos	Basamento cristalino
	Quebrada Fea	32° 54'	66° 02'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos	Basamento cristalino
	Quebrada Honda	32° 55'	65° 39'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	San Alberto	33° 08'	65° 46'	Be-cuarzo	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	San Carlos	32° 16'	65° 40'	Be-Nb-Ta-W	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas	Basamento cristalino
	San Jorge	32° 08'	65° 39'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas gnéisicas, granitos	Basamento cristalino
	San José I	32° 21'	65° 25'	Be-Nb-Ta.	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos filíticos y cuarcíticos, migmatitas	Basamento cristalino
	San Maximino	32° 57'	66° 04'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Esquistos micáceos, gnéises inyectados	Basamento cristalino
	San Miguel	32° 43'	65° 37'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Granitos, micacitas	Basamento cristalino
	San Ramón	32° 48'	65° 38'	Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico Eopaleozoico	Micacitas gnéisicas esquistos filíticos, migmatitas	Basamento cristalino
	Santa Adela	32° 29'	65° 16'	Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas biotíticas	Basamento cristalino
	Santa María	32° 35'	65° 29'	Be	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos cuarzo-micáceos	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Viernes Santo	32°30'	65°37'	Be-Li	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas esquistosas	Basamento cristalino
CALIZA										
	Cerro Impuro I y II	32°53'	66°56'	Caliza cristalina	Estratiforme	CaCO3:80-96% MgO3:1-11% (incluye a Cerro Redondo y La Calera)	58,5 Mt (incluye Cerro Redondo y La Calera)	Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Cerro Redondo	32°55'	66°56'	Caliza cristalina	Estratiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	La Calera	32°52'	66°51'	Caliza	Estratiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Las Toscas, Pajarito	32°49'	66°57'	Caliza-ónix	Estratiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
CAOLIN										
	El Nevado	32°43'	64°59'	Caolín	Lentes e irregular			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos	Basamento cristalino
	La Carrodilla	32°42'	64°58'	Caolín	Lentes e irregular			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos	Basamento cristalino
COBRE										
Las Aguadas	*La Angelita*	32°28'	65°31'	Cu-Pb-Zn	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, granitos, pegmatitas, lamprófiros	Basamento cristalino
	Arroyo Las Cañas	33°09'	65°31'	Cu-Ni-Co	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos biotítitcos, gneises	Basamento cristalino
	Diente Verde	32°50'	65°59'	Cu	Chimenea de brecha	Cu:3,5-12%,		Terciario	Andesitas, traquiandesitas	
	El Pilón	32°33'	66°09'	Cu	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, anfibolitas, pegmatitas	Basamento cristalino
CUARZO-FELDESPATO-MICA										
Conlara	*Biscontini*	33°02'	65°44'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Canteras de Villa Praga*	32°32'	65°39'	Cuarzo-feldespato-mica-Be-Li	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Don Felipe*	32°43'	65°54'	Cuarzo-feldespato-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Estancia La Toma*	33°02'	65°39'	Cuarzo-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*La Larga*	32°49'	65°44'	Cuarzo-feldespato-Be-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*La Perla*	32°39'	65°21'	Cuarzo-feldespato-Be-Li	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas	Basamento cristalino
Conlara	*Las Martinetas*	32°44'	65°38'	Cuarzo-feldespato-Be-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Santa Teresita*	33°07'	65°12'	Cuarzo-Li-Be-	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
La Estanzuela	*Virgen del Milagro*	33° 08'	65° 12'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico tabular			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, granitos gnéisicos	Basamento cristalino
	Alto de las Vacas	32° 49'	66° 12'	Cuarzo-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, filitas	Basamento cristalino
	Cerro Blanco (J. Jorba, Puloil)	33° 29'	65° 07'	Cuarzo	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, gnéisicas	Basamento cristalino
	Cerro Blanco (J. LLerena), Orquídea, Virgen, Centro, Sur	33° 16'	65° 33'	Cuarzo	Irregular			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas granitos	Basamento cristalino
	Estrella del Sur	32° 39'	65° 31'	Cuarzo-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	La Aurora	32° 36'	65° 28'	Cuarzo-feldespato-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	La Codiciada	32° 57'	65° 43'	Mica-cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	La Cristalina	32° 46'	66° 00'	Cuarzo-Be	Pegmatítico					Basamento cristalino
	La Eperanza	33° 00'	65° 43'	Cuarzo-feldespato	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	La Julia	32° 55'	65° 36'	Cuarzo-feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Los Chañares	32° 17'	65° 32'	Feldespato	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	San Fernando	32° 44'	65° 45'	Mica-feldespato	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	Santa Bárbara	32° 50'	65° 55'	Mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas	Basamento cristalino
	Yucín	32° 44'	65° 22'	Mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
DOLOMIA										
	Cañada Grande	32° 56'	65° 17'	Dolomía	Estratiforme			Precámbico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Cantera Geroe	31° 50'	65° 04'	Dolomía	Estratiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos y biotíticos, granito	Basamento cristalino
	La Marmolina I y II	32° 57'	65° 07'	Dolomía	Estratiforme lenticular	MgO: 15-20% (ley media)		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos y biotíticos, granito	Basamento cristalino
	Sierra de Socosora	32° 34'	66° 10'	Dolomía	Estratiforme y lenticular	CaO: 29,85%, MgO: 17,00%, Fe_2O_3: 6,96%, Al_2O_3: 0,86%, $CaCO_3$: 52,30%, $MgCO_3$: 35,30%		Precámbico-Paleozoico	Gneis, dolomías serpentinizadas	Basamento cristalino
ESTAÑO										
La Estanzuela	*La Mirtine*	32° 52'	65° 07'	Sn-Nb-Ta	Pegmatítico	SnO_2: 0,61 %, Nb: 150 ppm, Ta: 200 ppm	6.000 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico inferior	Migmatitas, gneis, esquistos	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
La Estanzuela	*Mina Nelly*	32° 52'	65° 07'	Sn-Nb-Ta	Pegmatítico	Sn: 0,61 %, Nb: 150 ppm, Ta: 200 ppm		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas, esquistos filíticos	Basamento cristalino
Totoral	*Victor Hugo*	33° 05'	67° 00'	Sn-Li-Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, micacitas, migmatitas	Basamento cristalino
	Alto de la Chacra	32° 43'	66° 04'	Sn	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas, esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	El Cóndor	32° 43'	66° 03'	Sn	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas, esquistos biotíticos	Basamento cristalino
	El Neutrón (ex San Fernando)	32° 17'	65° 48'	Sn-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Yolanda, Irene	32° 39'	66° 01'	Sn	Vetiforme	SnO_2: 1,5%	67.500 t	Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas gnéisicas, cuarcíticas y sericíticas, anfibolitas, calizas cristalinas	Basamento cristalino
FLUORITA										
	La Italo Argentina	32° 34'	64° 54'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 85-90 %		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Granito	Basamento cristalino
	La Marquesa, Don Huberto	32° 34'	64° 54'	Fluorita	Vetiforme	CaF_2: 85-90 %		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Granito	Basamento cristalino
HIERRO										
	La Soledad	32° 48'	65° 58'	Fe	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, gneises	Basamento cristalino
LITIO										
Conlara	*Amanda*	32° 12'	65°23'	Li-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Cerna*	32° 35'	65° 24'	Li-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos biotíticos, anfibolitas	Basamento cristalino
Conlara	*Doña Julia*	32° 15'	65° 25'	Li-Be-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Guerrero*	32° 59'	65° 58'	Li	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Don Pancho*	32° 10'	65° 22'	Li-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Géminis*	32° 39'	66° 04'	Li-cuarzo	Pegmatítico	Li_2O: 4,20-5 % (ley media)	Espodumeno: 8000 t (indicados); 17.300 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, filitas, gneis	Basamento cristalino
Conlara	*La Meta*	32° 12'	65° 22'	Li-Be-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos filitas	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Conlara	*La Perfecta*	33° 50'	66° 43'	Li-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*La Totora*	32° 11'	65° 22'	Li-Be-cuarzo	Pegmatítico	Li_2O:5-6% (ley media)		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
Conlara	*Las Cuevas*	32° 23'	65° 42'	Li-Be-Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacita gnéisica	Basamento cristalino
Conlara	*Las Masas*	32° 11'	65° 03'	Li-Be-feldespato-mica	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, micacitas gnéisicas, esquistos biotíticos	Basamento cristalino
Conlara	*San Rolando, Cabeza de Novillo*	32° 25'	65° 23'	Li, Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, cuarcitas, esquistos inyectados	Basamento cristalino
La Estanzuela	*Don Rolando I y II*	35° 36'	65° 06'	Li-Be-Nb-Ta	Pegmatítico, tabular	Li_2O:5,1-7,8%		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-micáceos	Basamento cristalino
La Estanzuela	*Itá-Porá o La Portezuelense*	33° 06'	65° 10'	Li-Be	Pegmatítico			Paleozoico inferior	Micacitas, esquistos micáceos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
La Estanzuela	*La Viquita*	32° 51'	65° 06'	Li-cuarzo-feldespato	Pegmatítico, tabular	Li_2O:5,1-7,8%		Paleozoico inferior	Esquistos micáceos turmalinizados y moscovitizados, cuarcitas, esquistos inyectados	Basamento cristalino
Totoral	*San Luis I y II*	32° 40'	65° 50'	Li-cuarzo-feldespato	Pegmatítico, tabular			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos gnéisicos, micacitas	Basamento cristalino
	Don Carlos I, II y III	32° 56'	65° 07'	Li-Be	Pegmatítico	Li_2O:3-6,5%		Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-micáceos	Basamento cristalino
	Facunda, Los Rayos, Santa Inés, Santa Teresita	32° 36'	65° 39'	Li-Be	Pegmatítico			Precámbrico	Micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	Luis Fernando, Don Manuel, Cachito, Don Benjamín	33° 01'	65° 58'	Li	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Santa Clara	33° 02'	65° 59'	Li-Be	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas biotíticas	Basamento cristalino
	Teresaida	33° 00'	65° 59'	Li	Pegmatítico			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquisto micáceo, cuarcitas, granito	Basamento cristalino
MANGANESO										
	Betriz del Valle	33° 12'	66° 15'	Mn	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Rocas de mezcla graníticas ácidas	Basamento cristalino
NIOBIO-TANTALIO										
	La Brillante	32° 11'	65° 25'	Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	San Marcos	32° 19'	65° 33'	Nb-Ta	Pegmatítico			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
NIQUEL										
	Las Aguilas Este y Oeste	33° 08'	66° 08'	Ni-Cu-Co	Cuerpo tabular magmático	Ni: 0,51%, Cu: 0,5%, Co: 0,035%	1Mt (indicados); 1,21Mt (medidos)	Postcámbrico-Predevónico	Piroxenitas, hazburguitas, dunitas, noritas	Basamento cristalino
	Las Higueras	33° 05'	66° 07'	Ni-Cu-Co	Cuerpo tabular magmático			Precámbrico	Piroxenita, gabros o noritas	Basamento cristalino
	Sector Cerro Colorado	32° 38'	65° 45'	Ni-Cu-Co	Magmático			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Virorco	33° 05'	66° 06'	Ni-Cu	Cuerpo tabular	Cu: 6-8%, Ni: 0,55-0,74%		Paleozoico inferior	Norita	Basamento cristalino
ONIX										
	Cantera Córdoba	32° 54'	65° 48'	Onix calcáreo	Mantiforme		5.490 t (medidos), 2.352,5 t (indicados)	Mioceno superior-Plioceno	Areniscas conglomerádicas, brechas coignimbríticas	"Sedimentitas Calcáreas Santa Isabel", "Volcaniclastitas Lomitas"
	Cantera Santa Isabel	32° 54'	65° 48'	Onix calcáreo	Mantiforme		20.790 t (indicados), 2.700 t (inferidos)	Mioceno superior-Plioceno	Areniscas conglomerádicas, brechas coignimbríticas	"Sedimentitas Calcáreas Santa Isabel", "Volcaniclastitas Lomitas"
ORO										
La Carolina	*Cañada Honda-La Carpa*	32° 50'	66° 00'	Au	Placer	Au: 2-6 g/m^3 y 0,25-0,5 g/m^3 (en material estéril)		Cenozoico	Gravas	
La Carolina	*Cerro Los Mellizos-Cerro Porongo*	32° 47'	66° 03'	Au	Diseminado	Au: 0,02 ppm-0,86 ppm (valores puntuales)		Precámbrico	Esquistos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
La Carolina	*Complejo Cerritos Blancos (Minas La Carolina, Cerritos Blancos, Los Descarpes, Mundo Nuevo, La Alameda)*	32° 55'	65° 59'	Au	Placer fósil	Au: 0,2 g/m^3 (ley media)	1,2 Mm^3 (sectores con ley media de 0,2 g/m^3), 300.000 m^3 (sectores con ley media mayor a 0,3 g/m^3)	Pleistoceno Superior-Holoceno		Depósitos Aluviales
La Carolina	*La Nave*	32° 49'	66° 04'	Au	Vetiforme	Au: 0,037-5,01 ppm, Ag: 0,5-16,8 ppm				
La Carolina	*Río Intihuasi*	32° 56'	65° 54'	Au	Placer	Reciente		Cenozoico		Depósitos aluviales
	Cerro El Morro-Cerro de la Mesa	33° 14'	65° 30'	Au-As-Ag	Irregular	Rocas: Au: 0-0,7 ppm, Ag: 0-0,8 ppm, Cu: 8-151 ppm, Pb: 0-140 ppm, Zn: 5-430 ppm. Sedimentos: Au: 0,01-0,34 ppm, Ag: 0,25-2,50 ppm, Cu: 4-690 pm, Pb: 0-300 ppm, Zn: 26-370 ppm.		Precámbrico, Terciario	Esquistos, gneis, andesitas, pórfiros andesíticos, brechas volcánicas	Basamento cristalino, Complejo Volcánico Terciario
	Cuatro Amigos	32° 56'	65° 55'	Au	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico?	Micacitas, filitas, rocas ígneas intrusivas	Basamento cristalino
	La Industrial	32° 54'	65° 53'	Au-Sb	Vetiforme-vetillas			Eopaleozoico-Precámbrico?	Esquistos y filitas	Basamento cristalino
	Río Quinto	33° 14'	66° 56'	Au-Th	Placer	ThO_2: 82 g/t		Reciente		Depósitos aluviales
	Santo Domingo	32° 56'	65° 55'	Au-W	Vetiforme			Precámbrico - Paleozoico	Esquistos moscovítico-cloríticos, aplitas	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
PLOMO										
	Bety	32°53'	65°38'	Pb	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos	Basamento cristalino
	Don Jorge	32°16'	65°32'	Pb	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Graciela Elsa	32°20'	65°26'	Pb	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Micacitas cuarzo-cuarzosas	Basamento cristalino
	La Pilar	32°19'	65°16'	Pb	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	María del Valle	32°07'	65°40'	Pb	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, granitos	Basamento cristalino
	Masa	32°43'	64°27'	Pb	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, anfibolitas	Basamento cristalino
POLIMETALICOS										
La Carolina	*La Carolina*	32°49'	66°06'	Au-Pb-Ag-Zn	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, filitas, gneis, granito	Basamento cristalino
La Carolina	*Romualdo, Extención, Buena Esperanza, Glen Rock, Buena Fe, Brillante (Grupo La Carolina)*	32°49'	66°06'	Au-Pb-Ag-Zn	Vetiforme-epitermal	Au: 4 g/t, Ag: 199 g/t, Zn: 12,4%		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, filitas, gneis, granito	Basamento cristalino
La Carolina	*La Estancia*	32°44'	66°02'	Au-Ag-Zn	Vetiforme	Au: 0,47-0,81 g/t, Ag: 199 g/t, Zn: 12,4%	Au: 1,89 kg; Ag: 76,8 kg; Zn: 47,9 t	Precámbrico	Esquistos, filitas micáceas	Basamento cristalino
La Carolina	*La Luisa*	32°44'	66°02'	Au-Ag-Pb-Zn	Vetiforme	Au: 0,26-1,47 g/t		Precámbrico	Esquistos, granitoides	Basamento cristalino
La Carolina	*La Rica*	32°45'	66°00'	Au-Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos, micacitas gnéisicas, andesitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*El Jarillar*	32°17'	65°37'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Pegmatitas, migmatitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Euca*	32°24'	65°30'	Pb-Ag-V	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Dioritas, esquistos, pegmatitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Farallón Negro*	32°21'	65°37'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, pegmatitas	
Las Aguadas	*La Fortuna*	32°19'	65°28'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Tonalita diorítica	Basamento cristalino
Las Aguadas	*La Nelly (ex Democracia)*	32°21'	65°31'	Pb-V-Zn-Cu-(Ag)	Vetiforme	V_2O_5: 0,5-2%, Pb: 2-6%, Zn: 1-2%, Cu: 0,5%		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, micacitas, cuarcitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*La Sala o Lucy*	32°26'	65°32'	Pb-Ag-V	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, migmatitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*La Tinaja o Los Tres Amigos o Los Amigos*	32°18'	65°37'	Pb-Ag-V	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, pegmatitas	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Las Aguadas	*Las Cienaguitas*	32° 17'	65° 33'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos migmatitas, tonalitas, dioritas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Las Perdices*	32° 19'	65° 26'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme, venillas			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Tonalita diorítica	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Las Piedras Bayas*	32° 20'	65° 42'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, migmatitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Los Alanices*	32° 29'	65° 23'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Granito	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Los Cerrillos*	32° 19'	65° 34'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, pegmatitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Margot (ex San Bernardo)*	32° 28'	64° 27'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Pegmatitas, esquistos micáceos	Basamento cristalino
Las Aguadas	*Pozo de La Chilca*	32° 19'	65° 27'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, migmatitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*San Antonio*	32° 19'	65° 35'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Granitos, pegmatitas	Basamento cristalino
Las Aguadas	*San Fernando*	32° 28'	64° 29'	Pb-Zn-V	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Granitos, pegmatitas, esquistos	Basamento cristalino
Las Aguadas	*San Jorge*	32° 17'	65° 35'	Pb-Zn (Cu-Ag)	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, migmatitas, tonalitas pegmatitas, aplitas	Basamento cristalino
	Cerro Blanco	32° 18'	65° 21'	Pb-V-Mo-W	Irregular	V_2O_5: 0,76%-2,38%, WO_3: 0,24%-0,80%		Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Hugo Enrique	32° 19'	65° 19'	Pb-Cu	Vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-biotíticos	Basamento cristalino
SAL										
	Salinas del Bebedero	33° 34'	66° 39'	Sal	Evaporítico	NaCl: 27,82-92,58%	39 Mt (cosecha anual)	Cuaternario	Sedimentos lacustres	
TIERRAS RARAS										
	Rodeo de los Molles	32° 24'	65° 45'	Tierras Raras-Th-U	Vetas lenticulares, nódulos	U_3O_8: 0,02% ETR: 0,7-8,3%	ETR: 90.000 t (medidos con 2,25 % de óxidos de tierras raras), 750.000 t (indicados), 5,6 Mt (geológicos con 2,1 % de óxidos de tierras raras)	Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, gneis, monzogranitos biotíticos	Basamento cristalino
URANIO										
Comechingones	*La Estela*	32° 35'	64° 56'	U-F	Vetiforme	U_3O_8: 0,7‰ (ley media)	100.000 t (geológicos)	Paleozoico inferior	Granitos biotíticos, granodioritas	Batolito Cerro Aspero-Alpa Corral
WOLFRAMIO										
Cerro El Morro	*Agua Blanca*	33° 08'	54° 31'	W-cuarzo	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Cerro El Morro	*El Obrero*	33° 08'	65° 31'	W-cuarzo	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico?	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
Cerro El Morro	*La Aurora*	33° 09'	65° 32'	W	Estratoligado			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Gneis, esquistos micáceos	Basamento cristalino
Cerro El Morro	*La Guillermina*	33° 09'	65° 31'	W-cuarzo	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquisto micáceo	Basamento cristalino
Cerro El Morro	*La India*	33° 10'	65° 24'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, gneis, granitoides	Basamento cristalino
Cerro El Morro	*La Urbana*	33° 11'	65° 23'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas, calizas	Basamento cristalino
Cerro El Morro	*Los Dos Negritos*	33° 09'	65° 30'	W	Estratoligado			Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Cerro El Morro	*San Cayetano*	33° 12'	65° 23'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos, gnéises, granitoides	Basamento cristalino
Concarán	*Los Cóndores, El Aguila*	32° 32'	65° 20'	W-Bi-Mo	Vetiforme	WO_3: 0,8-1% (Los Cóndores)	0,5 a 1 Mt (totales) 282.000 t (Los Cóndores)	Precámbico Paleozoico	Esquistos micáceos, gneis	Complejo Metamórfico Conlara
El Araucano-La Higuera	*El Araucano (Grupo Santo Domingo)*	32° 56'	65° 56'	W	Tabular, diseminado	WO_3: 1%		Paleozoico inferior a medio	Esquistos biotíticos, filitas	Formación San Luis
El Araucano-La Higuera	*La Higuera*	32° 58'	65° 57'	W	Tabular, diseminado			Paleozoico inferior a medio	Metavolcanitas dacíticas, filitas	Formación San Luis
La Carolina	*13 de Agosto*	32° 56'	66° 00'	W	Vetiforme	WO_3: 0,75-1%	25.000 t a 30.000 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos biotítico-epidóticos, gneis biotítico-granítico	Basamento cristalino
La Carolina	*Joaquín Rivero*	33° 56'	66° 08'	W-cuarzo	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
La Carolina	*La Puntana*	32° 50'	66° 06'	W	Estratoligado y vetiforme	WO_3: 0,6-2,3%		Precámbrico	Granitos, esquistos micáceos	Basamento cristalino
La Carolina	*La Pródiga*	32° 49'	66° 06'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos	Basamento cristalino
La Carolina	*Victoria, María Jesús*	32° 55'	66° 07'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, micacitas	Basamento cristalino
La Estanzuela	*La Estanzuela*	32° 51'	65° 05'	W	Irregular	WO_3: 0,8-0,9% (ley media)		Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos biotíticos, calizas dolomíticas	Complejo Metamórfico Conlara
La Estanzuela	*San Pedro*	32° 52'	65° 05	W	Irregular	WO_3: 1,9% (ley puntual)		Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos	Complejo Metamórfico Conlara
La Florida	*La Florida, La Bruja, Don Mirko, La Libertad, La Cautiva, La Esperanza (Grupo La Florida)*	33° 07'	65° 58'	W	Vetiforme y diseminado	WO_3: 0,70%	La Florida: 25.000 t (inferidos)	Precámbrico-Paleozoico	Esquistos, cuarcitas, micacitas, filitas	Formación San Luis
La Teodolina	*Clyde*	32° 50'	65° 58'	W	Vetiforme e irregular			Precámbrico-Paleozoico	Filitas, esquistos biotíticos	Formación San Luis
La Teodolina	*La Rioja*	32° 57'	65° 56'	W	Vetillas, bancos lenticulares	WO_3: 0,7-1%		Precámbrico-Paleozoico	Aplitas	Basamento cristalino
La Teodolina	*La Teodolina o Mina del Valle*	32° 57'	65° 58'	W	Vetiforme e irregular	WO_3: 0,5-2,44%	14.000 t (inferidos)	Precámbrico-Paleozoico	Filitas, esquistos biotíticos	Formación San Luis
Los Cocos	*El Alamo*	33° 05'	66° 02'	W	Tabular, diseminado, vetillas			Precámbrico	Esquistos cuarzo-biotíticos y moscovíticos	Basamento cristalino
Los Cocos	*El Cangrejo*	33° 08'	66° 00'	W	Estratoligado			Precámbrico	Esquistos cuarzo-	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
									biotíticos y moscovíticos	
Los Cocos	*Los Cocos, Libertad, Santa Bárbara, La Argentina, San Pedro (Grupo Los Cocos)*	33° 03'	66° 01'	W	Estratoligado	WO_3:1%		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotíticos, granulitas cuarzo-feldespáticas	Basamento cristalino
Morro Oeste	*Arroyo con Agua - Escondida*	33° 12'	65° 31'	W	Estratoligado	WO_3:1-1,5%	3000 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico inferior	Anfibolitas, calizas, esquistos	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*Don José*	33° 08'	65° 30'	W	Estratoligado y vetiforme	WO_3:0,6-1%	13.930 t (indicados); 22.936 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-biotíticos	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*Don Ricardo, Don Rose, Demasía Nelly, Estaca Oeste, Demasía Don Isaac, Alto Frío, Alto de los Metales*	33° 25'	65° 25'	W	Estratoligado y vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-biotíticos	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*El Morro N° 1, Estaca Augusto*	33° 10'	65° 29'	W	Estratoligado, irregular	WO_3:0,47-0,61%	10.696 t (indicados); 35.180 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*El Peje, La Escabrosa*	33° 08'	65° 33'	W	Estratoligado, lentiforme	WO_3:1-1,5% (ley media)	5.000 t (indicados); 12.000 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*Erika Luisa*	33° 09'	65° 32'	W	Estratoligado		5.500 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos biotíticos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*Hermana Blanca, Ojo de Agua*	33° 09'	65° 30'	W	Estratoligado y vetiforme	WO_3:0,6-1%	13.936 t (indicados); 22.936 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*La Buyi*	33° 08'	65° 29'	W	Estratoligado	WO_3:0,38-0,44%	23.000 t (inferidos)	Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*La Prudencia*	33° 10'	65° 30'	W	Estratoligado	WO_3:0,42-0,65%	16.200 t (indicados); 18.886 t (inferidos)	Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, gneis	Basamento cristalino
Morro Oeste	*Loma Blanca*	33° 09'	65° 30'	W	Estratoligado y vetiforme	WO_3:0,5-0,6%	12.880 t (indicados); 45.000 t (inferida)	Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*Los Rodeos*	33° 05'	65° 29'	W	Estratoligado y vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*Lucifer*	33° 04'	65° 28'	W	Estratoligado y vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*San José*	33° 09'	65° 30'	W	Vetiforme	WO_3:0,51%	5.400 t (indicados)	Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, calizas anfibólicas	Complejo Metamórfico Conlara
Morro Oeste	*Virgen María*	32° 56'	65° 31	W	Estratoligado y vetiforme			Precámbico superior-Paleozoico medio	Esquistos biotítico mármoles	Complejo Metamórfico Conlara
Pampa de Tamboreo	*General Joffre*	33° 02'	66° 00'	W-cuarzo	Estratoligado	WO_3:0,64%		Precámbrico-Paleozoico	Filitas, esquistos biotíticos	Formación San Luis
Pampa de Tamboreo	*La Donosa*	33° 04'	65° 59'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos cloríticos y epidótico-turmalínicos, cuarcitas	Basamento cristalino
Pancanta	*Don Manuel*	32° 56'	66° 09'	W	Vetiforme, tabular			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
Pancanta	*La Media Luna*	32° 55'	66° 06'	W	Estratoligado y diseminado			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos silicificados	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Pancanta	*Pancanta (Grupo Pancanta)*	32° 57'	66° 09'	W	Estratoligado	WO_3: 0,7-1%		Precámbrico	Esquistos filítico-cuarcíticos	Basamento cristalino
Pancanta	*Raquel, Pringles*	32° 55'	66° 08'	W	Vetiforme, tabular			Precámbrico-Paleozoico	Gneises biotítico-graníticos, filitas, cuarcitas	Basamento cristalino
Pancanta	*San Ramón*	32° 53'	66° 07'	W	Vetiforme, tabular	WO_3: 1%	2.700 t (inferidos); 644 t (indicados)	Precámbrico-Eopaleozoico	Esquistos epidótico - biotíticos, filitas, cuarcitas	Basamento cristalino
Pancanta	*San Román*	32° 49'	66° 06'	W	Vetiforme, tabular	WO_3: 0,7-1%	32.000 t (inferidos)	Precámbrico-Paleozoico inferior Carbonífero	Filitas, granitos	Basamento cristalino-Formación San Luis
Paso del Rey	*El Bochita*	32° 57'	65° 55'	W	Vetiforme e irregular			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, aplitas	Basamento cristalino
Paso del Rey	*La Aurelia (Grupo Santo Domingo)*	32° 59'	66° 01'	W	Vetiforme			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, aplitas	Basamento cristalino
Paso del Rey	*La Lalita (Grupo Santo Domingo)*	32° 57'	65° 55'	W	Vetiforme e irregular			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, aplitas	Basamento cristalino
Paso del Rey	*Lincoln, San José, La Delicia*	32° 57'	65° 55'	W	Vetiforme e irregular			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, aplitas	Basamento cristalino
Paso del Rey	*Yanquetruz, Atahualpa (Grupo Santo Domingo)*	32° 57'	65° 55'	W	Vetiforme e irregular			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, aplitas	Basamento cristalino
Piedras Coloradas	*La Porfía*	32° 35'	65° 37'	W	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, cuarzo-micáceos	Basamento cristalino
Piedras Coloradas	*Las Palmas*	32° 24'	65° 45'	W-cuarzo	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos, granitos	Basamento cristalino
Piedras Coloradas	*Piedras Coloradas*	32° 44'	65° 38'	W	Vetiforme	WO_3: 0,8%		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos, pegmatitas	Basamento cristalino
Piedras Coloradas	*San José del Paso Grande*	32° 43'	65° 39'	W	Vetiforme, lenticular			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, granitos	Basamento cristalino
Río Guzmán	*El Duraznito*	32° 56'	65° 55'	W	Vetiforme	WO_3: 0,4-0,7%	77.000 kg (inferidos)	Paleozoico inferior a medio	Filitas, esquistos cuarzo-sericíticos	Formación San Luis
Río Guzmán	*El Traguito*	32° 56'	65° 54'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior a medio	Filitas, esquistos cuarzo-sericíticos	Formación San Luis
Río Guzmán	*La Blanca*	32° 55'	65° 54'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior a medio	Filitas, esquistos cuarzo-sericíticos	Formación San Luis
Río Guzmán	*La Esperanza*	32° 55'	65° 54'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior a medio	Filitas, esquistos cuarzo-sericíticos	Formación San Luis
Río Guzmán	*La Lagal*	32° 55'	65° 53'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior a medio	Filitas, esquistos cuarzo-sericíticos	Formación San Luis
Río Guzmán	*La Trinidad*	32° 57'	65° 54'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior a medio	Filitas, esquistos cuarzo-sericíticos	Formación San Luis
Río Guzmán	*San Martín*	32° 56	65° 54'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior a medio	Filitas, esquistos cuarzo-sericíticos	Formación San Luis
San Felipe	*Chañar Marcado*	33° 53'	65° 24'	W	Estratoligado,			Precámbrico	Esquistos	Complejo

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
					diseminado			superior-Paleozoico medio	micáceos inyectados, calizas	Metamórfico Conlara
San Felipe	*La Chiquita*	32° 52'	65° 22'	W	Estratoligado, diseminado	WO_3: 0,7%	15.000 t (inferidos)	Precámbrico superior-Paleozoico medio	Esquistos micáceos, granito rosado	Complejo Metamórfico Conlara
Yulto	*Buey Blanco, Santa Justa*	33° 23'	65° 33'	W-cuarzo	Diseminado, Vetiforme			Precámbrico	Esquistos micáceos, gneis, granitoides	Basamento cristalino
Yulto	*Indio Mirelli*	33° 17'	65° 30'	W	Skarn	WO_3: 0,76%		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, aplitas	Basamento cristalino
Yulto	*La Chumbita*	33° 20'	65° 32'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Gneis cuarzo-biotíticos, esquistos micáceos	Basamento cristalino
Yulto	*La Coquita*	33° 18'	65° 29'	W	Estratoligado	WO_3: 1-1,3%	51.400 t (inferidos)	Precámbrico superior-Paleozoico medio	Esquistos migmatíticos, esquistos epidótico-anfibólicos, gneis	Complejo Metamórfico Conlara
Yulto	*La Frede o Señorita Frede*	33° 17'	65° 30	W	Estratoligado		400 t (indicados)	Precámbrico-Paleozoico	Gneises biotíticos, calizas cristalinas	Basamento cristalino
Yulto	*La Indecisa*	33° 22'	65° 32'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Gneis cuarzo-biotíticos, esquistos micáceos	Basamento cristalino
Yulto	*La Irita*	33° 19'	65° 29'	W	Estratoligado	WO_3: 0,7-1%	5.3000 t (inferidos)	Precámbrico superior-Paleozoico medio	Esquistos biotíticos	Complejo Metamórfico Conlara
Yulto	*Los Fredes o La Discusión*	33° 18'	65° 31'	W	Skarn	WO_3: 1%		Precámbrico	Gneis, anfibolitas	Basamento cristalino
Yulto	*Paquita*	33° 18'	65° 30'	W	Estratoligado			Precámbrico	Gneis oligoclástico-biotítico	Basamento cristalino
Yulto	*Santa Cecilia*	33° 18'	65° 31'	W	Estratoligado			Precámbrico	Gneis, biotítico	Basamento cristalino
Yulto	*Victoria, Chumbita, Unión, Carmen*	33° 31'	65° 31'	W	Estratoligado			Precámbrico	Esquistos, gneises calcáreos anfibolitizados	Basamento cristalino
	Carlito	33° 03'	65° 59'	W	Vetiforme y diseminado			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos cuarzo-biotíticos	Basamento Cristalino
	Cerrito Blanco	32° 29'	65° 40'	W	Vetiforme			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos micáceos, granitos, pegmatitas	Basamento Cristalino
	Coslay	32° 56'	65° 55'	W	Vetiforme e irregular			Precámbrico superior-Paleozoico inferior	Esquistos, aplitas	Basamento Cristalino
	Don César	32° 56'	66° 07'	W-cuarzo	Vetiforme	WO_3: 0,8%		Precámbrico	Esquistos, filitas micáceas	Basamento cristalino
	El Manantial	32° 27'	65° 42'	W	Vetiforme			Precámbrico	Esquistos biotíticos, micacitas gnéisicas	Basamento cristalino
	El Talar	33° 08'	65° 23'	W	Vetiforme	$W0_3$: 0,63% (ley puntual)		Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, calizas	Basamento cristalino
	Eureka	32° 57'	65° 57'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	La Fausta (Grupo Los Piquillines)	32° 21'	65° 42'	W-cuarzo	Vetiforme	WO_3: 0,47% (ley puntual)		Paleozoico inferior	Granito calcoalcalino biotítico	Basamento cristalino
	La Imelda (Grupo Los Piquillines)	32° 22'	65° 45'	W	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito rosado	Basamento cristalino

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	La Incógnita	33°01'	65°55'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos	Basamento cristalino
	La Providencia (Grupo La Providencia)	32°15'	65°16'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas	Basamento cristalino
	La Teófila o Mina de La Cañada	32°32'	65°39'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos, migmatitas	Basamento cristalino
	Las Asperezas	32°19'	65°41'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos, gneises biotíticos	Basamento cristalino
	Los Avestruces (Grupo Los Avestruces)	32°28'	65°41'	W-Bi-Mo	Vetiforme	WO_3:0,2-1%	Los Avestruces Las Asperezas: 380.000 t (inferidos)	Precámbrico-Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos, gneises biotíticos	Basamento cristalino
	Los Nogales (Grupo Los Avestruces)	32°28'	65°40'	W-cuarzo	Vetiforme	WO_3:0,5%		Precámbrico	Esquistos micáceos	Basamento cristalino
	Los Piquillines (Grupo Los Piquillines)	32°15'	65°55'	W	Vetiforme	WO_3:0,5-0,8%	3.000 t (inferidos)	Precámbrico-Paleozoico	Granitos calcoalcalinos biotíticos	Basamento cristalino
	Los Pozos	32°42'	65°38'	W	Vetiforme			Precámbrico	Granito rosado	Basamento cristalino
	Los Reventones	32°31'	65°39'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotítico-cuarzo-oligoclásicos, gneises	Basamento cristalino
	Los Viejos Amigos	32°35'	65°15'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, micacitas	Basamento cristalino
	San Antonio	32°48'	65°51'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Ortoanfiboli-tas, esquistos micáceos	Basamento cristalino
	San Antonio del Chacho	33°08'	66°01'	W	Estratoligado	WO_3:0,5%	17,2 t	Precámbrico-Paleozoico	Esquistos, cuarcitas, micacitas	Basamento cristalino
	San Juan	33°19'	65°31'	W	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos gneisicos, migmatitas	Basamento cristalino
	Santa Rita	33°23'	65°33'	W-cuarzo	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos biotítico-moscovíticos	Basamento cristalino
	Santa Teresita, San Isidro	32°48'	66°06'	W	Estratoligado			Precámbrico-Paleozoico	Micacitas	Basamento cristalino
	Sector Quines San Isidro	32°16'	65°44'	W-Pb	Vetiforme			Precámbrico-Paleozoico	Esquistos micáceos, cuarcíticos y filíticos, granítos	Basamento cristalino
YESO										
	Cantera Las Barrancas	33°31'	66°55'	Yeso	Estratiforme			Terciario superior	Arcillas	Formación Las Mulitas
	Cantera Lucho	33°31'	66°52'	Yeso	Estratiforme			Terciario superior	Arcillas	Formación Las Mulitas
	Canteras Recomar	32°54'	66°39'	Yeso	Estratiforme			Terciario superior	Arcillas	Formación Las Mulitas

SANTA CRUZ

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
ARCILLA										
Lote 18	*Campamento 1 (La Araucana, Pehuenches,*	48°39'	69°16'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme		16 Mt (para todo el lote)	Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Mariampal, La Coipa, Liu Cura, El Choique, El Charabón, Las Perdices, Elsa, La Emilia)						(inferidos)			
Lote 18	*Campamento 2 (La Tehuelche, El Charito, El Chulengo, Caiquén, La Tincar, Piche, Campamento, La Liebre, Guanaco)*	48° 40'	69° 17'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 18	*Campamento 3 (Mariampal 2a., Mariampal 3a, Yolanda)*	48°45'	69° 15'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 18	*Campamento 4 (El Cimarrón, Refractaria, Los Baguales)*	48° 44'	69° 12'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 18	*Don Jacinto*	48° 43'	69° 09'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 18	*El Puma*	48° 44'	69° 16'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 18	*Graciela*	48° 43'	69° 19'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 18	*Huiliches*	48° 42'	69° 19'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 18	*Sector Pirámides (Pirámide, Pirámide II, Lin Calel)*	48° 38'	69° 13'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme			Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
Lote 19	*La Barranca (El Verano, El Alba)*	48° 37'	69° 10'	Arcillas plásticas caolínicas	Estratiforme		200.000 t (inferidos)	Barremiano-Aptiano	Arcilitas, areniscas, tobas	Formación Baqueró
	El Martín	48° 35'	68° 39'	Arcilla				Terciario	Arcilitas	Formación Monte León
BENTONITA										
	San Romeleo	48° 25'	68° 56'	Bentonita						
CAOLIN										
Lote 8	*Cara Cura, Huinca, Peón Choique*	48° 31'	68° 51'	Caolín	Mantiforme, residual			Jurásico	Tobas, Ignimbritas	Formación Chon Aike
Lote 8	*El Ñanolú*	48° 30'	68° 50'	Caolín	Mantiforme, residual	Al_2O_3: 17%	350.000 t (medidos) 2 Mt (inferidos)	Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
Lote 8	*El Ranquel*	48° 33'	68° 50'	Caolín	Mantiforme, residual		240 t (indicados)	Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
Lote 8	*Piedra Blanca*	48° 30'	68° 30'	Caolín						
Lote 8	*Unión y otras*	48° 34'	68° 51'	Caolín	Mantiforme, residual		280 t (indicados)	Jurásico	Tobas, Ignimbritas	Formación Chon Aike
	Cerro Rubio	48° 34'	68° 30'	Caolín	Mantiforme, transportado			Jurásico	Tobas, tufitas	Formación Baquero
	Cristina Electra	49° 17'	67° 48'	Caolín	Mantiforme			Jurásico	Ignimbritas, tobas riolíticas	Grupo Bahía Laura
	Flor de Ilusión	49° 10'	67° 48'	Caolín				Jurásico	Ignimbritas, tobas riolíticas	Grupo Bahía Laura
CARBONATO DE SODIO-SAL										
Lago Ghío -Paso Roballos	*Blanca Aurora*	47° 18´	71° 50´	Carbonato de sodio-sal	Evaporítico			Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos
	El Justicialista	47° 17'	71° 44'	Carbonato de sodio-sal	Evaporítico			Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos
	Juan Domingo	47° 27'	71° 49'	Carbonato de sodio-sal	Evaporítico			Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos
	La Criolla	47° 21´	71° 47'	Carbonato de sodio-sal	Evaporítico			Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Mirongo	47° 14'	71° 51'	Carbonato de sodio-sal	Evaporítico			Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos
COBRE										
	Angelita	48° 04'	67° 25'	Cu-Pb	Vetiforme			Triásico, Jurásico	Granodiorita	Formación La Leona
	Cerro Colorado	47° 47'	72° 30'	Cu	Diseminado, vetiforme			Mioceno?	Granitoides	Tonalita Sobral
	Don Carlos o Schultz, Matide, Roxana	48° 05´	67° 20'	Cu	Vetiforme			Triásico, Jurásico	Granodioritas	Formación La Leona
	El Changuito	46° 20'	68° 10'	Cu	Impregnación			Terciario	Coladas basálticas	
	La Calandria (M.D. Maite)	47° 39'	67° 10'	Cu	Vetiforme			Triásico, Jurásico	Granitoides	Formación La Leona
	La Leona	48° 05'	67° 20'	Cu-Au-Ag	Vetiforme	Cu: 1,7% Ag: 26,1 g/t	53.760 t (medidos)	Triásico, Jurásico	Granitoides	Formación La Leona
	Tres Cerros	48° 04'	67° 19'	Cu	Vetiforme			Triásico, Jurásico	Granitoides	Formación La Leona
	Sin Nombre	48° 04'	67° 20'	Cu-Mo	Diseminado			Triásico, Jurásico	Granitoides	Formación La Leona
FLUORITA										
	Dos Hermanos	47° 37'	66° 59'	Fluorita				Paleozoico inferior	Filitas, sedimentitas	Complejo Río Deseado
FOSFATO										
	Banco Justicia	49° 17'	67° 41'	Fosfato (Guano)	Organógeno			Cuaternario		
	Cerro Los Pescadores	49° 22'	67° 46'	Fosfato	Mantiforme	P_2O_5: 1%		Terciario	Areniscas, arcillas	Formación Monte León
	Gran Bajo de San Julián	49° 34'	68° 12'	Fosfato	Mantiforme	P_2O_5: 1,29-14,08%		Terciario	Arcillas, tobas	Formación San Julián
	Isla Liebres, Isla Schwards, Isla Shag	48° 05'	65° 53'	Fosfato (Guano)	Organógeno			Cuaternario	Acumulaciones organogénicas	
MOLIBDENO										
	Cerro Arido	47° 47'	72° 20'	Mo	Zona de alteración			Terciario	Granitoides	
	Cerro Penitente	47° 38'	72° 13'	Mo	Zona de alteración			Terciario	Granitoides	
ORO										
Cerro Vanguardia	*Cóndor*	48° 18'	68° 28'	Au-Ag				Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
Cerro Vanguardia	*Estrella*	48° 21'	68° 29'	Au-Ag	Diseminado	Au: 0,32 y 0,57 g/t		Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
Cerro Vanguardia	*Osvaldo Diez, Luciana, Vanguardia (y más de 100 minas más)*	48° 24'	68° 35'	Au-Ag	Vetiforme	Au: 8,9 g/t Ag: 110 g/t	13 Mt (medidos)	Jurásico	Lavas, ignimbritas, tobas ácidas	Formación Chon Aike
Cerro Vanguardia	*Trueno*	48° 21'	68° 36'	Au-Ag				Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
El Dorado-Monserrat	*Calatrava, Covarrubias, Doña Urraca, Dragón, Encina, Guindilla, La Castellana, León, Montenegredo, Sabina, Silos*	48° 24'	68° 35'	Au-Ag-baritina	Vetiforme	Au: 12,02 g/t Ag: 363 g/t	4,5 Mt (inferidos)	Jurásico	Basaltos, andesitas, aglomerados	Formación Bajo Pobre
Manantial Espejo	*Bacón*	48° 43'	69° 41'	Au-Ag				Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
Manantial Espejo	*Bola*	48° 35'	69° 47'	Au-Ag				Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
Manantial Espejo	*María, Concepción, Unión, Carina y otras*	48° 48'	69° 31'	Au-Ag	Vetiforme	Au: 2,87 g/t Ag: 191 g/t	7,9 Mt	Jurásico	Lavas básicas, ignimbritas y tobas ácidas	Formación Bajo Pobre Formación Chon Aike
Río Oro	*Río Furioso A (M.D. Lia)*	47° 31'	72° 06'	Au-Ag	Vetiforme			Devónico, Carbonífero, Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Formación Río Lácteo Complejo El Quemado
Río Oro	*Río Furioso B (M.D. Idelfonso)*	47° 32'	72° 02'	Au-Ag-Cu	Vetiforme			Devónico, Carbonífero, Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Formación Río Lácteo Complejo El Quemado

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Río Oro	*Río Furioso C (M.D. Noelia)*	47° 34'	72° 03'	Au-Ag	Vetiforme			Devónico, Carbonífero, Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Formación Río Lácteo Complejo El Quemado
Río Oro	*Río Furioso D (M.D. Idelfonso)*	47° 32'	71° 59'	Au-Cu	Vetiforme			Devónico, Carbonífero, Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Formación Río Lácteo Complejo El Quemado
Río Oro	*Río Oro*	47° 27'	72° 06	Au	Vetiforme			Devónico, Carbónico	Pizarras, cuarzofilitas metagrauvaca	Formación Río Lácteo Complejo El Quemado
	Ana, Corina, Isabel, Laly, Loma, María, Palmira, Virginia	48° 04'	67° 17'	Au	Vetiforme			Pérmico Triásico	Sedimentitas, granitos	Formación La Golondrina Formación La Leona
	Cerro Chato (M.D. Blanca, Lity, Analía, Marianela)	47° 39'	67° 10'	Au-Ag	Vetiforme			Pérmico Jurásico	Sedimentitas, volcanitas, piroclastitas ácidas	Formación La Golondrina Formación Chon Aike
	Cerro Contreras	47° 15'	68° 40'	Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Andesitas	Formación Bajo Pobre
	Cerro León	47° 58'	68° 42'	Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike Formación La Matilde
	Chispas	48° 24'	66° 57'	Au-Ag				Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	Estancia Bajo Pobre (M.D. Chirley, Johana, Belen, Carolina)	47° 19'	69° 09'	Au-Ag	Vetiforme	Au: 3 g/t		Jurásico	Basaltos, andesitas, aglomerados, ignimbritas, tobas	Formación Bajo Pobre
	Estancia La Leona	47° 28'	67° 34'	Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Tobas riolíticas	Formación La Matilde
	Estancia Leonardo (M.D. Chingue)	48° 11'	67° 16'	Au	Vetiforme			Pérmico	Sedimentitas	Formación La Golondrina
	Evangelina	48° 18'	69° 54'	Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	Goleta	47° 51'	67° 24'	Au-Ag				Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	Hombro	47° 50'	67° 16'	Au-Ag				Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	La Josefina	47° 50'	69° 20'	Au-Ag-Pb	Vetiforme, fajas de venillas, stockwork, brechas	Au: 1-3 g/t	2,2 Mt (medidos)	Jurásico medio	Volcanitas, piroclastitas	Grupo Bahía Laura
	La Manchuria	49° 29'	69° 44'	Au-Ag	Vetiforme Diseminado	Vetiformes: Au: 7,44 g/t Ag: 904,85 g/t Diseminado: Au: 1 g/t Ag: 250 g/t		Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	La Ploma-La Trabajosa	47° 41'	67° 44'	Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike Formación La Matilde
	La Rosita- Vetas Negras	48° 36'	69° 32'	Au-Ag-Cu	Vetiforme	Au: 1,4 g/t Ag: 238 g/t Cu: 7,4 %		Jurásico	Tobas, ignimbritas riolítica	Formación Chon Aike
	Laguna Grande- El Mirasol (M.D. Susana Esther I)	47° 16'	69° 50'	Au?	Vetiforme			Jurásico	Ignimbritas, tobas, hipabisales riolíticos	Formación Chon Aike
	Laguna Guadalosa	49° 28'	68° 21'	Au-Ag	Vetiforme	Au: 0,6-1 g/t Ag: 5-6 g/t (en esquirlas)		Jurásico	Tobas, ignimbritas riolíticas	Grupo Bahía Laura
	Lejano	47° 25'	70° 17'	Ag-Pb-Au-Mn	Stockwork	Pb: hasta 8% Ag: 1 kg/t		Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	Martinetas	47° 54'	67° 22'	Au-Ag	Haces de venillas	Au: 1,57 g/t en 30 m de sondeo		Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	Maydee	48° 14'	69° 52'	Au-Ag	Vetiforme			Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
	Microonda	47° 57'	67° 32'	Au-Ag		Au: 21 g/t en 8 m de sondeo		Jurásico	Tobas, ignimbritas	Formación Chon Aike
	Punta Norte-Punta Dúngenes	50° 54'	68° 27´	Au	Placer de playa marina	Au: 0,13 g/m^3		Cuaternario	Sedimentos de playa marina	
	Río Pinturas	47° 04'	70° 44'	Au-Ag-Pb-Zn	Diseminado, stockwork			Jurásico medio	Cuerpo subvolcánico riolítico	Formación Chon Aike
	Tres Hermanas	47° 18'	67° 11'	Au-Ag-fluorita				Paleozoico inferior Jurásico	Cuarcitas, mármoles, esquistos, granitoides, riolitas	Complejo Río Deseado Formación Chon Aike
PLOMO										
	Glaciar Sobral	47° 47'	72° 25'	Pb-Mo-Cu	Vetiforme			Cretácico Terciario	Granitoides	Tonalita Sobral
	Sepúlveda	49° 00'	72° 57'	Pb-Zn-Cu-Mo	Vetiforme			Terciario	Volcanitas, piroclastitas	
PLOMO-PLATA-CINC										
Río Oro	*Argenta*	47° 29'	72° 08'	Ag-Pb-Zn	Vetiforme			Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
Río Oro	*Quelín I y II*	47° 26'	72 15'	Pb-Zn-Ag	Vetiforme			Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
POLIMETALICOS										
Río Oro	*Aviles*	47° 30'	72° 05'	Ag-Pb-Zn-Cu	Vetiforme			Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
Río Oro	*Los Petizos*	47° 29'	72° 04'	Zn-Pb-Ag-Cu	Vetiforme			Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
Río Oro	*Promisoria*	47° 27'	72° 10'	Pb-Zn-Cu-Au	Vetiforme	Ag: 69-90 g/t Pb: 0,33-0,61 % Zn: 0,04-0,06 % Cu: 0,02 % (muestras puntuales)		Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
Río Oro	*Sar I y II*	47° 28'	72° 08'	Ag-Pb-Zn-Cu	Vetiforme			Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
Río Oro	*San José*	47° 31'	72° 08'	Au-Ag-Pb-Zn-Cu	Vetiforme	Zn: 0,01-0,02 % Pb: 0,01-0,24 % Cu: 0,01-0,79 % Ag: 45-250 g/t Au: 2-8 g/t (muestras puntuales)		Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
Río Oro	*San Lorenzo, Cobre*	47° 27'	72° 04'	Zn-Pb-Cu-Ag	Vetiforme	Zn: 4,24-14,52 % Pb: 0,28-4,36 % Cu: 0,07-0,35 % Ag: 160-350 g/t (muestras puntuales)		Devónico Carbonífero, Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
Río Oro	*Veta Linque*	47° 28'	72° 04'	Cu-Pb-Ag-Zn	Vetiforme	Au: 3-100 g/t Ag: 320-540 g/t (muestras puntuales)		Devónico Carbonífero Jurásico	Metamorfitas, volcanitas	Complejo El Quemado Formación Río Lácteo
	Arroyo Correntoso	49° 01'	72° 48'	Zn-Pb-Cu-Mo-Au	Stockwork, diseminado			Jurásico	Volcanitas, piroclastitas	Complejo El Quemado
	Lago Nansen	47° 57'	72° 20'	Pb-Zn-Cu-Ag	Vetiforme			Devónico Carbonífero	Metamorfitas	Formación Río Lácteo
SAL										
Lago Ghío - Paso Roballos	*La Escondida I y II*	47° 13'	71° 52´	Sal-sulfato de sodio-carbonato	Evaporítico		Distrito Líquidos: 22.400 t;	Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
				de sodio			Sólidos: 36.800 t			
Lago Ghío - Paso Roballos	*La Misteriosa*	47° 17'	71° 36´	Sal-sulfato de sodio-carbonato de sodio	Evaporítico			Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos
	Cabo Blanco	47° 13'	65° 52'	Sal	Evaporítico		40 Mt (inferidos)	Cuaternario		Depósitos Evaporíticos
	Cerrito Guacho	49° 24'	67° 66'	Sal	Evaporítico			Cuaternario		Depósitos Evaporíticos
	Mollarena	47° 16'	70° 49´	Sal-sulfato de sodio-carbonato de sodio	Evaporítico			Cuaternario	Sedimentitas lagunares	Depósitos Evaporíticos
URANIO										
	Bardas Coloradas, Laguna Colorada, La Quebrada	43° 58'	68° 44'	U	Diseminado	U: 0,066%	123.788 t U: 82 t (indicados)	Jurásico Terciario	Volcanitas, piroclastitas	Formación Cerro Barcino
	Lomas Coloradas	47° 02´	71° 45´	U-Cu	Diseminado			Jurásico Terciario	Volcanitas, piroclastitas	
YESO										
	Zona Cabo Curioso	49° 06'	67° 48'	Yeso	Evaporítico, acumulación eólica			Cuaternario	Volcanitas, piroclastitas	

SANTIAGO DEL ESTERO

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
CALIZA										
Ancaján	*Cature, San Bartolo, Ancaján, Barnetche, Jalaf, Loma Negra, Santo Domingo*	28° 27'	64° 56'	Caliza			20 Mt (inferidos)			
ESTEATITA										
	La Capilla	28° 30'	64° 52'	Esteatita			95.000 t (inferidos)		Esquistos anfibólicos y/o tremolíticos	
MANGANESO										
Amimán	*San Pablo*	29° 25'	63° 52'	Mn	Vetiforme	Mn: 11,68%	1.030 t (inferidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Amimán	*Santa Rita*	29° 26'	63° 52'	Mn	Vetiforme	Mn: 2,32%	1.833 t (inferidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Ancoches	*La Santiagueña*	29° 25'	63° 52'	Mn	Vetiforme	Mn: 35%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Ancoches	*Los Dos Leones*	29° 25'	63° 58'	Mn	Vetiforme	Mn: 18,75%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Aspa Puca	*El Aguila (E)*	29° 21'	63° 58'	Mn	Vetiforme	Mn: 9,56-26,03%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
Aspa Puca	*El Cardón, La Sorpresa (Grupo Aspa Puca)*	29° 20'	63º 59'	Mn	Vetiforme	Mn: 17,4-23,51%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
El Remanso	*La Clemira*	29° 18'	63° 59'	Mn	Vetiforme	Mn: 20%	8.600 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Ancoches, Cerro Negro	29° 25'	63° 59'	Mn	Vetiforme	Mn: 1,5%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Antolín	29° 27'	63° 59'	Mn	Vetiforme	Mn: 18,7%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Carmen	29° 30'	63° 59'	Mn	Vetiforme	Mn: 14,66%	3.971,52 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Don Juan (Grupo Norte	29º 20'	63º 59'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Eleonora (Grupo Norte)	29º 19'	64º 02'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Elsa	29° 18'	63° 58'	Mn	Vetiforme			Paleozoico	Granito-	Formación

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
								inferior	granodiorita	Ambargasta
	Fortuna	29° 28'	63° 59'	Mn	Vetiforme	Mn: 9,86-24,6%	775 t (medidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	La Bienvenida (Grupo Norte)	29º 19'	63º 58'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	La Calera	29° 34'	63° 54'	Mn	Vetiforme	Mn: 12-18,20%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Las Martinetas	29° 25'	63° 59'	Mn	Vetiforme	Mn: 18,1%	348 t (inferidos)	Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Liliana (Grupo Norte)	29º 16'	63º 58'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	San Alberto	29° 23'	63° 52'	Mn	Vetiforme	Mn: 17,95-23,83%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	San Antonio	29º 31'	63º 54'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	San Francisco Viejo	29º 33'	63º 53'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	San Jorge (Grupo Norte)	29º 19'	63º 59'	Mn	Vetiforme			Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
	Sunchales	29° 15'	63° 58'	Mn	Vetiforme	Mn: 19,32%		Paleozoico inferior	Granito-granodiorita	Formación Ambargasta
ORO										
	Oncán	29° 27'	64° 02'	Au	Diseminado	Au: hasta 0,8 g/t			Pórfiro riodacítico	Formación Chuña Huasi
POLIMETALICO										
	Jasimampa	29° 27'	64° 02'	Cu-Pb-Zn-Ag-Au	Diseminado	Au: <0,1g/t, Ag: <4g/t (Cu: 59 ppm-Pb: 52 ppm-Zn: 198,1 ppm)	114.000 t (indicados)	Precámbrico superior	Caliza metamórfica	Complejo Metamórfico de la Sierra Norte
SAL										
Salina de Huyamampa		27° 24'	64° 15'	Sal	Evaporítico	NaCl: 11g/l, Na_2SO_4: 8,3g/l				
YESO										
Sierra de Guasayán	*Abra Los Troncos, Tres Pocitos*	28° 20'	64° 54'	Yeso						
Sierra de Guasayán	*Cañada Verde*	28° 27'	64° 52'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 94,9%				
Sierra de Guasayán	*Canteras Gómez, San Isidro, La Aurora, Pérez*	28° 22'	64° 46'	Yeso						
Sierra de Guasayán	*El Galpón, La Melita*	28° 01'	64° 38'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 85-97%	900.000 t (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*El Jumial, La Florida, Lomas Blancas*	27° 59'	64° 40'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 81-97%	2 Mt (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*El Tableado, Salvatierra*	27° 50'	64° 50'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 84-95%	600.000 t (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*Las Cruces, Villa Guasayán, Loma del Cimarrón, El Corral*	27° 53'	64° 52'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 83-96%	1 Mt (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*Los Cerrillos, Paraná Salvatierra*	28° 05'	64° 40'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 87-94%	600.000 t (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*Muchos Pozos*	27° 58'	64° 49'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 84-96%	800.000 t (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*San Martín, San Juan*	28° 05'	64° 36'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 80-98%	1,3 Mt (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*San Ramón, Don Guzmán, San Luis*	27° 50'	64° 53'	Yeso						
Sierra de Guasayán	*Santa Rosa*	27° 58'	64° 37'	Yeso		$CaSO_4.2H_2O$: 88-98%	700.000 t (inferidos)			
Sierra de Guasayán	*Sinchi Caño, Santo Domingo, Puerta Chiquita, Las Higuerillas*	28° 10'	64° 50'	Yeso						

TIERRA DEL FUEGO

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
ORO										
	Bahía Slogett	54° 49'	66° 23'	Au	Aluviones litorales			Reciente		
	El Páramo	53° 04'	68° 15'	Au-Pt	Aluviones litorales			Reciente		
	Mina María	52° 58'	68° 17'	Au	Aluviones litorales			Reciente		
	Río Gamma	53° 27'	68° 05'	Au	Aluviones litorales			Reciente		
POLIMETALICOS										
	Arroyo Rojo	54° 45'	68° 06'	Cu-Pb-Zn-Au-Ag	Cuerpos lenticulares, diseminado	(puntual máxima) Zn: 9,4 %; Pb: 3,7 %; Ag: 65 g/t; Cu: 2,2%; Au: 0,06 g/t		Tithoniano-Cretácico inferior	Sedimentitas piroclastitas, andesitas y riolitas	Formación Yahgán (Alvear), Formación Lemaire
	Barrancas Blancas	54° 49'	66° 14'	Cu-Pb-Zn-Au-Ag	Vetiforme, stockwork			Tithoniano-Cretácico inferior	Sedimentitas tectonizadas	Formación Yahgán
	Mina Beatriz	54° 51'	68° 28'	Zn-Pb-Ag-Cu-Au	Cuerpos lenticulares, stockworks, diseminado	(puntual máxima) Zn: 19,4 %; Pb: 4,9 %; Ag: 175 g/t; Cu: 4,74 %; Au: vestigios		Tithoniano-Cretácico inferior	Sedimentitas piroclastitas, riolitas	Formación Yahgán, Formación Lemaire
	Puerto Almanza	54° 52'	67° 33'	Zn-Pb-Cu	Diseminado			Tithoniano-Cretácico inferior	Pizarras	Formación Yahgán
	Rancho Hambre	54° 44'	67° 50'	Zn-Pb-Cu	Stockwork			Tithoniano-Cretácico inferior	Riolitas y Sedimentitas metamorfizadas	Formación Yahgán
	Sargent	54° 44'	68° 09'	Zn-Pb-Ag-Cu-Au	Diseminado, stockworks, masivo	(puntual máxima) Zn: 7,8 %; Pb: 4,9 %; Ag: 4 g/t; Cu: 0,4 %; Au: 0,32 g/t		Tithoniano-Cretácico inferior	Sedimentitas piroclastitas, andesitas y riolitas	Formación Yahgán (Alvear), Formación Lemaire
TITANIO										
	La Cristel	53° 35'	67° 59'	Ti-Zr-Tierras Raras	Aluviones litorales			Reciente		

TUCUMÁN

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante Edad	Litología	Unidad
BERILIO										
	Juliana	26° 23´	66° 03'	Be	Pegmatítico lenticular			Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
	Las Cañas	26° 21´	66° 07´	Be	Pegmatítico			Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
CALIZA-CALCITA										
El Aserradero	*Paiz, T., Peñalva, M.*	26° 33'	65° 02'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 85%		Terciario (Mioceno medio)	Areniscas, limolitas	Formación Río Salí
El Cajón	*Compañía Minera del Norte S. R. L.*	26° 29'	64° 53'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 88%	426.000 t (medidos)	Terciario (Mioceno medio)	Areniscas, limolitas	Formación Río Salí
El Naranjo	*Toledo, E. , Andrade I., Fernandez, M. y Foglata*	26° 39'	65° 05'	Calizas	Estratiforme	$CaCO_3$: 85%		Terciario (Mioceno medio)	Areniscas, limolitas	Formación Río Salí
Río Nío	*Brito, I, A. , Brito M., Brito, L., Palavecino y otros*	26° 25'	64° 59'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$: 88%		Terciario (Mioceno medio)	Areniscas, limolitas	Formación Río Salí

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
Villa Padre Monti	*San Cayetano*	27° 29'	65° 01'	Calizas	Estratiforme	$CaCO_3$:87%		Terciario (Mioceno medio)	Areniscas, limolitas	Formación Río Salí
	Farallón Blanco	26° 38´	64° 56´	Calcita	Vetiforme		100.000 t	Precámbrico superior	Pizarras, filitas	Formación Medina
	Peñas Azules	26° 39'	65° 40'	Caliza	Estratiforme	$CaCO_3$:87-92%	15,6 Mt (medidos)	Precámbrico-Paleozoico inferior	Gneis, caliza	Formación Peñas Azules
COBRE										
	Abra del Toro	27° 00´	65° 58´	Cu-Au	Diseminado			Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
	El Alisal	26° 50'	65° 35'	Cu-Au	Diseminado			Ordovícico	Granodiorita Mala Mala	Complejo Volcánico El Alisal
	El Pago	27° 05´	65° 54´	Cu-Au-Pb-Zn	Diseminado			Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
	Las Cañas (ex La Rosa)	26° 21´	66° 07´	Cu-Pb-Zn-Au	Diseminado	Cu: 1%; Au: 1,5-2,6 g/t		Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
	Los Chorros	26° 56´	65° 30´	Cu-Au	Diseminado			Precámbrico superior	Pizarras, filitas	Formación Medina
	Peñas Coloradas (ex San Carlitos)	26° 26´	66° 01´	Cu-Pb-Zn-Au	Diseminado	Cu: 0,8% Au:1,5-2,5 g/t		Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
CUARZO-MICA										
	Piedras Blancas	27° 46'	65° 43'	Cuarzo	Vetiforme		480.600 t	Carbonífero superior-medio	Granitos	
Quebrada de Quilmes	*Don Sixto, Tintillo y otras*	26° 29'	66° 06'	Mica	Pegmatítico, lenticular, tabular		2 t	Precámbrico superior	Gneises, migmatitas	Formación Piscoyacú
Quebrada El Pichao	*Graciela (ex Milagro), Alejandra, Victor Hugo, Facundo, Cueva de Bazán, Alto Cazadero I, II, III, IV*	26° 22'	66° 05'	Mica	Pegmatítico, lenticular, tabular		790 t	Precámbrico superior	Gneises, migmatitas	Formación Piscoyacú
Quebrada Las Cañas	*Talapazo I, II, III, IV, La Plegada, Las Cañas y otras*	26° 27'	66° 04'	Mica	Pegmatítico, lenticular, tabular		850 t	Precámbrico superior	Gneises, migmatitas	Formación Piscoyacú
ORO										
Cerro Cabra	26° 38' *Horco*	65° 27'	Au-Ag	Vetiforme y	diseminado		Precámbrico	Granitos, superior-Paleozoico	Granito, metavaques cuarzosas, pizarras, filitas	Chaschuil Basamento cristalino
	Cerros El Negrito y Bayos	26° 43'	65° 42'	Au-Ag	Vetiforme y diseminado				Granodioritas, esquistos cuarzo-biotíticos	
	Farallón Blanco	26° 38´	64° 56´	Au-Ag	Vetiforme y diseminado			Precámbrico superior	Pizarras, filitas	Formación Medina
	Farallón Rojo	26° 42´	65° 37´	Au-Ag	Vetiforme	Au: 0,1-1,9 g/t; Ag: 5,0-63,8 g/t		Precámbrico superior-Paleozoico	Esquistos cuarzo-biotíticos, granitos	Granito Chaschuil, Granito La Ciénaga, Gneis de Suncho
	Oro del Kalchaki	26° 42´	66° 42´	Au-Ag	Diseminado	Au: 0,02-0,54 g/t; Ag: 0,5 g/t		Precámbrico superior	Gneis migmatítico	Gneis de Suncho
	Sector Volcán Azul	26° 11'	65° 40'	Au-Ag	Vetiforme			Precámbrico superior-Cámbrico inferior	Pizarras, filitas, areniscas	Formación Puncoviscana
SAL										
Las Salinas	*Astrid e Ingrid*	26° 42'	65° 08'	NaCl	Salmueras	NaCl: 94%		Mioceno superior	Areniscas, limolitas	Formación India Muerta
	El Timbó	26° 43'	65° 09'	NaCl	Salmueras	NaCl: 280,0000 g/l;	377.755,37 m^3 (medidos), 3,27 Mm^3 (indicados)	Terciario	Areniscas	
	Salinas de Amaicha	26° 35'	65° 57'	NaCl	Impregnaciones			Terciario	Areniscas	
	Salinas El Sambón	26° 42'	65° 29'	NaCl	Salmueras			Terciario	Areniscas	

Distrito	Depósito	Latitud	Longitud	Elemento/ Sustancia	Tipo	Leyes	Recursos	Roca de caja/hospedante		
								Edad	Litología	Unidad
WOLFRAMIO										
	Cerro Quico (Piedras Blancas)	27°46´	65°43´	W	Diseminado y vetiforme			Carbonífero	Granitoides, granitos, granodioritas dacitas	
	Las Mercedes (Chavarría)	27°35´	65°54´	W-(Cu-Pb-Zn)	Diseminado			Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
	San José (Chavarría)	27°38´	65°52´	W-(Cu-Pb-Zn)	Diseminado			Precámbrico superior	Gneis, migmatita	Gneis Piscoyacú
YESO										
Paco	*Nicolás Neme*	26°40'	65°25'	Yeso	Mantiforme	$CaSO_4$:75-90%		Terciario (Mioceno medio)	Areniscas, limolitas	Formación Río Salí
Taruca Pampa	*Compañía Minera del Norte S.R.L*	26°36'	64°42'	Yeso	Mantiforme	$CaSO_4$:75-90%		Terciario (Mioceno medio)	Areniscas, limolitas	Formación Río Salí
Vipos-Tapia	*Ruiz de Trujillo y otras*	26°27' (Vipos) 26°34' (Tapia)	65°23 (Vipos) 65°20' (Tapia)	Yeso	Mantiforme	$CaSO_4$: 74-94%	304.186 t (medidos)	Terciario (Mioceno medio)	Limolitas arcillo-arenosas	Formación Río Salí

ÍNDICES ALFABÉTICOS

ÍNDICES DE MINAS, GRUPOS Y DISTRITOS

ÍNDICE GENERAL

12 de Noviembre 201
27 de Setiembre 1400
3° Paredón 278
31 de Julio de 1896 1017
7 de Mayo 1385
9 de Julio 973
9 de Octubre 529
A. Sánchez 276
Abraham Lincoln 223
Acazoque 1917
Achalay 220, 1057
Acullico 1747
Adolfo II 872
Aebi 1889
Agosto 1976 1103
Agrupamiento Las Cuevas 1024
Agrupamiento Paso Vergara 1026
Agrupamiento Valle de Matancilla 1024
Agua Amarga 1148
Agua Botada 1135
Agua de la Cal 286
Agua de los Pajaritos 709
Agua de los Pájaros 429
Agua de Moreno-Los Mogotes 285
Agua del Durazno 283
Agua del Jagüe Norte 1714
Agua Rica (ex - Mi Vida) 1437, 1479
Agua Verde 565
Aguada Cecilio-Yacimiento La Calera 1414
Aguará 1120
Aguas Amargas 1925
Aguas Amarillas 1540
Aída 214
Aída Rosa 214
Alba 917
Albión 870
Alejandro 1812
Alexandra 1103
Alfil 1123
Alicia 872
Alto Arroyo Flores 1301
Alto de la Blenda 1637
Alto Río Senguerr 1269
Amancay 1563
Amboy 284
Ambul 283
Amelia Inés 1529
América I, II 391
Aña Laguna Cilón 1917
Aña Laguna 1917
Andacolla 566
Anfitrite 1747
Angel del Infierno 1747
Angela 1167
Angulos 432
Animas 857
Anita 1811
Antares I, II 872
Antofalla 1821
Antonio 1655
Antuco 1606
Apalacheana 1812
Araquistain 187
Arauco 249
Argentina II 1240
Armonía 1603
Arroyo Canogas 1300
Arroyo con Agua-Escondida-Erika Luisa 264
Arroyo Correntoso 1745
Arroyo El Salto 1893
Arroyo El Seguro 1540
Arroyo La Línea 1539
Arroyo Las Cargas 1540
Arroyo Lavaderos Grandes 1869
Arroyo Los Alevinos 1300
Arroyo Nieves Negras 1539
Arroyo Nuevo 1047
Arroyo Overas 1541
Arroyo Rojo 1034
Arroyo Seco 1135
Arturo 1122
Atalaya 1554, 1616
Atlas I y II 1539
Aún Centro I, II 1394
Aún Este 1394
Aún Oeste 1394
Auquilco 1091
Aurora 1358
Ayacucho 566
Azulejos 782
Azules 509
B. Bermejas 276
Badillo 433
Bahía San Blas 1899

Bajo de Agua Tapada ... 1475
Bajo de la Alumbrera ... 1451, 1437
Bajo de las Pampitas ... 1467
Bajo de San Lucas ... 1471
Bajo El Durazno ... 1463
Balsa Huitrín ... 1101
Baños de la Salud ... 706
Barda Gonzales ... 1151
Barda Klein ... 1101
Barda Negra ... 1073, 1155
Bardas Coloradas ... 1253
Bari ... 279
Barilar ... 276
Barrueco ... 279
Beba ... 1734
Begg ... 276
Bélgica y Alejandro ... 497
Bella Blenda (o Yanzi) ... 871
Ben Hur ... 320
Benito Juárez ... 223
Bernardo de Irigoyen ... 942
Blanca ... 871
Bona ... 925
Bonanza ... 1561
Bonpland ... 941
Brillante-Carmen ... 1705
Buena Esperanza ... 886
Buena Fortuna ... 873
Buena Suerte ... 565
Buenaventura ... 1015
Butalón I, II ... 1072
C. de Cámara ... 279
Caballo Muerto ... 1500
Cabeceras del Colorado ... 1541
Cabrol ... 1889
Cajón del Medio ... 1295
Cajón Grande ... 1295
Calalaste ... 523
Calderón ... 279
Caledonia ... 870
California (San Juan) ... 871
California (Salta) ... 1607
Calle 14-La Flecha ... 1380
Calmur S.A. ... 276
Caltrauna ... 893
Camarones ... 1265
Cambero ... 286
Campamento 4 ... 1271
Campana Mahuida ... 1279, 1541
Campesino Norte ... 1154
Campo de los Militares ... 1091
Cañada Grande ... 299
Cañada Honda ... 1869
Candelaria ... 1291
Cañón del Colorado ... 926
Cantera Cayuqueo ... 1417
Cantera Cerro Azul ... 297
Cantera Gisela ... 1418
Cantera Gutiérrez ... 185
Cantera Kegeler ... 278
Cantera López ... 279
Cantera Lucero ... 1411
Cantera Pablito ... 1418
Cantera Pedro Lucero ... 1417
Cantera Rapagnani ... 281
Cantera Sin Nombre ... 1412
Cantera Tobías ... 278
Canteras Bonanza ... 284
Canteras Insumin ... 284
Canteras Las Lajas ... 280
Canteras Rumi Huasi ... 285
Capillitas ... 1643
Caricasini ... 496
Carlito ... 332
Carmelo ... 1092
Carmen (San Juan) ... 857
Carmen (Catamarca) ... 1653
Carmen (Jujuy) ... 510
Carmen/Pichi Gordo (Chubut) ... 1240
Carolina I ... 1118
Carrizal ... 785
Carrizalillo ... 967
Casa Colorada ... 1574
Caucani ... 1561, 1846
Cauchari ... 1821
Ceferino Namuncurá ... 552
Celti ... 1916
Centenario ... 281
Centro Norte ... 284
Cerrito Blanco ... 597
Cerritos Blancos ... 1869
Cerro Atajo ... 1654
Cerro Azufre (Catamarca) ... 1621
Cerro Azufre (Salta) ... 1623
Cerro Azul ... 285
Cerro Bandera ... 1387
Cerro Bayo (Salta) ... 1613
Cerro Bayo (Catamarca) ... 1621
Cerro Blanco (Mendoza) ... 711
Cerro Blanco (Chubut) ... 1300
Cerro Cabra Horco ... 422
Cerro Caicayén ... 1541
Cerro Canario ... 1713
Cerro Cascabel ... 305
Cerro Coihue ... 1289
Cerro Colla ... 1561
Cerro Colorado ... 496
Cerro Cóndor ... 1255
Cerro del Cobre ... 951
Cerro del Corte ... 1689
Cerro del Panul ... 1539
Cerro El Alumbre ... 733
Cerro El Apero ... 1616
Cerro Huayle ... 1837
Cerro Impuro I, II ... 297
Cerro la Cal ... 711
Cerro La Higuera ... 278
Cerro La Virgen ... 1540
Cerro Mayal ... 1365
Cerro Mayal ... 1875
Cerro Mesa ... 1153
Cerro Mirano ... 1135
Cerro Mogote ... 1688
Cerro Moro ... 278
Cerro Morro N° 1 ... 262
Cerro Negro (Catamarca) ... 568, 1480
Cerro Negro (Jujuy) ... 1561, 1846
Cerro Nevado ... 1092
Cerro Niño y Supisaino ... 1622
Cerro Overo ... 1835
Cerro Partido ... 1101, 1131
Cerro Reconquista ... 186
Cerro Redondo (San Luis) ... 297
Cerro Redondo (Jujuy) ... 1573
Cerro Rezago ... 1541
Cerro Rico ... 305
Cerro Rojino ... 1541
Cerro Rubio ... 1267
Cerro Salle ... 1561
Cerro San José ... 286
Cerro Solo ... 1255
Cerro Sportivo ... 279

Cerro Tecar 1614
Cerro Tromen 1836
Cerro Vanguardia 1177, 1189
Cerro y Río Las Lajas 285
Chacay Curá 1273
Chacayal 1733
Charahuilla 1072
Chaussette 496
Chenque 1266
Chepical 777
Chinchillas 1572
Chulume 279
Churqui - Pampa 984
Ciénaga Redonda 1925
Clariza 917
Claromecó 1899
Clelia 673
Clementina 1100
Cobre-Tunuyán 1740
Colo - Colo 821
Colpitayoc 1562
Concepción de la Sierra 942
Concordia 1608
Condado 1853
Cóndor 857
Condorcanqui 1249
Constancia 1562
Constante 10 185
Córdoba 1696
Cordobés 163
Cordón Centenario 321
Cordón Oriental 281
Corral Amarillo 1883
Corrida de Cori 1617
Cortaderas 302
Cortaderas Chicas 523
Cortaderas o San Benicio 1712
Cremades y Soria 282
Cristal Blenda 871
Cristina 1747
Cuatro Amigos 857
Cuatro Hermanos 402
Cuchi Corral 213
Cuchi Yaco 284
Cuculi 782
Cuerpo I a XII 173
Cuesta de Bala 968
Cuesta de los Terneros 902
Cueva Negra 1627
Cuhinchenque 1728
Cumbre Blanca 973
Cunuputo 212
Curaca 981
Cutral-Co Norte 1154
Cuya 893
Dal 655
Daniel 426
Del Finadito 1300
Del Valle 872
Delina 426
Delta 1240
Descubridora 1627
Deseado 942
Diana (San Luis) 599
Diana (Córdoba) 652
Director Pueyrredón 223
Distrito 25 de Mayo 1240
Distrito 9 de Julio 1240
Distrito Achiras 284
Distrito Agua de Ramón 585
Distrito Agua Escondida 882, 903, 1731
Distrito Aguada del Monte 1009
Distrito Alta Gracia 219, 278, 401, 671
Distrito Altautina-Las Tapias 286
Distrito Alto de la Mina 657
Distrito Ambato 389
Distrito Amimán 1012
Distrito Ancasti 393
Distrito Andacollo 1349
Distrito Aspa Puca 1012
Distrito Atos Pampa 196, 221, 284
Distrito Biedma 1240
Distrito Bolsón de las Salinas y Deán Funes 280
Distrito Bosque Alegre 278
Distrito Cabalango 283, 1014
Distrito Calamuchita 208
Distrito Cama Cortada 1010
Distrito Cañada Ancha 1091
Distrito Cañada de Alvarez 220, 284
Distrito Cañada Honda 1869
Distrito Candelaria 647
Distrito Candelaria, Characato 283
Distrito Canota 729
Distrito Capillas o La Quesera 369
Distrito Carapé 276
Distrito Castaño Viejo 857
Distrito Centenario 281
Distrito Cerro Azul 285
Distrito Cerro Blanco 865
Distrito Cerro Cacho-Sierra de Umango 626
Distrito Cerro Diamante 889
Distrito Cerro Negro 1665
Distrito Cerro San Lorenzo 200
Distrito Ciénaga del Coro 285
Distrito Comechingones 361
Distrito Concordia 1608
Distrito Cosquín-Bialet Massé 276
Distrito Cuchillo Cura 1053
Distrito Culampajá 557
Distrito de Pancanta 332
Distrito El Alto 655
Distrito El Araucano-La Higuera 325
Distrito El Guaico 661
Distrito El Manzano 279
Distrito El Morado 872
Distrito El Oro 1662
Distrito El Quemado 347
Distrito El Queva 1603
Distrito El Remanso 1008
Distrito El Sauce 276
Distrito El Toro 503
Distrito Falda del Carmen 278
Distrito Faltriquera 434
Distrito Famatina 628
Distrito Fátima 1011
Distrito Gonzalito 373
Distrito Gualcamayo 1529
Distrito Gualilán 1525
Distrito Guasapampa 1018
Distrito Iruya 500
Distrito La Bismutina 443
Distrito La Bolsa 279
Distrito La Caldera 1666
Distrito La Carolina 1687, 1867
Distrito La Carpa 1869
Distrito La Cortaderita-Yalguaraz 715
Distrito La Estanzuela 267, 405
Distrito La Florida 328
Distrito La Fronda 281
Distrito La Mejicana 1659
Distrito La Playa 285
Distrito La Poma-Incachule 1607

Distrito La Teodolina 326
Distrito Las Aguadas 675
Distrito Las Cuevas 369
Distrito Las Lajas 280
Distrito Las Peñas 280
Distrito Llantenes 625
Distrito Loncopué 1051
Distrito Los Ancoches 1009
Distrito Los Cocos 330
Distrito Los Cóndores 279
Distrito Los Gigantes 283
Distrito Los Guanacos 198
Distrito Los Guindos 251
Distrito Los Permanentes 202
Distrito Mallín Quemado 1057
Distrito Mesa La Argentina 286
Distrito Naunauco-Taquimilán 1099
Distrito Ojo de Agua 286
Distrito Pampa de los Guanacos 281
Distrito Pampa de Olaen 251, 281
Distrito Pampa del Tamboreo 331
Distrito Parador de la Montaña 279
Distrito Patquía-Amaná 915
Distrito Piedras Blancas 673
Distrito Pumahuasi 493
Distrito Punilla 208, 547
Distrito Quilmes 389
Distrito Quilpo 281
Distrito Ramblones 431
Distrito Rangel 980
Distrito Rinconada 507
Distrito Río de los Sauces 284
Distrito Río Oro 1303
Distrito Salamanca-San Pablo 715
Distrito San Agustín 279
Distrito San Antonio 1240
Distrito San Felipe 267
Distrito Sañogasta 628
Distrito Santa Catalina 1842
Distrito Santa Elena 286
Distrito Santa María 208
Distrito Santa Rosa de Calamuchita 284
Distrito Santa Victoria 500, 1851
Distrito Santo Domingo 323
Distrito Sierra Brava 351
Distrito Sierra de Comechingones 1016
Distrito Sierra de las Minas 637
Distrito Sierra de Sañogasta 437
Distrito Sierra de Yulto 266
Distrito Sierra de Zenta 500
Distrito Sierra del Morro Este 265
Distrito Sierra del Morro Oeste 257
Distrito Sierra del Salado 1096
Distrito Sierra Pintada 895
Distrito Tala Cañada 283
Distrito Telsen 1240
Distrito Tigre 1666
Distrito Tinogasta 429
Distrito Tocota 821
Distrito Totora Huasi 285
Distrito Totoral 411
Distrito Tres Lomitas 1011
Distrito Tusaquillas 973
Distrito Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera 276
Distrito Uspallata-Bonilla 715
Distrito Valcheta 1240
Distrito Valle Fertil 353
Distrito Villa de Praga 268
Distrito Yocsina-Malagueño 277
Doctor Baulíes 899
Doctor Marión 1018
Don Alberto 839
Don Alfredo 1389
Don Candelario 1100
Don Cirilo 657
Don Daniel 721
Don Jorge 1008
Don Juan 925
Don Luis 1734
Don Manuel 729
Don Oscar 1317
Don Otto 962
Don Raúl 914
Don Ricardo-Don José-La Buyi-Demasía Nelly 262
Don Rolando 408
Doña Blanca 370
Doncellas 1564
Dora Inés 585
Dorotea 1397
Dos Búhos 637
Dos de Abril 1615
Dos Guanacos 1051
Ducobo 1116
Eddis de Nathan 278
El 25 276
El Abra 637
El Abuelo 1161
El Acay 1313
El Águila 599
El Aguilar 459
El Ají 285
El Alambre 1148
El Alcázar 925
El Alto de Ají II 402
El Araucano 325
El Arroyo 1727
El Balcón 283
El Burrero 1026
El Cairo 249
El Cajón 1727
El Camino 1688
El Caracol 1122
El Carmen 585
El Carrizal 819
El Cerco 367
El Cerrito 320
El Chacay 1540
El Chacho 439
El Codo 1923
El Compadrito 1066
El Cóndor (Córdoba) 283
El Cóndor (Catamarca) 565
El Cóndor (Jujuy) 1843
El Criollo 548, 551
El Cromo 202
El Derrumbe 1100
El Desecho 968
El Dorado Monserrat 1177, 1219
El Dorado-Victoria 941
El Duraznito 685
El Enjambre 1100
El Fuerte 701
El Gato 1728
El Gaucho 548
El Guanaco 1023
El Guindo 282
El Hoyo 694
El Ingenio 694
El Jarillar 679
El Leñadero 968
El Llanito 692
El Manantial 599

El Manzano (Córdoba) ... 279
El Manzano (Mendoza) ... 1141
El Milagro ... 1009
El Misterio ... 234
El Moradito ... 557
El Negrito-Bayo ... 421
El Pantano ... 283
El Paraíso ... 278
El Páramo ... 1727
El Peje-La Escabrosa ... 261
El Peñón ... 599
El Perchel ... 283
El Porterillo ... 279
El Portezuelo ... 625
El Portezuelo-Moyano ... 279
El Porvenir ... 1607
El Potrerito ... 284
El Potrero ... 283
El Poyo ... 1421
El Progreso Argentino ... 572
El Puesto ... 893
El Resistido ... 777
El Rico ... 441
El Salto (Catamarca) ... 565
El Salto (Córdoba) ... 234
El Sauce ... 276, 282
El Saucesito ... 283
El Solcito ... 1161
El Tala ... 279
El Tembrao ... 1417
El Timbó ... 1927
El Traguito ... 685
El Ucu ... 981
El Viejito ... 872
El Volcán ... 702
El Zanjón ... 320
Elba ... 951
Eleonora ... 1103
Elizabeth ... 1103
Elsa ... 370
Elsiren ... 888
Ely ... 1398
Emmy ... 967
Enriquito ... 1728
Entre Ríos ... 973
Erika ... 1352
Esmeralda-Relámpago ... 585
España ... 1579
Española ... 1655
Esperanza (Salta) ... 1607, 1807
Esperanza (San Luis) ... 1687
Esperanza (Jujuy) ... 470, 973
Esperanza (ex - Chacabuco) ... 1000
Espinillo I, II ... 367
Esquiú ... 320
Estaca-mina Anecón II ... 1399
Estaca-mina Atenas ... 1400
Estaca-mina Cortijo ... 1399
Estaca-mina Fenicia ... 1399
Estaca-mina Marcela ... 1399
Estaca-mina Norte ... 1400
Estaca-mina Rosario ... 1399
Estancia Bosque Alegre ... 278
Estancia Carapé ... 276
Estancia El Martillo ... 276
Estancia El Palmar ... 555
Estancia El Potrerillo ... 281
Estancia La Carolina ... 1771
Estancia Las Peñas ... 280
Estancia Los Machos ... 1267
Estancia Los Molles ... 278
Esther ... 1608
Estrella de Oriente ... 981
Estrella Gaucha ... 217
Ethel ... 1734
Eureka ... 1843
Ex - El Refugio ... 700
Ex - Salamanca ... 1529
Excavaciones de Roca S. A. ... 703, 704
Farallón Blanco ... 1757
Farallón Negro (San Luis) ... 678
Farallón Negro (Catamarca) ... 1437, 1637
Farallón Rojo ... 419
Faraón ... 918
Farillón ... 509
Fátima ... 219
Feliciana ... 552
Fénix ... 1919
Fénix ...
Ferrer ... 279
Fiambalá ... 451
Filo Colorado ... 1493
Filón de Azufre ... 1616
Finca La Augusta ... 709
Flor de Castaño ... 857
Flor de Puna ... 1616
Fortuna ... 1359
Fundación San Roque ... 281
García Victorica ... 276
Géminis ... 365
General Belgrano ... 1529
General Joffré ... 332
General Leman ... 496
General San Martín (Mendoza) ... 1943
General San Martín (Córdoba) ... 223
Geroe ... 300
Gibraltar ... 891
Golondrina ... 1266
Gómez ... 278
Gonzalito ... 373
Gran Bajo del Gualicho ... 1416
Grupo Alpa Corral ... 1018
Grupo Ángela ... 1167
Grupo Bajada del Agrio ... 1101
Grupo Bubú ... 1017
Grupo Carilaufquen ... 1397
Grupo Cerro Aspero ... 581
Grupo Cerro Mesa ... 1314
Grupo Choya ... 390
Grupo Clara Natividad ... 1167
Grupo Continental ... 1096
Grupo Corpus Yaco ... 394
Grupo Coyagasta ... 394
Grupo El Taco ... 395
Grupo Elena ... 655
Grupo Ethel ... 1733
Grupo Fischer ... 581
Grupo Francisco ... 1017
Grupo Huanu Luan ... 1398
Grupo Jacobacci ... 1397
Grupo La Alumbrera ... 557
Grupo Las Choicas ... 1539
Grupo Los Cerros Negros ... 1016
Grupo Minero del Valle ... 567
Grupo Minero El Fraile ... 570
Grupo Minero El Salto ... 565
Grupo Minero La Mesada ... 568
Grupo Minero Los Árboles-Los Ratones ... 569
Grupo Minero Los Ratones ... 564
Grupo Minero San Antonio ... 566
Grupo Pirquitas-San Marcos ... 1845
Grupo Quetrequile ... 1401

Grupo Quilpo La Fronda 415
Grupo Rumasupay 337
Grupo San Isidro 637
Grupo San Virgilio 581
Grupo Santa Bárbara 395
Grupo Santa Cruz 1731
Grupo Santa Teresita 1394
Grupo Tres Hermanos 337
Grupo Unquillo 394
Grupo Vilismán 394
GrupoLa Morenita 337
Guada 1740
Guanacote 1240
Guillermina 1688
Helena 1400
Hernández 220
Hiermang 1009
Hierro Félix 1540
Hierro Indio 1547, 1539
Hijosca 1092
Hilda Mary 1837
Hito XXVI 1617
Huantraico 1751
Hueche 1398
Huemul 1135
Huemules Centro 1369
Huemules Norte 1369
Huemules Sur 1369
Huinca 872
Huinganco 1358
Ibicuy 1897
Icho Cruz- San Antonio 401
Iguazú 283
Inca Viejo 1429
Incahuasi 515
Incor 279
Indiana I y II 249
Iral 1564
Irene 872
Iris 1734
Isis - Osiris - Ra 981
Islas Malvinas 1122
J. Rossi 278
Jardín América 942
Joaquín 1747
Jorge Alberto 1733
José de la Quintana 279
Josefa 437
Josefina (Río Negro) 1396
Josefina o San Pablo (Mendoza) 829
Juan Sánchez 276
Juanita del Puerto 426
Judith 1606
Julia (Neuquén) 1358
Julia (Salta) 1617
Julio René 1385
Júpiter 1385
Juramento 951
King Tut 633
Krammer 821
La Abundancia 1529
La Alumbrera 733
La Angelita (Río Negro) 1116
La Angelita (San Luis) 679
La Anta 286
La Argentina (Córdoba) 652
La Argentina (Catamarca) 657
La Armonía 586
La Aspereza 596
La Aurelia 981
La Aurora 397
La Barba 981
La Baritina 1012
La Barranca 1271
La Barrera 167
La Bélgica 197
La Betty 1623
La Bismutina (ex - la Brillante) 443
La Blanca (Córdoba) 249, 588, 1015
La Blanca (San Luis) 685
La Bochita 597
La Bolsa 279
La Boreal 672
La Borita (ex - mina Fénix) .....
La Calera 276
La Callana I, II, III, IV, V, VI, VII 637
La Carlota 234
La Carolina 1869
La Carpa 1869
La Cecilia 1096
La Chata 599
La Chilca 637
La Chilenita-La Cortadera 924
La Chiquita 402
La Clemira 1008
La Cola de la Ballena-Overo Muerto 666
La Colorada 487
La Compañía 857
La Cubierta 255
La Cumbre 1727
La Descubridora 575
La Dichosa 397
La Donosa 332
La Elcha 923
La Encantadora 1540
La Envidia 434
La Escondida 433
La Esperanza (San Luis) 329, 685
La Esperanza (San Juan) 925
La Esperanza o El Porvenir (Catamarca) 320
La Estancia 1688
La Estancita 276
La Estela 873
La Estrechura 1496
La Euca 680
La Fábrica 276
La Felicinda 1101
La Ferrocarrilera 1299
La Flor 1727
La Florcita 1051
La Florida 329
La Fortuna 332, 679
La Fulana 197
La Gisela 1067
La Granja 279
La Gringa 234
La Helvecia 691
La Higuera 325, 591
La Higuera-San Carlos 282
La Hilda 234
La Ilusión 1688
La Isidora 1066
La Isla 279
La Josefina 1177, 1203
La Juana 553
La Legal 685
La Leona 845
La Lía 1053
La Lina 241, 285
La Loma 320
La Luisa (Mendoza) 167
La Luisa (San Luis) 1688

La Manchuria ... 1225
La Margot ... 679
La Marmolina II ... 300
La Mendocina ... 720
La Negra ... 1616
La Negra Dorada ... 657
La Negrita ... 1705, 1717, 1734
La Niquelina ... 999
La Novedad ... 984
La Nueva ... 1014
La Nueva ... 1655
La Ollita ... 1343
La Olvidada ... 1608
La Orejana ... 1103
La Paisanita ... 279
La Pampa ... 1121
La Pava ... 1747
La Paz ... 1608
La Paz I,II,III,IV ... 1815
La Pepita ... 588
La Peregrina ... 1666
La Pilila ... 1421
La Playa ... 285
La Porfía (San Luis) ... 599
La Porfía (Neuquén) ... 1064
La Porteña ... 1737
La Precámbrica ... 555
La Primavera ... 1362
La Prudencia ... 262
La Quebrada ... 1253
La Ramada ... 625
La Reducción ... 276
La Reina ... 586
La Resbalosa ... 1051
La Reservada ... 1387
La Rica ... 1687
La Rinconada (Córdoba) ... 283
La Rinconada (Mendoza) ... 902
La Rosario ... 566, 1627
La Rosita ... 1051
La Saída ... 1018
La Sala ... 679
La Salamanca ... 167
La Salvación ... 1103
La Salvadora ... 1770
La Siempre Verde ... 186
La Sierrita ... 284
La Silla ... 1617
La Sorpresa ... 1053
La Suiza ... 299
La Tempranera ... 1100
La Teodolina ... 327
La Teófila ... 597
La Tinaja ... 678
La Totito ... 234
La Trinidad ... 685
La Única ... 925
La Unión ... 1266
La Victoria (Neuquén) ... 1385
La Victoria (Mendoza) ... 729
La Victoria (Córdoba) ... 549
La Vicuñita ... 1343
La Viquita ... 405
La Viuda ... 1666
La Voluntad ... 809
La Waldina ... 1018
Lach ... 279
Lago La Plata ... 1301
Lago Mucar ... 1917
Lago Pellegrini ... 1116
Laguna Brava (Córdoba) ... 1015
Laguna Brava (La Rioja) ... 1935
Laguna Chasilauquen ... 1958
Laguna Colorada ... 1253
Laguna Diamante ... 1539
Laguna Epecuén ... 1957
Laguna Geschel ... 1919
Laguna Guadalosa ... 1231
Laguna Guatraché ... 1859
Laguna Guayatayoc ... 1915
Laguna Socompa ... 1918, 1924
Laguna Vilama ... 1915, 1923
Lagunilla (Córdoba) ... 278
Lagunita (Jujuy) ... 1917
Las Águilas Este ... 309
Las Águilas Oeste ... 309
Las Aperezas ... 626
Las Callanas ... 637
Las Cañucas ... 1614
Las Cárceles ... 1143
Las Carpas ... 1616
Las Catas ... 155
Las Chapas ... 1300
Las Choicas ... 1553
Las Cienaguitas ... 679
Las Cuevas ... 213
Las Dos Marías ... 1735
Las Ensenadas ... 234
Las Flores ... 1615
Las Juntas ... 1655
Las Kokas ... 917
Las Martas ... 220
Las Mellizas ... 916
Las Mostazas ... 286
Las Palmas ... 599
Las Perdices ... 679
Las Picazas ... 877
Las Rosas ... 283
Las Tapias ... 357, 553
Las Termas ... 601
Las Tolderías ... 500
Las Toscas ... 1696
Las Vegas ... 1135
León ... 951
Liana ... 885
Lif Mahuida ... 1400
Liliana ... 872
Lina Lari ... 1916
Liquinaste ... 973
Llao Llao ... 1060
Loma Blanca (San Luis) ... 262
Loma Blanca (Jujuy) ... 1779, 1816
Loma Negra ... 184
Loma Pajosa ... 254
Los Adobes ... 1255
Los Alanices ... 679
Los Avestruces ... 591
Los Barreales ... 778
Los Barriales ... 1083
Los Bayitos ... 1498
Los Bayos ... 1498
Los Berros (San Juan) ... 709
Los Berros (Río Negro) ... 1416
Los Berthos ... 964
Los Caudillos ... 254
Los Cerrillos ... 679
Los Cerros Negros ... 1016
Los Chañares ... 280
Los Chihuidos ... 1143
Los Cienegueros ... 283
Los Cocos ... 330
Los Colorados ... 918

Los Compadres ... 887
Los Cóndores ... 597
Los Descarpes y Mundo Nuevo ... 1869
Los Dos ... 155
Los Dos Amigos ... 889
Los Dos Hermanos ... 1100
Los Gigantes ... 283
Los Guanacos (Córdoba) ... 194
Los Guanacos (Neuquén) ... 1098
Los Guindos ... 279
Los Guindos Norte ... 255
Los Indios ... 598
Los Maitenes-El Salvaje ... 1360
Los Mogotes ... 918
Los Mogotes Colorados ... 767
Los Moros ... 276
Los Paredones ... 278
Los Petisos ... 1127, 1141
Los Piquillines ... 596
Los Puros ... 433
Los Ranchos ... 351
Los Reyunos ... 899
Los Riojanos ... 554
Los Rodeítos ... 255
Los Rodeos ... 261
Los Sapitos ... 691
Los Tolditos ... 890
Los Toldos ... 1853
Los Troncos ... 281
Los Viejos ... 569
Los Volcanes ... 1747
Lote 15 ... 1161
Lote 8 ... 1266
Lotes 18 y 19 ... 1266
Lourdes ... 362
Lucifer ... 261
Luncay ... 1092
Lurgo I, II, III ... 1747
Luthema ... 1065
Mabel ... 1396
Maero ... 220
Magdalena ... 361
Magnata ... 1525
Malagueño-Yocsina ... 278
Mama ... 1389
Manantial Espejo ... 1177, 1211
Manto Rosado ... 354
Manzano Silvestre ... 1051
Margarita II ... 917
María (Santa Cruz) ... 1211
María (Salta) ... 951
María Alicia ... 241
María Carola ... 1396
María Eugenia ... 1654
María Fernanda ... 553
María Inés ... 369
María Isabel ... 1242, 1398
María Laura ... 922
María Luján ... 1401
Mariano Moreno ... 857
Mariano Moreno ... 1401
Maridel ... 1811
Mariojouls ... 286
Marquesado ... 1382
Martha ... 370
Martha I, II ... 873
Martín Bronce ... 947
Martín Miguel de Güemes ... 966
Martinetas ... 1177
Martínez ... 279
Matadero ... 496
Matilde (La Rioja) ... 163
Matilde (Salta) ... 1608
Médano Rico ... 781
Mercedes ... 585
Mi Vida ... 1479
Microondas ... 1177
Miguelito ... 1655
Milagros ... 441
Mina Beatriz ... 1034
Minas Viejas ... 1561
Miramar ... 1899
Mogote Azulejo ... 283
Mogote del Río Blanco ... 1863
Mogote Nevado ... 284
Mogotes de la Picaza ... 254
Mon Ami ... 1240
Mono Abra ... 499
Monserrat ... 647
Monte Amarillo ... 1799
Monte Azul ... 1812
Monte Blanco ... 1813
Monte Carlo ... 941
Monte Gris ... 1812
Monte Guazú ... 285
Monte Marrón ... 1811
Monte Olivia ... 1034
Monte Verde ... 1803
Monteagudo ... 1065
Montenegro ... 1479
Montey ... 1501
Morales I ... 1118
Morenigo y Bauer ... 278
Moyano ... 276
Muchilera ... 1525
Nahuel ... 254
Ñanco ... 1399
Ñandú ... 1266
Narciso ... 1821
Necochea ... 1899
Nicolás Avellaneda ... 857
Nieto Cabadas ... 282
Niquivil Viejo ... 701
Nira ... 721
Noguerol ... 286
Ñoñolo ... 1769
Norberto Nieto ... 282
Occidental ... 284
Offir ... 1501
Ojo de Agua (Córdoba) ... 286
Ojo de Agua (Catamarca) ... 320
Omega ... 1727
Ona ... 1814
Oñate ... 220
Oriental ... 284
Oro del Norte ... 1705
Oro del Sur ... 1714
Orosmayo ... 1843, 1846, 1847
Ortiz ... 286
Pabellón ... 510
Pabelloncito ... 1564
Pachón ... 1507
Pailemán ... 1412
Pairique ... 1560
Pajalta ... 1416
Palacios ... 220
Palca-El Torno ... 510
Palermito ... 1116
Palo Quemado ... 1155
Pampa de las Liebres ... 1083
Pampa de Soria ... 281
Pampa Fría ... 1714

Pampa Negra-Filo Morado 1083
Pan de Azúcar 1574, 1579
Papachacra 568
Papagayos 741
Paramillos Centro 1713
Paramillos de Uspallata 1705
Paramillos Norte 1712
Paramillos Sur 1513
Paso de la Quinta 650
Paso de las Bardas 1083
Paso Grande 286
Patquía Viejo I, III 1770
Payahuaico 390
Paz 1770
Pebeta y Herminda 887
Pedro 351
Pedro Nicolás 964
Peñas Azules 317
Peñas Negras 1343
Pepe Luis I, II 967
Perico 1811
Perito Moreno 1121
Perseverancia 575
Petrel 1387
Petrona 1617
Piedra Azul 283
Piedra Imán 1541
Piedra Marcada 703
Piedra Sonadora 284
Piedras Coloradas 598
Piedras de Fuego 1734
Piedras Grandes 281
Piedras Grandes 282
Pircas del Mesón 899
Pirkas 1400
Pirquitas 1593
Pirucha 729
Pizarro 1525
Planta Conmino-Pocito 1379
Platería Corrida N 981
Platería Corrida S 981
Playa 1 1811
Playa 2-3 1812
Playa Amarilla 1856
Playa Ramblones 1856
Poblet 1539
Podestá 305
Poronguito 872
Porvenir (Neuquén) 1152
Porvenir (Jujuy) 1914
Poscaya 499
Potasio Río Colorado 1077
Potosí 1579
Potrerillos 1696
Povanes 279
Pozo de la Chilca 679
Pozo de Piedra 320
Pozo Verde 433
Pozuelos 160
Progreso 1770
Providencia 1599
Pucará (Jujuy) 1564
Pucará (Salta) 1853
Pucará Chico 510
Pueblo Viejo 510
Puerto Almanza 1034
Puerto San Antonio 1240
Puesto Bravo 903
Puesto Doña Juana 1073
Puesto Funes 276
Puesto Lago 1155
Puesto Los Barros 1092
Puesto Mansilla 902
Puesto Rebolledo 1122
Puesto Rojas 1092
Puesto Vélez 283
Puesto Viejo 529
Pueyrredón 276
Puígari 647
Pulpera 496
Pulso III 1525
Pululus 1562
Pumahuasi 496
Punta del Cerro 707
Pupée 871
Purísima 1001
Puyita 510
Quebrada Ancha 1501
Quebrada de la Copa 523
Quebrada de la Laja 706
Quebrada de las Mulas 286
Quebrada de los Contrabandistas 255
Quebrada del Bronce 1337
Quebrada El León 909
Quebrada Honda 255
Quebrada Mala 1541
Raco 1765
Rahue-Có 1071
Ramblones 433
Ramoncito 731
Rancho Hambre 1034
Rangel 981
Ranquil Có 1141
Ranquiles 1092
Rara Fortuna 665
Rayén Curá 1873
Recuerdo 1608
Reflejos del Mar 395
Reforma-Cielito 1771
Refrac 397
Resistencia-El Destino 201
Retamito 708
Rey Mago 1685
Rincón de Atuel 902
Rincón de las Tordillas 1541
Rinconada o Fray Bartolomé de las Casas 509
Río Agrio 1062
Río Diamante (ex - Las Picazas) 877
Río Grande 474
Río Jarilla 1873
Río La Estancia 1869
Río Neuquén 1875
Río Pinturas 1235
Río Tamberías 1343
Rita 216
Rivadavia (Neuquén) 1092
Rivadavia (Mendoza) 720
Rodeo de los Molles 897
Rodolfo 1773
Rosa 1734
Rosarito 872
Rosita 1747
Roxana 1734
Ruedas Cortadas-José Giménez 285
Rumicruz 1001
Sagrada Familia 283
Salagasta 711
Salar Cauchari 1914
Salar Centenario 1912
Salar de Arizaro 1919, 1925
Salar de Jama 1923
Salar de Río Grande 1924

Salar Diablillos ... 1910
Salar Hombre Muerto ... 1910
Salar Jama ... 1915
Salar Olaroz ... 1915
Salar Pastos Grandes ... 1912
Salar Pocitos ... 1917
Salar Pozuelos ... 1912
Salar Ratones ... 1912
Salar Rincón ... 1914
Salar Río Grande ... 1917
Salina Chica ... 1971
Salina Colorada Grande ... 1953
Salina de Anzoátegui o Gaviotas ... 1954
Salina de Mascasín y
Pampa de las Salinas ... 1934
Salina de Piedra o Cagliero ... 1955
Salina del Bebedero ... 1939
Salina del Inglés ... 1956
Salina del Lote 4 ... 1954
Salina El Gualicho ... 1963
Salina El Leoncito ... 1935
Salina Grande ... 1971
Salina La Antigua ... 1933
Salinas Chicas ... 1955
Salinas de Huitrín ... 1083
Salinas Grandes ... 1916, 1924, 1934
Salinas Grandes de Hidalgo ... 1953
Salitral Negro ... 1954
Salto Morado ... 1655
San Agustín ... 279
San Alfredo ... 569
San Antonio (Córdoba) ... 285
San Antonio (San Luis) ... 679
San Antonio (San Juan) ... 926
San Carlos (San Luis) ... 301
San Carlos (Mendoza) ... 922
San Charbel ... 1053
San Cristobal ... 279
San Elías ... 406
San Félix ... 922
San Fernando ... 679
San Francisco (Jujuy) ... 510
San Francisco (La Rioja) ... 628
San Francisco de los Andes ... 835
San Guillermo ... 1017
San Ignacio ... 857
San Ignacio ... 651
San Ignacio ... 941
San Ignacio ... 233
San Jorge ... 276
San Jorge ... 797
San Jorge ... 679
San Jorge-El Rincón ... 707
San José ... 280
San José ... 1167
San José ... 1564
San José ... 1024
San José ... 234
San José de la Rinconada ... 510
San José de Paso Grande ... 599
San José-Ojo de Agua-Hermana Blanca ... 263
San Juan Bautista ... 247
San Juan Bosco ... 234
San Judas Tadeo ... 553
San Lorenzo ... 1018
San Lorenzo ... 426
San Luciano ... 566
San Luis I, II ... 411
San Manuel ... 186
San Marcos ... 276
San Marcos ... 1846
San Martín ... 851
San Martín ... 685
San Martín ... 499
San Martín ... 1918
San Miguel ... 197
San Nicolás (San Juan) ... 857
San Nicolás (La Rioja) ... 351
San Pablo ... 1012
San Pedrito ... 926
San Pedro ... 434
San Pedro ... 1401
San Pedro ... 625
San Rafael y Caballo Blanco ... 705
San Ramón ... 1737
San Román ... 332
San Romeleo ... 1147
San Roque ... 929
San Santiago ... 631
San Sebastián ... 609
San Vicente ... 586
San Vicente ... 599
Santa Ana ... 942
Santa Ana ... 1606
Santa Bárbara ... 1561
Santa Bárbara ... 529
Santa Brígida ... 628
Santa Catalina ... 937
Santa Clara ... 1401
Santa Cruz ... 1731
Santa Elena ... 286
Santa Elena ... 1815
Santa Elena ... 1096
Santa Elena ... 348
Santa Elena ... 922
Santa Elena ... 721
Santa Elvira ... 1815
Santa Gertrudis ... 395
Santa Inés ... 941
Santa Isabel ... 1696
Santa María ... 276
Santa María ... 286
Santa María ... 1397
Santa María ... 599
Santa María ... 402
Santa María ... 1919
Santa Rita ... 286
Santa Rita ... 1401
Santa Rita ... 599
Santa Rita ... 1012
Santa Rosa ... 1018
Santa Rosa ... 1809
Santa Teresita ... 1727
Santa Teresita ... 1394
Santo Domingo ... 509
Santo Domingo ... 1666
Santuzza ... 249
Sargent ... 1034
Sarria Deheza ... 283
Sauzal Bonito ... 1153
Schlagintweit ... 613
Selva Irupé ... 937
Sierra Chica de Zonda ... 705
Sierra Cuadrada ... 1261
Sierra de Chorriaca ... 1101
Sierra de la Ramada ... 1757
Sierra de San Roque o Agua Negra ... 699
Sierra Grande ... 745
Sierra Negra ... 1083
Sijes ... 1779
Sirio ... 871
Soberanía ... 741

Soconcho ... 279
Sofía ... 1355
Sol ... 1747
Sol de Mayo ... 284
Sol de Mayo ... 496
Sol II ... 1747
Soledad ... 1385
Sonia ... 918
Soria ... 286
Sorpresa 3 ... 1811
Sucesión Sanchez ... 276
Sulfatera del Hinojo ... 1957
Sunchales ... 967
Sunchales ... 1012
Sur Silla ... 1617
Taca Taca ... 1333
Taca Taca Bajo ... 1321
Tacuil ... 321
Tacurú ... 216
Tajo Largo ... 557
Tala Huasi ... 283
Talacasto ... 727
Taninga ... 283
Taninga ... 284
Taruca Pampa ... 1765
Tauro ... 214
Taurus ... 1747
Teresa ... 1666
Tierra Colorada ... 937
Timón Cruz ... 510
Tina ... 1747
Tincalayu ... 1779
Tío ... 215
Tito ... 1539
Tolar Chico ... 1925
Tomolasta ... 1869
Tordillos ... 1152
Totora Huasi ... 285
Trampolín Luisalfel ... 739
Tres Abras ... 1616
Tres Coroneles ... 913
Tres Hermanas ... 1397
Tres Puntas ... 1103
Tres Quebradas ... 434
Tres Sargentos ... 565
Triunfo ... 1655
Triuquico ... 1092
Tromen ... 1091
Tudcum-Iglesia ... 1381
Tugle ... 1846
Tumiñico ... 626
Turi Lari ... 1916
Tusaquillas ... 973
Tuyango ... 1880
Unchimé ... 529
Unión (Santa Cruz) ... 553
Unión (Córdoba) ... 247
Urcal ... 773
Urcal ... 692
Urco S.R.L. ... 278
Urcuschún ... 773
Urugua-í ... 937
Valeriana ... 1265
Valle de Buena Esperanza ... 278
Valle Hermoso-San Antonio ... 282
Vallecito ... 917
Vega de Arizaro ... 1918, 1925
Vega de la Veranada ... 1067
Vegas Atravesadas ... 1540
Vegas Peladas ... 1540
Veladero ... 1673
Verellén ... 186
Vergara ... 278
Víbora ... 1740
Victoria (Córdoba) ... 552
Victoria (Córdoba) ... 249
Victoria (Córdoba) ... 361
Victoria (Mendoza) ... 1023
Victoria (Mendoza) ... 1608
Vil Achay ... 570
Vilama-Coruto ... 1560
Villagra ... 1026
Vinquis Sur ... 568
Virgen de Lourdes ... 1529
Virgen María ... 264
Vitella o Casa Blanca ... 510
Vizcachani-Minas ... 1852
Volcán ... 984
Volcán Dos Conos ... 1623
Wanda ... 941
Willy ... 1399
Yalguaraz ... 789
Yanacoya ... 575
Yanzi (o Bella Blenda) ... 871
Yaraví ... 1728
Yeso I, II, III ... 1771
Yolanda ... 871
Yupanqui ... 1728
Zapata Norte ... 570
Zapata Sur ... 571
Zapla ... 529
Zeus ... 739

ÍNDICE POR SUSTANCIA

Albita

Ceferino Namuncurá 552
El Criollo 551
Estancia El Palmar 555
Feliciana 552
La Juana 553
La Precámbrica 555
Las Tapias 553
Los Riojanos 554
María Fernanda 553
San Judas Tadeo 553
Unión 553
Victoria 552
Victoria 553

Amatista-Agata

Santa Catalina 937
Selva Irupé 937
Tierra Colorada 937
Urugua-í 937

Andalucita

La Aurora 397
La Dichosa 397
Refrac 397

Antimonio

Esther 1608
Grupo La Morenita 337
Grupo Rumasupay 337
Grupo Tres Hermanos 337
Pabellón 510
Puyita 510
Victoria 1608

Arcillas

Agosto 1976 1103
Alba 917
Alexandra 1103
Araquistain 187
Calle 14-La Flecha 1380
Cantera Gutiérrez 185
Cerro Reconquista 186
Clariza 917
Constante 10 185
Distrito Patquía-Amaná 915
Eleonora 1103
Elizabeth 1103
Faraón 918
La Orejana 1103
La Salvación I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XII 1103
La Salvación II 1103
La Siempre Verde 186
Las Kokas 917
Las Mellizas 916
Los Colorados 918
Los Mogotes 918
Margarita II 917
Marquesado 1382
Planta Conmino-Pocito 1379
San Manuel 186
Sonia 918
Talacasto 727
Tres Puntas 1103
Tudcum-Iglesia 1381
Vallecito 917
Verellén 186

Arena silícea

Arroyo El Salto 1893
Ibicuy 1897
Rayén Curá 1873
Río Jarilla 1873

Arsénico

Colo - Colo 821
Distrito Tocota 821
Krammer 821

Azufre

Atalaya 1616
Cerro Azufre 1621
Cerro Azufre 1623
Cerro Bayo 1613
Cerro Bayo 1621
Cerro El Apero 1616
Cerro Huayle 1837
Cerro Niño y Supisaino 1622
Cerro Overo 1385
Cerro Partido 1131
Cerro Tecar 1614
Cerro Tromen 1836
Corrida de Cori 1617
Dos de Abril 1615
Filón de Azufre 1616
Flor de Puna 1616
Hilda Mary 1837
Hito XXVI 1617
Julia 1617
La Betty 1623
La Negra 1616
La Silla 1617
Las Cañucas 1614
Las Carpas 1616
Las Flores 1615
Los Petisos 1127
Petrona 1617
Rey Mago 1685
Sur Silla 1617
Tres Abras 1616
Volcán Dos Conos 1623

Baritina

Achalay 1057
Arroyo Nuevo 1047
Distrito Canota 729
Distrito El Toro 503
Distrito Iruya 500
Distrito Loncopué 1051
Distrito Santa Victoria 500
Distrito Sierra de Zenta 500
Don Manuel 729
Dos Guanacos 1051
El Compadrito 1066
La Florcita 1051
La Isidora 1066
La Porfía 1064

La Resbalosa 1051
La Rosita 1051
La Victoria 729
Las Tolderías 500
Manzano Silvestre 1051
Mono Abra 499
Omega 1727
Pirucha 729
Poscaya 499
Ramoncito 731
Río Agrio 1062
San Martín 499

Baritina-Celestina

Distrito Mallín Quemado 1057
La Gisela 1067
Vega de la Veranada 1067

Bentonita

7 de Mayo 1385
Aguará 1120
Alfil 1123
Arturo 1122
Bona 925
Cañón del Colorado 926
Carolina I 1118
Cerro Bandera 1387
Don Alfredo 1389
Don Juan 925
Don Raúl 914
Ducobo 1116
El Alcázar 925
El Caracol 1122
Islas Malvinas 1122
Julio René 1385
Júpiter 1385
La Angelita 1116
La Chilenita-La Cortadera 924
La Elcha 923
La Esperanza 925
La Pampa 1121
La Reservada 1387
La Única 925
La Victoria 1385
Lago Pellegrini 1116
Mama 1389
María Laura 922
Morales I 1118
Palermito 1116
Perito Moreno 1121
Petrel 1387
Puesto Rebolledo 1122
San Antonio 926
San Carlos 922
San Félix 922
San Pedrito 926
Santa Elena 922
Soledad 1385

Berilio-Cuarzo-Feldespato-Mica

Distrito Comechingones 361
Las Tapias 357
Lourdes 362
Magdalena 361
Victoria 361

Berilio-Litio

Distrito La Estanzuela 405
Don Rolando 408
Géminis 365
La Viquita 405
San Elías 406

Berilio-Mica

Distrito Sierra Brava 351
Los Ranchos 351
Pedro 351
San Nicolás 351

Boratos

Acazoque 1917
Alejandro 1812
Aña Laguna Cilón 1917
Aña Laguna 1917
Anita 1811
Antofalla 1821
Antuco 1606
Apalacheana 1812
Cauchari 1821
Celti 1916
Esperanza 1807
La Paz I,II,III,IV 1815
Lago Mucar 1917
Laguna Guayatayoc 1915
Laguna Vilama 1915
Lagunita 1917
Lina Lari 1916
Loma Blanca 1779
Loma Blanca 1816
Maridel 1811
Monte Amarillo 1799
Monte Azul 1812
Monte Azul 1812
Monte Blanco 1813
Monte Gris 1812
Monte Marrón 1811
Monte Verde 1803
Narciso 1821
Ona 1814
Perico 1811
Playa 1 1811
Playa 2-3 1812
Porvenir 1914
Salar Cauchari 1914
Salar Centenario 1912
Salar Diablillos 1910
Salar Hombre Muerto 1910
Salar Jama 1915
Salar Olaroz 1915
Salar Pastos Grandes 1912
Salar Pozuelos 1912
Salar Ratones 1912
Salar Rincón 1914
Salinas Grandes 1916
Santa Elena 1815
Santa Elvira 1815
Santa Rosa 1809
Sijes 1779
Sorpresa 3 1811
Tincalayu 1779
Turi Lari 1916

Caliza

Aguada Cecilio-Yacimiento La Calera 1414
Baños de la Salud 706
Cantera Cayuqueo 1417

Cantera Gisela 1418
Cantera Lucero 1411
Cantera Pablito 1418
Cantera Pedro Lucero 1417
Cantera Sin Nombre 1412
Cerro Blanco 711
Cerro la Cal 711
El Fuerte 701
El Tembrao 1417
El Volcán 702
Ex - El Refugio 700
Excavaciones de Roca S. A. 703
Farallón Blanco 1757
Gran Bajo del Gualicho 1416
Loma Negra 184
Los Berros 709
Los Berros 1416
Niquivil Viejo 701
Pailemán 1412
Pajalta 1416
Piedra Marcada 703
Punta del Cerro 707
Quebrada de la Laja 706
Retamito 708
Salagasta 711
San Jorge-El Rincón 707
San Rafael y Caballo Blanco 705
Sierra Chica de Zonda 705
Sierra de la Ramada 1757
Sierra de San Roque o Agua Negra 699

Caolín

Alto Río Senguerr 1269
Camarones 1265
Campamento 4 1271
Cerro Rubio 1267
Chenque 1266
Estancia Los Machos 1267
Golondrina 1266
La Barranca 1271
La Unión 1266
Lote 8 1266
Lotes 18 y 19 1266
Ñandú 1266
Valeriana 1265

Carbonato de sodio

Laguna Geschel 1919
Santa María 1919

Celestina

Balsa Huitrín 1101
Barda Klein 1101
Cerro Partido 1101
Clementina 1100
Distrito Cuchillo Cura 1053
Distrito Naunauco-Taquimilán 1099
Distrito Sierra del Salado 1096
Don Candelario 1100
El Derrumbe 1100
El Enjambre 1100
Grupo Bajada del Agrio 1101
Grupo Continental 1096
La Cecilia 1096
La Felicinda 1101
La Lía 1053
La Sorpresa 1053
La Tempranera 1100
Llao Llao 1060
Los Dos Hermanos 1100
Los Guanacos 1098
Luthema 1065
Monteagudo 1065
San Charbel 1053
Santa Elena 1096
Sierra de Chorriaca 1101

Cobalto

Fiambalá 451
King Tut 633
La Niquelina 999
La Salamanca 167
Las Águilas Este 309
Las Águilas Oeste 309

Cobre

Achalay 220
Agrupamiento Las Cuevas 1024
Agrupamiento Paso Vergara 1026
Agrupamiento Valle de Matancilla 1024
Agua Amarga 1148
Agua Rica 1437
Aída 214
Aída Rosa 214
Arroyo La Línea 1539
Arroyo Nieves Negras 1539
Atalaya 1554
Bajo de Agua Tapada 1475
Bajo de la Alumbrera 1437
Bajo de las Pampitas 1467
Bajo de San Lucas 1471
Bajo El Durazno 1463
Barda Gonzales 1151
Barda Negra 1155
Campesino Norte 1154
Cerro Azul 221
Cerro Coihue 1289
Cerro del Cobre 951
Cerro La Virgen 1540
Cerro Mesa 1153
Cuchi Corral 213
Cunuputo 212
Cutral-Có Norte 1154
Distrito Alta Gracia 219
Distrito Atos Pampa 221
Distrito Calamuchita 208
Distrito Cañada de Alvarez 220
Distrito Capillas o La Quesera 369
Distrito Culampajá 557
Distrito Las Cuevas 369
Distrito Punilla 208
Distrito Santa María 208
Doña Blanca 370
El Alambre 1148
El Burrero 1026
El Guanaco 1023
El Moradito 557
Elba 951
Elsa 370
Esperanza (ex - Chacabuco) 1000
Estrella Gaucha 217
Eureka 1843
Fátima 219
Fénix 1829
Fiambalá 451
Grupo La Alumbrera 557
Grupo Las Choicas 1539

Hernández ... 220
Juramento ... 951
King Tut ... 633
La Borita (ex - mina Fénix) ... 1829
La Encantadora ... 1540
La Leona ... 845
La Luisa ... 167
La Salamanca ... 167
Las Águilas Este ... 309
Las Águilas Oeste ... 309
Las Choicas ... 1553
Las Cuevas ... 213
Las Martas ... 220
León ... 951
Maero ... 220
María ... 951
María Eugenia ... 1654
María Inés ... 369
Martha ... 370
Martín Bronce ... 947
Oñate ... 220
Palacios ... 220
Palo Quemado ... 1155
Paramillos Norte ... 1712
Porvenir ... 1152
Puesto Lago ... 1155
Quebrada del Bronce ... 1337
Rita ... 216
San Jorge ... 797
San José ... 1024
San Romeleo ... 1147
Sauzal Bonito ... 1153
Taca Taca Bajo ... 1321
Tacurú ... 216
Tajo Largo ... 557
Tauro ... 214
Tío ... 215
Tordillos ... 1152
Triunfo ... 1655
Victoria ... 1023
Villagra ... 1026
Yalguaraz ... 789
Cerro Negro ... 1480
Condorcanqui ... 1249
Inca Viejo ... 1429
La Barrera ... 167
Montenegro ... 1479
Paramillos Sur ... 1513

Cobre-Molibdeno

Agua Rica (ex - Mi Vida) ... 1479
Caballo Muerto ... 1500
Campana Mahuida ... 1279
Carrizal ... 785
El Pachón ... 1507
Filo Colorado ... 1493
La Voluntad ... 809
Los Bayitos ... 1498
Los Bayos ... 1498
Mi Vida ... 1479
Quebrada Ancha ... 1501
Taca Taca Alto ... 1333

Cobre-Oro

Bajo de la Alumbrera ... 1451

Cromo

12 de Noviembre ... 201
Distrito Atos Pampa ... 196
Distrito Cerro San Lorenzo ... 200
Distrito Los Guanacos ... 198
Distrito Los Permanentes ... 202
El Cromo ... 202
Fiambalá ... 451
La Bélgica ... 197
La Fulana ... 197
Los Guanacos ... 194
Resistencia-El Destino ... 201
San Miguel ... 197

Cuarzo-Feldespato-Mica

Distrito Ancasti ... 393
Distrito El Quemado ... 347
Distrito Punilla ... 547
Distrito Totoral ... 411
Distrito Valle Fértil ... 353
El Criollo ... 548
El Gaucho ... 548
Grupo Corpus Yaco ... 394
Grupo Coyagasta ... 394
Grupo El Taco ... 395
Grupo Santa Bárbara ... 395
Grupo Unquillo ... 394
Grupo Vilismán ... 394
La Victoria ... 549
Manto Rosado ... 354
Reflejos del Mar ... 395
San Luis I, II ... 411
Santa Gertrudis ... 395

Diatomita

27 de Setiembre ... 1400
Aún Centro I, II ... 1394
Aún Este ... 1394
Aún Oeste ... 1394
Dorotea ... 1397
Ely ... 1398
Estaca-mina Anecón II ... 1399
Estaca-mina Atenas ... 1400
Estaca-mina Cortijo ... 1399
Estaca-mina Fenicia ... 1399
Estaca-mina Marcela ... 1399
Estaca-mina Norte ... 1400
Estaca-mina Rosario ... 1399
Grupo Carilaufquen ... 1397
Grupo Cerro Mesa ... 1314
Grupo Huanu Luan ... 1398
Grupo Jacobacci ... 1397
Grupo Quetrequile ... 1401
Grupo Santa Teresita ... 1394
Helena ... 1400
Hueche ... 1398
Josefina ... 1396
Lif Mahuida ... 1400
Mabel ... 1396
María Carola ... 1396
María Isabel ... 1398
María Luján ... 1401
Mariano Moreno ... 1401
Ñanco ... 1399
Pirkas ... 1400
San Pedro ... 1401
Santa Clara ... 1401
Santa María ... 1397
Santa Rita ... 1401
Santa Teresita ... 1394
Tres Hermanas ... 1397

Willy 1399

Dolomía

Agua de los Pajaritos 709
Cortaderas 302
El Volcán 704
Excavaciones de Roca S. A. 704
Finca La Augusta 709

Estaño

Caucani 1846
Cerro Negro 1846
Colpitayoc 1562
Constancia 1562
El Progreso Argentino 572
Grupo Minero Los Árboles-Los Ratones 569
Grupo Pirquitas-San Marcos 1845
La Descubridora 575
Los Viejos 569
Oromayo 1846
Pairique 1560
Perseverancia 575
Pirquitas 1593
Pululus 1562
San Alfredo 569
San Marcos 1846
Santa Bárbara 1561
Tugle 1846
Zapata Norte 570
Zapata Sur 571

Fluorita

31 de Julio de 1896 1017
Argentina II 1240
Buena Esperanza 886
Buenaventura 1015
Carmen/Pichi Gordo 1240
Dal 655
Delta 1240
Distrito 25 de Mayo 1240
Distrito 9 de Julio 1240
Distrito Agua Escondida 882
Distrito Biedma 1240
Distrito Cabalango 1014
Distrito Cerro Diamante 889
Distrito El Alto 655
Distrito Guasapampa 1018
Distrito San Antonio 1240
Distrito Sierra de Comechingones 1016
Distrito Telsen 1240
Distrito Valcheta 1240
Doctor Marión 1018
Elsiren 888
Gibraltar 891
Grupo Alpa Corral 1018
Grupo Bubú 1017
Grupo Elena 655
Grupo Francisco 1017
Grupo Los Cerros Negros 1016
Guanacote 1240
La Blanca 1015
La Nueva 1014
La Saída 1018
La Waldina 1018
Laguna Brava 1015
Liana 885
Los Cerros Negros 1016
Los Compadres 887
Los Dos Amigos 889
Los Tolditos 890
María Isabel 1242
Mon Ami 1240
Pebeta y Herminda 887
Puerto San Antonio 1240
San Guillermo 1017
San Lorenzo 1018
San Martín 851
Santa Rosa 1018
Las Catas 155
Los Dos 155

Granate

Cordobés 163
Matilde 163

Hierro

9 de Octubre 529
Aguas Amarillas 1540
Arroyo El Seguro 1540
Arroyo La Línea 1539
Arroyo Las Cargas 1540
Arroyo Overas 1541
Atlas I y II 1539
Bahía San Blas 1899
Bernardo de Irigoyen 942
Bonpland 941
Cabeceras del Colorado 1541
Campana Mahuida 1541
Candelaria 1291
Cerro Caicayén 1541
Cerro Cascabel 305
Cerro del Panul 1539
Cerro Rezago 1541
Cerro Rico 305
Cerro Rojino 1541
Claromecó 1899
Concepción de la Sierra 942
Deseado 942
Don Oscar 1317
El Acay 1313
El Chacay 1540
El Dorado-Victoria 941
Hierro Félix 1540
Hierro Indio 1547
Hierro Indio 1539
Huantraico 1751
Jardín América 942
Laguna Diamante 1539
Miramar 1899
Monte Carlo 941
Necochea 1899
Piedra Imán 1541
Poblet 1539
Podestá 305
Puesto Viejo 529
Rincón de las Tordillas 1541
San Ignacio 941
Santa Ana 942
Santa Bárbara 529
Santa Inés 941
Sierra Grande 745
Tito 1539
Unchimé 529
Vegas Atravesadas 1540
Vegas Peladas 1540
Wanda 941
Zapla 529

Fénix ... 1919

Magnesita

Cuerpo I a XII ... 173

Manganeso

Beba ... 1734
Chacayal ... 1733
Distrito Agua Escondida ... 1731
Distrito Aguada del Monte ... 1009
Distrito Amimán ... 1012
Distrito Aspa Puca ... 1012
Distrito Cama Cortada ... 1010
Distrito El Remanso ... 1008
Distrito Fátima ... 1011
Distrito Los Ancoches ... 1009
Distrito Tres Lomitas ... 1011
Don Jorge ... 1008
Don Luis ... 1734
El Milagro ... 1009
Ethel ... 1734
Grupo Ethel ... 1733
Grupo Santa Cruz ... 1731
Hiermang ... 1009
Iral ... 1564
Iris ... 1734
Jorge Alberto ... 1733
Judith ... 1606
La Baritina ... 1012
La Clemira ... 1008
La Negrita ... 1734
Las Dos Marías ... 1735
Pabelloncito ... 1564
Piedras de Fuego ... 1734
Rosa ... 1734
Roxana ... 1734
San José ... 1564
San Pablo ... 1012
Santa Ana ... 1606
Santa Cruz ... 1731
Santa Rita ... 1012
Sunchales ... 1012

Mármol

3° Paredón ... 278
A. Sánchez ... 276
Agua de la Cal ... 286
Agua de Moreno-Los Mogotes ... 285
Agua del Durazno ... 283
Amboy ... 284
Ambul ... 283
B. Bermejas ... 276
Bari ... 279
Barilar ... 276
Barrueco ... 279
Begg ... 276
Ben Hur ... 320
C. de Cámara ... 279
Calderón ... 279
Calmur S.A. ... 276
Cambero ... 286
Cañada Grande ... 299
Cantera Cerro Azul ... 297
Cantera Kegeler ... 278
Cantera López ... 279
Cantera Rapagnani ... 281
Cantera Tobías ... 278
Canteras Bonanza ... 284
Canteras Insumin ... 284
Canteras Las Lajas ... 280
Canteras Rumi Huasi ... 285
Centenario ... 281
Centro Norte ... 284
Cerro Impuro I, II ... 297
Cerro La Higuera ... 278
Cerro Moro ... 278
Cerro Redondo ... 297
Cerro San José ... 286
Cerro Sportivo ... 279
Cerro y Río Las Lajas ... 285
Chulume ... 279
Cordón Oriental ... 281
Cortaderas ... 302
Cremades y Soria ... 282
Cuchi Yaco ... 284
Distrito Achiras ... 284
Distrito Alta Gracia ... 278
Distrito Altautina-Las Tapias ... 286
Distrito Atos Pampa ... 284
Distrito Bosque Alegre ... 278
Distrito Cabalango ... 283
Distrito Cañada de Alvarez ... 284
Distrito Candelaria, Characato ... 283
Distrito Carapé ... 276
Distrito Centenario ... 281
Distrito Ciénaga del Coro ... 285
Distrito Cosquín-Bialet Massé ... 276
Distrito El Manzano ... 279
Distrito El Sauce ... 276
Distrito Falda del Carmen ... 278
Distrito La Bolsa ... 279
Distrito La Fronda ... 281
Distrito Las Lajas ... 280
Distrito Las Peñas ... 280
Distrito Los Cóndores ... 279
Distrito Los Gigantes ... 283
Distrito Ojo de Agua ... 286
Distrito Pampa de los Guanacos ... 281
Distrito Pampa de Olaen ... 281
Distrito Parador de la Montaña ... 279
Distrito Quilpo ... 281
Distrito Río de los Sauces ... 284
Distrito San Agustín ... 279
Distrito Santa Elena ... 286
Distrito Santa Rosa de Calamuchita ... 284
Distrito Tala Cañada ... 283
Distrito Totora Huasi ... 285
Distrito Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera ... 276
Distrito Yocsina-Malagueño ... 277
Eddis de Nathan ... 278
El 25 ... 276
El Ají ... 285
El Balcón ... 283
El Cerrito ... 320
El Cóndor ... 283
El Guindo ... 282
El Manzano ... 279
El Pantano ... 283
El Paraíso ... 278
El Perchel ... 283
El Porterillo ... 279
El Portezuelo-Moyano ... 279
El Potrerito ... 284
El Potrero ... 283
El Sauce ... 276
El Sauce ... 282
El Saucesito ... 283
El Tala ... 279
El Tala ... 279

El Zanjón ... 320
Esquiú ... 320
Estancia Bosque Alegre ... 278
Estancia Carapé ... 276
Estancia El Martillo ... 276
Estancia El Potrerillo ... 281
Estancia Las Peñas ... 280
Estancia Los Molles ... 278
Ferrer ... 279
Fundación San Roque ... 281
García Victorica ... 276
Geroe ... 300
Gómez ... 278
Iguazú ... 283
Incor ... 279
J. Rossi ... 278
José de la Quintana ... 279
Juan Sánchez ... 276
La Anta ... 286
La Bolsa ... 279
La Calera ... 276
La Esperanza o El Porvenir ... 320
La Estancita ... 276
La Fábrica ... 276
La Granja ... 279
La Higuera-San Carlos ... 282
La Isla ... 279
La Isla ... 279
La Loma ... 320
La Marmolina II ... 300
La Paisanita ... 279
La Reducción ... 276
La Rinconada ... 283
La Sierrita ... 284
La Suiza ... 299
Lach ... 279
Lagunilla ... 278
Las Mostazas ... 286
Las Rosas ... 283
Los Chañares ... 280
Los Cienegueros ... 283
Los Gigantes ... 283
Los Guindos ... 279
Los Moros ... 276
Los Paredones ... 278
Los Troncos ... 281
Malagueño-Yocsina ... 278
Mariojouls ... 286
Martínez ... 279
Mogote Azulejo ... 283
Mogote Nevado ... 284
Monte Guazú ... 285
Morenigo y Bauer ... 278
Moyano ... 276
Nieto Cabadas ... 282
Noguerol ... 286
Norberto Nieto ... 282
Occidental ... 284
Ojo de Agua ... 286
Ojo de Agua ... 320
Oriental ... 284
Ortiz ... 286
Pampa de Soria ... 281
Paso Grande ... 286
Peñas Azules ... 317
Piedra Azul ... 283
Piedra Sonadora ... 284
Piedras Grandes ... 281
Piedras Grandes ... 282
Povanes ... 279
Pozo de Piedra ... 320
Puesto Funes ... 276
Puesto Vélez ... 283
Pueyrredón ... 276
Quebrada de las Mulas ... 286
Ruedas Cortadas-José Giménez ... 285
Sagrada Familia ... 283
San Agustín ... 279
San Carlos ... 301
San Cristobal ... 279
San Jorge ... 276
San Marcos ... 276
Santa Elena ... 286
Santa María ... 276
Santa María ... 286
Santa Rita ... 286
Sarria Deheza ... 283
Soconcho ... 279
Sol de Mayo ... 284
Soria ... 286
Sucesión Sánchez ... 276
Tala Huasi ... 283
Taninga ... 283
Taninga ... 284
Totora Huasi ... 285
Urco S.R.L. ... 278
Valle de Buena Esperanza ... 278
Valle Hermoso-San Antonio ... 282
Vergara ... 278

Mica

América I, II ... 391
Cuatro Hermanos ... 402
Distrito Alta Gracia ... 401
Distrito Ambato ... 389
Distrito Quilmes ... 389
El Alto de Ají II ... 402
Grupo Choya ... 390
Icho Cruz- San Antonio ... 401
La Chiquita ... 402
Payahuaico ... 390
Santa María ... 402

Molibdeno

La Estrechura ... 1496

Niobio

Santa Elena ... 348

Níquel

Fiambalá ... 451
La Niquelina ... 999
Las Aguilas Este ... 309
Las Aguilas Oeste ... 309
Purísima ... 1001
Rumicruz ... 1001
San Santiago ... 631

Ocre

Corral Amarillo ... 1883

Onice

Córdoba ... 1696
Las Toscas ... 1696
Potrerillos ... 1696
Pucará ... 1564

Santa Isabel 1696

Oro

Cañada Honda 1869
Agua Rica (ex - Mi Vida) 1479
Alto de la Blenda 1637
Amelia Inés 1529
Antonio 1655
Arroyo Lavaderos Grandes 1869
Aurora 1358
Azules 509
Bajo El Durazno 1463
Cajón del Medio 1295
Cajón Grande 1295
Caltrauna 893
Carmen 1653
Carmen 510
Cerritos Blancos 1869
Cerro Atajo 1654
Cerro Cabra Horco 422
Cerro Canario 1713
Cerro del Corte 1689
Cerro Mayal 1365
Cerro Mayal 1875
Cerro Mogote 1688
Cerro Redondo 1573
Cerro Vanguardia 1189
Cerro Vanguardia 1177
Cobre-Tunuyán 1740
Colo - Colo 821
Condado 1853
Cuya 893
Distrito Andacollo 1349
Distrito Cañada Honda 1869
Distrito Candelaria 647
Distrito Culampajá 557
Distrito El Oro 1662
Distrito Gualcamayo 1529
Distrito Gualilán 1525
Distrito La Carolina 1867
Distrito La Carolina 1687
Distrito La Carpa 1869
Distrito Rinconada 507
Distrito Santa Catalina 1842
Distrito Santa Victoria 1851
Distrito Sierra de las Minas 637
Distrito Tocota 821
Dos Búhos 637
El Abra 637
El Abuelo 1161
El Camino 1688
El Cerco 367
El Cóndor 1843
El Dorado Monserrat 1177
El Dorado- Monserrat 1219
El Moradito 557
El Negrito-Bayo 421
El Puesto 893
El Solcito 1161
Erika 1352
Española 1655
Esperanza 1687
Espinillo I, II 367
Eureka 1843
Ex - Salamanca 1529
Farallón Negro 1637
Farallón Negro 1437
Farallón Rojo 419
Farillón 509
Fortuna 1359
General Belgrano 1529
Grupo La Alumbrera 557
Grupo San Isidro 637
Guada 1740
Guillermina 1688
Huinganco 1358
Incahuasi 515
Julia 1358
Krammer 821
La Abundancia 1529
La Callana I, II, III, IV, V, VI, VII 637
La Carolina 1869
La Carpa 1869
La Chilca 637
La Estancia 1688
La Ilusión 1688
La Josefina 1203
La Josefina 1177
La Luisa 1688
La Manchuria 1225
La Nueva 1655
La Ollita 1343
La Porteña 1737
La Primavera 1362
La Rica 1687
La Vicuñita 1343
Laguna Guadalosa 1231
Las Callanas 637
Las Juntas 1655
Los Descarpes y Mundo Nuevo 1869
Los Maitenes-El Salvaje 1360
Los Toldos 1853
Lote 15 1161
Magnata 1525
Manantial Espejo 1211
Manantial Espejo 1177
María 1211
Martinetas 1177
Mi Vida 1479
Microondas 1177
Miguelito 1655
Mogote del Río Blanco 1863
Monserrat 647
Montey 1501
Muchilera 1525
Offir 1501
Oro del Norte 1705
Oro del Sur 1714
Orosmayo 1843
Pabellón 510
Pairique 1560
Palca-El Torno 510
Paso de la Quinta 650
Peñas Negras 1343
Pizarro 1525
Playa Amarilla 1856
Playa Ramblones 1856
Pucará 1853
Pucará Chico 510
Pueblo Viejo 510
Puígari 647
Pulso III 1525
Quebrada del Bronce 1337
Quebrada Mala 1541
Rinconada o Fray Bartolomé de las Casas 509
Río La Estancia 1869
Río Neuquén 1875
Río Tamberías 1343
Salto Morado 1655
San Francisco 510
San Ignacio 651

San José de la Rinconada 510
San Ramón 1737
Santo Domingo 509
Sofía 1355
Tajo Largo 557
Timón Cruz 510
Tomolasta 1869
Veladero 1673
Víbora 1740
Virgen de Lourdes 1529
Vitella o Casa Blanca 510
Vizcachani-Minas 1852

Perlita

Acullico 1747
Anfitrite 1747
Angel del Infierno 1747
Cristina 1747
Joaquín 1747
La Pava 1747
Los Volcanes 1747
Lurgo I, II, III 1747
Rosita 1747
Sol 1747
Sol II 1747
Taurus 1747
Tina 1747

Pirofilita

Daniel 426
Delina 426
Juanita del Puerto 426
San Lorenzo 426

Plata

Cerro Cabra Horco 422
Distrito Cerro Negro 1665
Distrito La Caldera 1666
Distrito Tigre 1666
El Negrito-Bayo 421
Farallón Rojo 419
La Peregrina 1666
La Viuda 1666
Pirquitas 1593
Providencia 1599
Santo Domingo 1666
Teresa 1666

Plomo

El Arroyo 1727
La Cumbre 1727
La Olvidada 1608
Santa Teresita 1727
Yaraví 1728

Plomo-Cinc

El Hoyo 694
El Ingenio 694
El Llanito 692
La Helvecia 691
Los Sapitos 691
Urcal 692

Plomo - Plata - Cinc

Bélgica y Alejandro 497
Caricasini 496
Cerro Colorado 496
Chaussette 496
Cuhinchenque 1728
Distrito El Guaico 661
Distrito Gonzalito 373
Distrito Pumahuasi 493
El Aguilar 459
El Guaico 661
Esperanza 470
General Leman 496
Gonzalito 373
La Cola de la Ballena-Over o Muerto 666
Matadero 496
Paramillos de Uspallata 1705
Pulpera 496
Pumahuasi 496
Rara Fortuna 665
Río Grande 474
Sol de Mayo 496
Yupanqui 1728

Polimetálicos

Abraham Lincoln 223
Adolfo II 872
Agua del Jagüe Norte 1714
Aída 214
Aída Rosa 214
Albión 870
Alicia 872
Alto Arroyo Flores 1301
Alto de la Blenda 1637
Amancay 1563
Amelia Inés 1529
Angela 1167
Animas 857
Antares I, II 872
Armonía 1603
Arroyo Canogas 1300
Arroyo Correntoso 1745
Arroyo Los Alevinos 1300
Arroyo Rojo 1034
Bella Blenda (o Yanzi) 871
Benito Juárez 223
Blanca 871
Bonanza 1561
Brillante-Carmen 1705
Buena Fortuna 873
Calalaste 523
Caledonia 870
California 871
California 1607
Capillitas 1643
Carmen 857
Casa Colorada 1574
Caucani 1561
Cerro Blanco 1300
Cerro Colla 1561
Cerro Negro 1561
Cerro Salle 1561
Chinchillas 1572
Clelia 673
Concordia 1608
Cóndor 857
Cortaderas Chicas 523
Cortaderas o San Benicio 1712
Cristal Blenda 871
Cuatro Amigos 857
Cuchi Corral 213
Cueva Negra 1627

Cunuputo 212
Del Finadito 1300
Del Valle 872
Descubridora 1627
Diana 652
Director Pueyrredón 223
Distrito Alta Gracia 671
Distrito Alto de la Mina 657
Distrito Calamuchita 208
Distrito Castaño Viejo 857
Distrito Cerro Blanco 865
Distrito Concordia 1608
Distrito El Morado 872
Distrito El Queva 1603
Distrito Gualcamayo 1529
Distrito Gualilán 1525
Distrito La Mejicana 1659
Distrito La Poma-Incachule 1607
Distrito Las Aguadas 675
Distrito Piedras Blancas 673
Distrito Punilla 208
Distrito Río Oro 1303
Distrito Santa María 208
Don Cirilo 657
Don Daniel 721
Doncellas 1564
El Cajón 1727
El Gato 1728
El Jarillar 679
El Páramo 1727
El Porvenir 1607
El Viejito 872
Enriquito 1728
España 1579
Esperanza 1607
Esperanza (ex - Chacabuco) 1000
Estrella Gaucha 217
Ex - Salamanca 1529
Farallón Negro 678
Flor de Castaño 857
General Belgrano 1529
General San Martín 223
Grupo Ángela 1167
Grupo Clara Natividad 1167
Huemules Centro 1369
Huemules Norte 1369
Huemules Sur 1369
Huinca 872
Irene 872
La Abundancia 1529
La Angelita 679
La Argentina 652
La Argentina 657
La Barrera 167
La Boreal 672
La Colorada 487
La Compañía 857
La Euca 680
La Ferrocarrilera 1299
La Flor 1727
La Fortuna 679
La Luisa 167
La Margot 679
La Negra Dorada 657
La Negrita 1705
La Negrita 1717
La Niquelina 999
La Paz 1608
La Rosario 1627
La Sala 679
La Salamanca 167
La Tinaja 678
Lago La Plata 1301
Las Chapas 1300
Las Cienaguitas 679
Las Cuevas 213
Las Perdices 679
Las Picazas 877
Liliana 872
Los Alanices 679
Los Cerrillos 679
Magnata 1525
Mariano Moreno 857
Martha I, II 873
Matilde 1608
Mina Beatriz 1034
Minas Viejas 1561
Monte Olivia 1034
Muchilera 1525
Nicolás Avellaneda 857
Nira 721
Pampa Fría 1714
Pan de Azúcar 1579
Pan de Azúcar 1574
Paramillos Centro 1713
Pizarro 1525
Poronguito 872
Potosí 1579
Pozo de la Chilca 679
Pozuelos 160
Puerto Almanza 1034
Pulso III 1525
Pupée 871
Purísima 1001
Quebrada de la Copa 523
Rancho Hambre 1034
Recuerdo 1608
Río Diamante (ex - Las Picazas) 877
Río Pinturas 1235
Rita 216
Rosarito 872
Rumicruz 1001
San Antonio 679
San Fernando 679
San Francisco de los Andes 835
San Ignacio 857
San Jorge 679
San José 1167
San Nicolás 857
Santa Elena 721
Sargent 1034
Sirio 871
Tacurú 216
Tauro 214
Tío 215
Vilama-Coruto 1560
Virgen de Lourdes 1529
Yanzi (o Bella Blenda) 871
Yolanda 871

Sal

Carmelo 1092
El Timbó 1927
Hijosca 1092
Laguna Guatraché 1859
Luncay 1092
Puesto Los Barros 1092
Puesto Rojas 1092
Ranquiles 1092
Rivadavia 1092
Salina Chica 1971

Salina Colorada Grande ... 1953
Salina de Anzoátegui o Gaviotas ... 1954
Salina de Mascasín y Pampa de las Salinas ... 1934
Salina de Piedra o Cagliero ... 1955
Salina del Bebedero ... 1939
Salina del Inglés ... 1956
Salina del Lote 4 ... 1954
Salina El Gualicho ... 1963
Salina El Leoncito ... 1935
Salina Grande ... 1971
Salina La Antigua ... 1933
Salinas Chicas ... 1955
Salinas Grandes ... 1934
Salinas Grandes de Hidalgo ... 1953
Salitral Negro ... 1954
Triuquico ... 1092

Selenio

Distrito Cerro Cacho-Sierra de Umango ... 626
Distrito Famatina ... 628
Distrito Llantenes ... 625
Distrito Sañogasta ... 628
El Portezuelo ... 625
La Ramada ... 625
Las Aperezas ... 626
San Francisco ... 628
San Pedro ... 625
Santa Brígida ... 628
Tumiñico ... 626

Sillimanita

Cordón Centenario ... 321
Tacuil ... 321

Silvita

Los Barriales ... 1083
Pampa de las Liebres ... 1083
Pampa Negra-Filo Morado ... 1083
Paso de las Bardas ... 1083
Potasio Río Colorado ... 1077
Salinas de Huitrín ... 1083
Sierra Negra ... 1083

Sulfato de Al, Mg, Fe

Cerro El Alumbre ... 733
La Alumbrera ... 733

Sulfato de sodio

Aguas Amargas ... 1925
Ciénaga Redonda ... 1925
El Codo ... 1923
General San Martín ... 1943
Laguna Brava ... 1935
Laguna Chasilauquen ... 1958
Laguna Epecuén ... 1957
Laguna Socompa ... 1918, 1924
Laguna Vilama ... 1923
Salar de Arizaro ... 1925
Salar de Jama ... 1923
Salar de Río Grande ... 1917, 1924
Salar Pocitos ... 1917
Salinas Grandes ... 1924
San Martín ... 1918
Sulfatera del Hinojo ... 1957
Tolar Chico ... 1925
Vega de Arizaro ... 1918
Vega de Arizaro ... 1925

Talco

Distrito La Cortaderita-Yalguaraz ... 715
Distrito Salamanca-San Pablo ... 715
Distrito Uspallata-Bonilla ... 715
La Mendocina ... 720
Rivadavia ... 720

Tantalio

Santa Elena ... 348

Tierras Raras

Churqui - Pampa ... 984
Curaca ... 981
Distrito Rangel ... 980
El Ucu ... 981
Estrella de Oriente ... 981
Isis - Osiris - Ra ... 981
La Aurelia ... 981
La Barba ... 981
La Novedad ... 984
Platería Corrida N ... 981
Platería Corrida S ... 981
Rangel ... 981
Rodeo de los Molles ... 897
Volcán ... 984

Titanio

Bahía San Blas ... 1899
Cerro Cascabel ... 305
Cerro Rico ... 305
Claromecó ... 1899
Miramar ... 1899
Necochea ... 1899
Podestá ... 305

Torio

Churqui - Pampa ... 984
Curaca ... 981
Distrito Rangel ... 980
El Ucu ... 981
Estrella de Oriente ... 981
Isis - Osiris - Ra ... 981
La Aurelia ... 981
La Barba ... 981
La Novedad ... 984
Platería Corrida N ... 981
Platería Corrida S ... 981
Rangel ... 981
Rodeo de los Molles ... 897
Volcán ... 984

Travertino

Cerro Azul ... 285
Distrito Bolsón de las Salinas y Deán Funes ... 280
Distrito Cerro Azul ... 285
Distrito La Playa ... 285
Distrito Mesa La Argentina ... 286
La Lina ... 285
La Playa ... 285
San Antonio ... 285
San José ... 280

Tufa

El Poyo ... 1421

La Pilila ... 1421

Uranio

Agua Botada ... 1135
Agua de los Pájaros ... 429
Arroyo Seco ... 1135
Azulejos ... 782
Barda Negra ... 1073
Bardas Coloradas ... 1253
Butalón I, II ... 1072
Carrizalillo ... 967
Cerro Cóndor ... 1255
Cerro Mirano ... 1135
Cerro Solo ... 1255
Chacay Curá ... 1273
Charahuilla ... 1072
Chepical ... 777
Cuculi ... 782
Cuesta de Bala ... 968
Cuesta de los Terneros ... 902
Distrito Agua Escondida ... 903
Distrito Sierra Pintada ... 895
Distrito Tinogasta ... 429
Doctor Baulíes ... 899
Don Otto ... 962
El Carrizal ... 819
El Desecho ... 968
El Leñadero ... 968
El Manzano ... 1141
El Resistido ... 777
Emmy ... 967
Esperanza (ex - Chacabuco) ... 1000
Huemul ... 1135
La Estela ... 873
La Quebrada ... 1253
La Rinconada ... 902
Laguna Colorada ... 1253
Las Cárceles ... 1143
Las Termas ... 601
Las Vegas ... 1135
Los Adobes ... 1255
Los Barreales ... 778
Los Berthos ... 964
Los Chihuidos ... 1143
Los Mogotes Colorados ... 767
Los Petisos ... 1141
Los Reyunos ... 899
Martín Miguel de Güemes ... 966
Médano Rico ... 781
Papagayos ... 741
Pedro Nicolás ... 964
Pepe Luis I, II ... 967
Pircas del Mesón ... 899
Puesto Bravo ... 903
Puesto Doña Juana ... 1073
Puesto Mansilla ... 902
Quebrada El León ... 909
Rahue-Có ... 1071
Ranquil Có ... 1141
Rincón de Atuel ... 902
Rodolfo ... 1773
San Roque ... 929
San Santiago ... 631
San Sebastián ... 609
Schlagintweit ... 613
Sierra Cuadrada ... 1261
Soberanía ... 741
Sunchales ... 967
Trampolín Luisalfel ... 739
Tres Coroneles ... 913
Urcal ... 773
Urcuschún ... 773
Zeus ... 739

Vanadio

Distrito El Guaico ... 661
El Guaico ... 661
Los Berthos ... 964

Vermiculita

Don Alberto ... 839

Wolframio

9 de Julio ... 973
Agua Verde ... 565
Andacolla ... 566
Angulos ... 432
Arauco ... 249
Arroyo con Agua-Escondida-Erika Luisa ... 264
Ayacucho ... 566
Badillo ... 433
Buena Suerte ... 565
Carlito ... 332
Carmen ... 1653
Cerrito Blanco ... 597
Cerro Morro N° 1 ... 262
Cerro Negro ... 568
Cumbre Blanca ... 973
Diana ... 599
Distrito Agua de Ramón ... 585
Distrito de Pancanta ... 332
Distrito El Araucano-La Higuera ... 325
Distrito Faltriquera ... 434
Distrito La Bismutina ... 443
Distrito La Estanzuela ... 267
Distrito La Florida ... 328
Distrito La Teodolina ... 326
Distrito Los Cocos ... 330
Distrito Los Guindos ... 251
Distrito Pampa de Olaen ... 251
Distrito Pampa del Tamboreo ... 331
Distrito Ramblones ... 431
Distrito San Felipe ... 267
Distrito Santo Domingo ... 323
Distrito Sierra de Sañogasta ... 437
Distrito Sierra de Yulto ... 266
Distrito Sierra del Morro Este ... 265
Distrito Sierra del Morro Oeste ... 257
Distrito Tusaquillas ... 973
Distrito Villa de Praga ... 268
Don Ricardo-Don José-La Buyi-Demasía Nelly ... 262
Dora Inés ... 585
El Águila ... 599
El Araucano ... 325
El Cairo ... 249
El Carmen ... 585
El Chacho ... 439
El Cóndor ... 565
El Duraznito ... 685
El Manantial ... 599
El Misterio ... 234
El Peje-La Escabrosa ... 261
El Peñón ... 599
El Rico ... 441
El Salto ... 565
El Salto ... 234
El Traguito ... 685
Entre Ríos ... 973

Esmeralda-Relámpago ... 585
Esperanza ... 973
General Joffré ... 332
Grupo Cerro Aspero ... 581
Grupo Fischer ... 581
Grupo Minero del Valle ... 567
Grupo Minero El Fraile ... 570
Grupo Minero El Salto ... 565
Grupo Minero La Mesada ... 568
Grupo Minero Los Ratones ... 564
Grupo Minero San Antonio ... 566
Grupo San Virgilio ... 581
Indiana I y II ... 249
Josefa ... 437
Josefina o San Pablo ... 829
La Armonía ... 586
La Aspereza ... 596
La Bismutina (ex - la Brillante) ... 443
La Blanca ... 588
La Blanca ... 685
La Blanca ... 249
La Bochita ... 597
La Carlota ... 234
La Chata ... 599
La Cubierta ... 255
La Donosa ... 332
La Envidia ... 434
La Escondida ... 433
La Esperanza ... 329
La Esperanza ... 685
La Florida ... 329
La Fortuna ... 332
La Gringa ... 234
La Higuera ... 325
La Higuera ... 591
La Hilda ... 234
La Legal ... 685
La Lina ... 241
La Pepita ... 588
La Porfía ... 599
La Prudencia ... 262
La Reina ... 586
La Rosario ... 566
La Teodolina ... 327
La Teófila ... 597
La Totito ... 234
La Trinidad ... 685
Las Ensenadas ... 234
Las Palmas ... 599
Liquinaste ... 973
Loma Blanca ... 262
Loma Pajosa ... 254
Los Avestruces ... 591
Los Caudillos ... 254
Los Cocos ... 330
Los Cóndores ... 597
Los Guindos Norte ... 255
Los Indios ... 598
Los Piquillines ... 596
Los Puros ... 433
Los Rodeítos ... 255
Los Rodeos ... 261
Lucifer ... 261
María Alicia ... 241
Mercedes ... 585
Milagros ... 441
Mogotes de la Picaza ... 254
Nahuel ... 254
Papachacra ... 568
Piedras Coloradas ... 598
Pozo Verde ... 433
Quebrada de los Contrabandistas ... 255
Quebrada Honda ... 255
Ramblones ... 433
San Ignacio ... 233
San José ... 234
San José de Paso Grande ... 599
San José-Ojo de Agua-Hermana Blanca ... 263
San Juan Bautista ... 247
San Juan Bosco ... 234
San Luciano ... 566
San Martín ... 685
San Pedro ... 434
San Román ... 332
San Vicente ... 586
San Vicente ... 599
Santa María ... 599
Santa Rita ... 599
Santuzza ... 249
Tres Quebradas ... 434
Tres Sargentos ... 565
Tusaquillas ... 973
Unión ... 247
Victoria ... 249
Vil Achay ... 570
Vinquis Sur ... 568
Virgen María ... 264
Yanacoya ... 575
Grupo Quilpo La Fronda ... 415

Yeso

Aebi ... 1889
Auquilco ... 1091
Cabrol ... 1889
Campo de los Militares ... 1091
Cerro Nevado ... 1092
Distrito Cañada Ancha ... 1091
Estancia La Carolina ... 1771
La Salvadora ... 1770
Ñoñolo ... 1769
Patquía Viejo I, III ... 1770
Paz ... 1770
Progreso ... 1770
Raco ... 1765
Reforma-Cielito ... 1771
Salar de Arizaro ... 1919
Taruca Pampa ... 1765
Tromen ... 1091
Tuyango ... 1880
Yeso I, II, III ... 1771

Zafiro

Orosmayo ... 1847

ÍNDICE POR PROVINCIA Y SUSTANCIA

Buenos Aires

Arcillas

Araquistain 186
Cantera Gutiérrez 185
Cerro Reconquista 186
Constante 10 185
La Siempre Verde 186
San Manuel 186
Verellén 186

Caliza

Loma Negra 184

Hierro-Titanio

Bahía San Blas 1899
Claromecó 1899
Miramar 1899
Necochea 1899

Sal

Salina de Piedra o Cagliero 1955
Salina del Inglés 1956
Salinas Chicas 1955

Sulfato de sodio

Laguna Chasilauquen 1958
Laguna Epecuén 1957
Sulfatera del Hinojo 1957

Catamarca

Azufre

Cerro Azufre 1621
Cerro Bayo 1621
Volcán Dos Conos 1623

Boratos

Antofalla 1821
Salar Hombre Muerto 1910

Cobre

Agua Rica 1437
Bajo de Agua Tapada 1475
Bajo de la Alumbrera 1437
Bajo de las Pampitas 1467
Bajo de San Lucas 1471
Fénix 1829
La Borita (ex - mina Fénix) 1829
María Eugenia 1654
Triunfo 1655
Cerro Negro 1480
Montenegro 1479

Cobre-Molibdeno

Agua Rica (ex - Mi Vida) 1479
Filo Colorado 1493
Mi Vida 1479

Cobre-Níquel-Cobalto-Cromo

Fiambalá 451

Cobre-Oro

Bajo de la Alumbrera 1451
Bajo El Durazno 1463

Cuarzo-Feldespato-Mica

Distrito Ancasti 393
Grupo Corpus Yaco 394
Grupo Coyagasta 394
Grupo El Taco 395
Grupo Santa Bárbara 395
Grupo Unquillo 394
Grupo Vilismán 394
Reflejos del Mar 395
Santa Gertrudis 395

Estaño

El Progreso Argentino 572
Grupo Minero Los Árboles-Los Ratones 569
Los Viejos 569
San Alfredo 569
Zapata Norte 570
Zapata Sur 571
Dal 655
Distrito El Alto 655
Grupo Elena 655

Hierro-Titanio

Cerro Cascabel 305
Cerro Rico 305
Podestá 305

Litio

Fénix 1919

Mármol

Ben Hur 320
El Cerrito 320
El Zanjón 320
Esquiú 320
La Esperanza o El Porvenir 320
La Loma 320
Ojo de Agua 320
Pozo de Piedra 320

Mica

América I, II 391
Distrito Ambato 389
Grupo Choya 390
Payahuaico 390

Oro

Antonio 1655
Cerro Atajo 1654
Española 1655
Farallón Negro 1437
Farallón Negro 1637
Incahuasi 515
La Nueva 1655
Las Juntas 1655
Miguelito 1655
Salto Morado 1655

Oro-Cobre

Distrito Culampajá 557
El Moradito 557
Grupo La Alumbrera 557
Tajo Largo 557

Oro-Wolframio

Carmen 1653

Polimetálicos

Alto de la Blenda 1637
Calalaste 523

Capillitas 1643
Cortaderas Chicas 523
Cueva Negra 1627
Descubridora 1627
Distrito Alto de la Mina 657
Don Cirilo 657
La Argentina 657
La Negra Dorada 657
La Rosario 1627
Quebrada de la Copa 523

Uranio

Agua de los Pájaros 429
Distrito Tinogasta 429
Las Termas 601
Quebrada El León 909
San Sebastián 609

Wolframio

Agua Verde 565
Andacolla 566
Ayacucho 566
Buena Suerte 565
Cerro Negro 568
El Cóndor 565
El Salto 565
Grupo Minero del Valle 567
Grupo Minero El Fraile 570
Grupo Minero El Salto 565
Grupo Minero La Mesada 568
Grupo Minero Los Ratones 564
Grupo Minero San Antonio 566
La Rosario 566
Papachacra 568
San Luciano 566
Tres Sargentos 565
Vil Achay 570
Vinquis Sur 568

Chubut

Caolín

Alto Río Senguerr 1269
Camarones 1265
Chenque 1266
Golondrina 1266
Valeriana 1265

Cobre

Cerro Coihue 1289
Condorcanqui 1249

Cobre-Molibdeno

La Leona 845

Fluorita

Carmen/Pichi Gordo 1240
Distrito Biedma 1240
Distrito Telsen 1240
Guanacote 1240

Oro

El Abuelo 1161
El Solcito 1161
Lote 15 1161

Polimetálicos

Alto Arroyo Flores 1301
Angela 1167
Arroyo Canogas 1300
Arroyo Los Alevinos 1300
Cerro Blanco 1300
Del Finadito 1300
Grupo Ángela 1167
Grupo Clara Natividad 1167
Huemules Centro 1369
Huemules Norte 1369
Huemules Sur 1369
La Ferrocarrilera 1299
Lago La Plata 1301
Las Chapas 1300
San José 1167

Sal

Salina Chica 1971
Salina Grande 1971

Tufa

El Poyo 1421
La Pilila 1421

Uranio

Bardas Coloradas 1253
Cerro Cóndor 1255
Cerro Solo 1255
Chacay Curá 1273
La Quebrada 1253
Laguna Colorada 1253
Los Adobes 1255
Sierra Cuadrada 1261

Córdoba

Albita

Ceferino Namuncurá 552
El Criollo 551
Estancia El Palmar 555
Feliciana 552
La Juana 553
La Precámbrica 555
Las Tapias 553
Los Riojanos 554
María Fernanda 553
San Judas Tadeo 553
Unión 553
Victoria 552
Victoria 553

Berilio-Cuarzo-Feldespato-Mica

Distrito Comechingones 361
Las Tapias 357
Lourdes 362
Magdalena 361
Victoria 361

Cobre

Achalay 220
Cerro Azul 221
Distrito Alta Gracia 219
Distrito Atos Pampa 221
Distrito Cañada de Alvarez 220
Fátima 219
Hernández 220
Las Martas 220
Maero 220
Oñate 220
Palacios 220

Cobre (-Polimetálicos)

Aída Rosa 214
Cuchi Corral 213
Cunuputo 212

Distrito Calamuchita ... 208
Distrito Punilla ... 208
Distrito Santa María ... 208
Estrella Gaucha ... 217
Las Cuevas ... 213
Rita ... 216
Tacurú ... 216
Tauro ... 214
Tío ... 215
Aída ... 214

Cromo

12 de Noviembre ... 201
Distrito Atos Pampa ... 196
Distrito Cerro San Lorenzo ... 200
Distrito Los Guanacos ... 198
Distrito Los Permanentes ... 202
El Cromo ... 202
La Bélgica ... 197
La Fulana ... 197
Los Guanacos ... 194
Resistencia-El Destino ... 201
San Miguel ... 197

Cuarzo-Feldespato-Mica

Distrito Punilla ... 547
El Criollo ... 548
El Gaucho ... 548
La Victoria ... 549

Fluorita

31 de Julio de 1896 ... 1017
Buenaventura ... 1015
Distrito Cabalango ... 1014
Distrito Guasapampa ... 1018
Distrito Sierra de Comechingones ... 1016
Doctor Marión ... 1018
Grupo Alpa Corral ... 1018
Grupo Bubú ... 1017
Grupo Francisco ... 1017
Grupo Los Cerros Negros ... 1016
La Blanca ... 1015
La Nueva ... 1014
La Saída ... 1018
La Waldina ... 1018
Laguna Brava ... 1015
Los Cerros Negros ... 1016
San Guillermo ... 1017
San Lorenzo ... 1018
Santa Rosa ... 1018

Manganeso

Distrito Aguada del Monte ... 1009
Distrito Cama Cortada ... 1010
Distrito Fátima ... 1011
Distrito Tres Lomitas ... 1011
Hiermang ... 1009
La Baritina ... 1012

Mármol

3° Paredón ... 278
A. Sánchez ... 276
Agua de la Cal ... 286
Agua de Moreno-Los Mogotes ... 285
Agua del Durazno ... 283
Amboy ... 284
Ambul ... 283
B. Bermejas ... 276
Bari ... 279
Barilar ... 276
Barrueco ... 279
Begg ... 276
C. de Cámara ... 279
Calderón ... 279
Calmur S.A. ... 276
Cambero ... 286
Cantera Kegeler ... 278
Cantera López ... 279
Cantera Rapagnani ... 281
Cantera Tobías ... 278
Canteras Bonanza ... 284
Canteras Insumin ... 284
Canteras Las Lajas ... 280
Canteras Rumi Huasi ... 285
Centenario ... 281
Centro Norte ... 284
Cerro La Higuera ... 278
Cerro Moro ... 278
Cerro San José ... 286
Cerro Sportivo ... 279
Cerro y Río Las Lajas ... 285
Chulume ... 279
Cordón Oriental ... 281
Cremades y Soria ... 282
Cuchi Yaco ... 284
Distrito Achiras ... 284
Distrito Alta Gracia ... 278
Distrito Altautina-Las Tapias ... 286
Distrito Atos Pampa ... 284
Distrito Bosque Alegre ... 278
Distrito Cabalango ... 283
Distrito Cañada de Alvarez ... 284
Distrito Candelaria, Characato ... 283
Distrito Carapé ... 276
Distrito Centenario ... 281
Distrito Ciénaga del Coro ... 285
Distrito Cosquín-Bialet Massé ... 276
Distrito El Manzano ... 279
Distrito El Sauce ... 276
Distrito Falda del Carmen ... 278
Distrito La Bolsa ... 279
Distrito La Fronda ... 281
Distrito Las Lajas ... 280
Distrito Las Peñas ... 280
Distrito Los Cóndores ... 279
Distrito Los Gigantes ... 283
Distrito Ojo de Agua ... 286
Distrito Pampa de los Guanacos ... 281
Distrito Pampa de Olaen ... 281
Distrito Parador de la Montaña ... 279
Distrito Quilpo ... 281
Distrito Río de los Sauces ... 284
Distrito San Agustín ... 279
Distrito Santa Elena ... 286
Distrito Santa Rosa de Calamuchita ... 284
Distrito Tala Cañada ... 283
Distrito Totora Huasi ... 285
Distrito Unquillo-Dumesnil-Mal Paso-La Calera ... 276
Distrito Yocsina-Malagueño ... 277
Eddis de Nathan ... 278
El 25 ... 276
El Ají ... 285
El Balcón ... 283
El Cóndor ... 283
El Guindo ... 282
El Manzano ... 279
El Pantano ... 283
El Paraíso ... 278
El Perchel ... 283
El Porterillo ... 279
El Portezuelo-Moyano ... 279
El Potrerito ... 284

El Potrero ... 283
El Sauce ... 276
El Sauce ... 282
El Saucesito ... 283
El Tala ... 279
El Tala ... 279
Estancia Bosque Alegre ... 278
Estancia Carapé ... 276
Estancia El Martillo ... 276
Estancia El Potrerillo ... 281
Estancia Las Peñas ... 280
Estancia Los Molles ... 278
Ferrer ... 279
Fundación San Roque ... 281
García Victorica ... 276
Gómez ... 278
Iguazú ... 283
Incor ... 279
J. Rossi ... 278
José de la Quintana ... 279
Juan Sánchez ... 276
La Anta ... 286
La Bolsa ... 279
La Calera ... 276
La Estancita ... 276
La Fábrica ... 276
La Granja ... 279
La Higuera-San Carlos ... 282
La Isla ... 279
La Isla ... 279
La Paisanita ... 279
La Reducción ... 276
La Rinconada ... 283
La Sierrita ... 284
Lach ... 279
Lagunilla ... 278
Las Mostazas ... 286
Las Rosas ... 283
Los Chañares ... 280
Los Cienegueros ... 283
Los Gigantes ... 283
Los Guindos ... 279
Los Moros ... 276
Los Paredones ... 278
Los Troncos ... 281
Malagueño-Yocsina ... 278
Mariojouls ... 286
Martínez ... 279
Mogote Azulejo ... 283
Mogote Nevado ... 284
Monte Guazú ... 285
Morenigo y Bauer ... 278
Moyano ... 276
Nieto Cabadas ... 282
Noguerol ... 286
Norberto Nieto ... 282
Occidental ... 284
Ojo de Agua ... 286
Oriental ... 284
Ortiz ... 286
Pampa de Soria ... 281
Paso Grande ... 286
Piedra Azul ... 283
Piedra Sonadora ... 284
Piedras Grandes ... 281
Piedras Grandes ... 282
Povanes ... 279
Puesto Funes ... 276
Puesto Vélez ... 283
Pueyrredón ... 276
Quebrada de las Mulas ... 286
Ruedas Cortadas-José Giménez ... 285
Sagrada Familia ... 283
San Agustín ... 279
San Cristobal ... 279
San Jorge ... 276
San Marcos ... 276
Santa Elena ... 286
Santa María ... 276
Santa María ... 286
Santa Rita ... 286
Sarria Deheza ... 283
Soconcho ... 279
Sol de Mayo ... 284
Soria ... 286
Sucesión Sánchez ... 276
Tala Huasi ... 283
Taninga ... 283
Taninga ... 284
Totora Huasi ... 285
Urco S.R.L. ... 278
Valle de Buena Esperanza ... 278
Valle Hermoso-San Antonio ... 282
Vergara ... 278

Mica

Cuatro Hermanos ... 402
Distrito Alta Gracia ... 401
El Alto de Ají II ... 402
Icho Cruz- San Antonio ... 401
La Chiquita ... 402
Santa María ... 402

Oro

Distrito Candelaria ... 647
Monserrat ... 647
Paso de la Quinta ... 650
Puígari ... 647
San Ignacio ... 65

Plomo-Plata-Cinc

Distrito El Guaico ... 661
La Cola de la Ballena-Overo Muerto ... 666
Rara Fortuna ... 665

Polimetálicos

Abraham Lincoln ... 223
Benito Juárez ... 223
Clelia ... 673
Diana ... 652
Director Pueyrredón ... 223
Distrito Alta Gracia ... 671
Distrito Piedras Blancas ... 673
General San Martín ... 223
La Argentina ... 652
La Boreal ... 672

Travertino

Cerro Azul ... 285
Distrito Bolsón de las Salinas y Deán Funes ... 280
Distrito Cerro Azul ... 285
Distrito La Playa ... 285
Distrito Mesa La Argentina ... 286
La Lina ... 285
La Playa ... 285
San Antonio ... 285
San José ... 280

Uranio

Rodolfo ... 1773
Schlagintweit ... 613

Wolframio
Arauco 249
Distrito Agua de Ramón 585
Distrito La Bismutina 443
Distrito Los Guindos 251
Distrito Pampa de Olaen 251
Dora Inés 585
El Cairo 249
El Carmen 585
El Misterio 234
El Salto 234
Esmeralda-Relámpago 585
Grupo Cerro Aspero 581
Grupo Fischer 581
Grupo San Virgilio 581
Indiana I y II 249
La Armonía 586
La Bismutina (ex - la Brillante) 443
La Blanca 588
La Blanca 249
La Carlota 234
La Cubierta 255
La Gringa 234
La Hilda 234
La Lina 241
La Pepita 588
La Reina 586
La Totito 234
Las Ensenadas 234
Loma Pajosa 254
Los Caudillos 254
Los Guindos Norte 255
Los Rodeítos 255
María Alicia 241
Mercedes 585
Mogotes de la Picaza 254
Nahuel 254
Quebrada de los Contrabandistas 255
Quebrada Honda 255
San Ignacio 233
San José 234
San Juan Bautista 247
San Juan Bosco 234
San Vicente 586
Santuzza 249
Unión 247
Victoria 249

Wollastonita
Grupo Quilpo La Fronda 415

Entre Ríos

Arena silícea
Arroyo El Salto 1893
Ibicuy 1897

Yeso
Aebi 1889
Cabrol 1889
Tuyango 1880

Jujuy

Antimonio
Puyita 510

Azufre
Cerro Niño y Supisaino 1622
La Betty 1623

Boratos
Aña Laguna Cilón 1917
Aña Laguna 1917
Cauchari 1821
Celti 1916
Lago Mucar 1917
Laguna Guayatayoc 1915
Laguna Vilama 1915
Lagunita 1917
Lina Lari 1916
Loma Blanca 1779
Loma Blanca 1816
Narciso 1821
Porvenir 1914
Salar Cauchari 1914
Salar Jama 1915
Salar Olaroz 1915
Salinas Grandes 1916
Turi Lari 1916

Cobre
Martín Bronce 947

Estaño
Caucani 1846
Cerro Negro 1846
Colpitayoc 1562
Constancia 1562
Grupo Pirquitas-San Marcos 1845
Orosmayo 1846
Pululus 1562
San Marcos 1846
Santa Bárbara 1561
Tugle 1846

Estaño-Plata
Pirquitas 1593

Hierro
9 de Octubre 529
Puesto Viejo 529
Zapla 529

Manganeso
Iral 1564
Pabelloncito 1564
San José 1564

Níquel-Polimetálicos
Purísima 1001
Rumicruz 1001

Onice
Pucará 1564

Oro
Azules 509
Carmen 510
Cerro Redondo 1573
Distrito Rinconada 507
Distrito Santa Catalina 1842
El Cóndor 1843
Farillón 509
Orosmayo 1843
Palca-El Torno 510
Pucará Chico 510
Pueblo Viejo 510
Rinconada o Fray Bartolomé de las Casas 509
San Francisco 510

San José de la Rinconada 510
Santo Domingo 509
Timón Cruz 510
Vitella o Casa Blanca 510

Oro-Antimonio

Pabellón 510

Oro-Cobre

Eureka 1843

Oro-Estaño

Pairique 1560

Plata

Providencia 1599

Plomo-Plata-Cinc

Bélgica y Alejandro 497
Caricasini 496
Cerro Colorado 496
Chaussette 496
Distrito Pumahuasi 493
El Aguilar 459
Esperanza 470
General Leman 496
Matadero 496
Pulpera 496
Pumahuasi 496
Río Grande 474
Sol de Mayo 496

Polimetálicos

Amancay 1563
Bonanza 1561
Casa Colorada 1574
Caucani 1561
Cerro Colla 1561
Cerro Negro 1561
Cerro Salle 1561
Chinchillas 1572
Doncellas 1564
España 1579
Minas Viejas 1561
Pan de Azúcar 1579
Pan de Azúcar 1574
Potosí 1579
Pozuelos 160
Vilama-Coruto 1560

Sulfato de sodio

El Codo 1923
Laguna Vilama 1923
Salar de Jama 1923
Salinas Grandes 1924

Tierras Raras-Torio

Isis - Osiris - Ra 981
La Novedad 984
Volcán 984

Wolframio

9 de Julio 973
Cumbre Blanca 973
Distrito Tusaquillas 973
Entre Ríos 973
Esperanza 973
Liquinaste 973
Tusaquillas 973

Zafiro

Orosmayo 1847

La Pampa

Bentonita

Islas Malvinas 1122
La Pampa 1121
Perito Moreno 1121

Sal

Laguna Guatraché 1859
Salina Colorada Grande 1953
Salina de Anzoátegui o Gaviotas 1954
Salina del Lote 4 1954
Salinas Grandes de Hidalgo 1953
Salitral Negro 1954

La Rioja

Andalucita

La Aurora 397
La Dichosa 397
Refrac 397

Antimonio

Grupo Rumasupay 337
Grupo Tres Hermanos 337
GrupoLa Morenita 337

Arcillas

Alba 917
Clariza 917
Distrito Patquía-Amaná 915
Faraón 918
Las Kokas 917
Las Mellizas 916
Los Colorados 918
Los Mogotes 918
Margarita II 917
Sonia 918
Vallecito 917

Berilio-Mica

Distrito Sierra Brava 351
Los Ranchos 351
Pedro 351
San Nicolás 351

Cobre-Cobalto

King Tut 633

Cobre-Molibdeno

Caballo Muerto 1500
Los Bayitos 1498
Los Bayos 1498
Quebrada Ancha 1501

Estaño

La Descubridora 575
Perseverancia 575

Grafito

Las Catas 155
Los Dos 155

Granate

Cordobés 163
Matilde 163

Molibdeno

La Estrechura 1496

Níquel-Uranio
San Santiago 631

Ocre
Corral Amarillo 1883

Oro
Distrito El Oro 1662
Distrito Sierra de las Minas 637
Dos Búhos 637
El Abra 637
El Cerco 367
Espinillo I, II 367
Grupo San Isidro 637
La Callana I, II, III, IV, V, VI, VII 637
La Chilca 637
La Ollita 1343
La Vicuñita 1343
Las Callanas 637
Mogote del Río Blanco 1863
Montey 1501
Offir 1501
Peñas Negras 1343
Playa Amarilla 1856
Playa Ramblones 1856
Río Tamberías 1343

Pirofilita
Daniel 426
Delina 426
Juanita del Puerto 426
San Lorenzo 426

Plata
Distrito Cerro Negro 1665
Distrito La Caldera 1666
Distrito Tigre 1666
La Peregrina 1666
La Viuda 1666
Santo Domingo 1666
Teresa 1666

Plomo-Cinc
El Hoyo 694
El Ingenio 694
El Llanito 692
La Helvecia 691
Los Sapitos 691
Urcal 692

Polimetálicos
Distrito La Mejicana 1659

Sal
Salina de Mascasín y Pampa de las Salinas 1934
Salina El Leoncito 1935
Salina La Antigua 1933
Salinas Grandes 1934

Selenio
Distrito Cerro Cacho-Sierra de Umango 626
Distrito Famatina 628
Distrito Llantenes 625
Distrito Sañogasta 628
El Portezuelo 625
La Ramada 625
Las Aperezas 626
San Francisco 628
San Pedro 625
Santa Brígida 628
Tumiñico 626

Sulfato de sodio
Laguna Brava 1935

Uranio
El Resistido 777
Los Mogotes Colorados 767
San Roque 929
Urcal 773
Urcuschún 773

Wolframio
Angulos 432
Badillo 433
Distrito Faltriquera 434
Distrito Ramblones 431
Distrito Sierra de Sañogasta 437
El Chacho 439
El Rico 441
Josefa 437
La Envidia 434
La Escondida 433
Los Puros 433
Milagros 441
Pozo Verde 433
Ramblones 433
San Pedro 434
Tres Quebradas 434
Yanacoya 575

Yeso
Estancia La Carolina 1771
La Salvadora 1770
Ñoñolo 1769
Patquía Viejo I, III 1770
Paz 1770
Progreso 1770
Reforma-Cielito 1771
Yeso I, II, III 1771

Mendoza

Azufre
Cerro Overo 1835
Los Petisos 1127

Baritina
Distrito Canota 729
Don Manuel 729
El Compadrito 1066
La Victoria 729
Omega 1727
Pirucha 729
Ramoncito 731

Bentonita
La Chilenita-La Cortadera 924
María Laura 922
San Carlos 922
Santa Elena 922

Caliza
Cerro Blanco 711
Cerro la Cal 711
Salagasta 711

Celestina
Luthema 1065
Monteagudo 1065

Cobre
Agrupamiento Las Cuevas 1024

Agrupamiento Paso Vergara 1026
Agrupamiento Valle de Matancilla 1024
Agua Amarga 1148
Arroyo Nieves Negras 1539
Atalaya 1554
Cerro La Virgen 1540
El Alambre 1148
El Burrero 1026
El Guanaco 1023
Grupo Las Choicas 1539
La Encantadora 1540
Las Choicas 1553
Paramillos Norte 1712
San Jorge 797
San José 1024
San Romeleo 1147
Victoria 1023
Villagra 1026
Yalguaraz 789
Paramillos Sur 1513

Cobre (-Polimetálicos)

La Barrera 167
La Luisa 167
La Salamanca 167

Fluorita

Buena Esperanza 886
Distrito Agua Escondida 882
Distrito Cerro Diamante 889
Elsiren 888
Gibraltar 891
Liana 885
Los Compadres 887
Los Dos Amigos 889
Los Tolditos 890
Pebeta y Herminda 887

Hierro

Aguas Amarillas 1540
Arroyo El Seguro 1540
Arroyo Las Cargas 1540
Arroyo Overas 1541
Atlas I y II 1539
Cabeceras del Colorado 1541
Cerro del Panul 1539
Cerro Rezago 1541
Cerro Rojino 1541
El Chacay 1540
Hierro Félix 1540
Hierro Indio 1547
Hierro Indio 1539
Laguna Diamante 1539
Piedra Imán 1541
Poblet 1539
Rincón de las Tordillas 1541
Tito 1539
Vegas Atravesadas 1540
Vegas Peladas 1540

Hierro-Cobre

Arroyo La Línea 1539

Magnesita

Cuerpo I a XII 173

Manganeso

Beba 1734
Chacayal 1733
Distrito Agua Escondida 1731
Don Luis 1734
Ethel 1734
Grupo Ethel 1733
Grupo Santa Cruz 1731
Iris 1734
Jorge Alberto 1733
La Negrita 1734
Las dos Marías 1735
Piedras de Fuego 1734
Rosa 1734
Roxana 1734
Santa Cruz 1731

Oro

Cerro Canario 1713
Cobre-Tunuyán 1740
Guada 1740
La Porteña 1737
Oro del Norte 1705
Oro del Sur 1714
San Ramón 1737
Víbora 1740

Plomo

El Arroyo 1727
La Cumbre 1727
Santa Teresita 1727
Yaraví 1728

Plomo-Plata-Cinc

Cuhinchenque 1728
Paramillos de Uspallata 1705
Yupanqui 1728

Polimetálicos

Agua del Jagüe Norte 1714
Brillante-Carmen 1705
Cortaderas o San Benicio 1712
El Cajón 1727
El Gato 1728
El Páramo 1727
Enriquito 1728
La Flor 1727
La Negrita 1705
La Negrita 1717
Las Picazas 877
Pampa Fría 1714
Paramillos Centro 1713
Río Diamante (ex - Las Picazas) 877

Sal

Luncay 1092
Puesto Los Barros 1092
Puesto Rojas 1092

Silvita

Potasio Río Colorado 1077

Sulfato de sodio

General San Martín 1943

Talco

Distrito La Cortaderita-Yalguaraz 715
Distrito Salamanca-San Pablo 715
Distrito Uspallata-Bonilla 715
La Mendocina 720
Rivadavia 720

Uranio

Agua Botada 1135
Arroyo Seco 1135
Butalón I, II 1072

Cerro Mirano 1135
Charahuilla 1072
Cuesta de los Terneros 902
Distrito Agua Escondida 903
Distrito Sierra Pintada 895
Doctor Baulíes 899
El Manzano 1141
Huemul 1135
La Rinconada 902
Las Vegas 1135
Los Petisos 1141
Los Reyunos 899
Papagayos 741
Pircas del Mesón 899
Puesto Bravo 903
Puesto Mansilla 902
Rahue-Có 1071
Ranquil Có 1141
Rincón de Atuel 902
Soberanía 741
Trampolín Luisalfel 739
Tres Coroneles 913
Zeus 739

Vermiculita

Don Alberto 839

Wolframio

Josefina o San Pablo 829

Yeso

Campo de los Militares 1091
Distrito Cañada Ancha 1091

Misiones

Amatista-Agata

Santa Catalina 937
Selva Irupé 937
Tierra Colorada 937
Urugua-í 937

Hierro

Bernardo de Irigoyen 942
Bonpland 941
Concepción de la Sierra 942
Deseado 942
El Dorado-Victoria 941
Jardín América 942
Monte Carlo 941
San Ignacio 941
Santa Ana 942
Santa Inés 941
Wanda 941

Neuquén

Arcillas

Agosto 1976 1103
Alexandra 1103
Eleonora 1103
Elizabeth 1103
La Orejana 1103
La Salvación I, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XII 1103
La Salvación II 1103
Tres Puntas 1103

Azufre

Cerro Huayle 1837
Cerro Partido 1131
Cerro Tromen 1836
Hilda Mary 1837

Baritina

Achalay 1057
Arroyo Nuevo 1047
Distrito Loncopué 1051
Dos Guanacos 1051
La Florcita 1051
La Isidora 1066
La Porfía 1064
La Resbalosa 1051
La Rosita 1051
Manzano Silvestre 1051
Río Agrio 1062

Baritina-Celestina

Distrito Mallín Quemado 1057
La Gisela 1067
Vega de la Veranada 1067

Bentonita

7 de Mayo 1385
Alfil 1123
Arturo 1122
Cerro Bandera 1387
Don Alfredo 1389
El Caracol 1122
Julio René 1385
Júpiter 1385
La Reservada 1387
La Victoria 1385
Mama 1389
Petrel 1387
Puesto Rebolledo 1122
Soledad 1385

Celestina

Balsa Huitrín 1101
Barda Klein 1101
Cerro Partido 1101
Clementina 1100
Distrito Cuchillo Cura 1053
Distrito Naunauco-Taquimilán 1099
Distrito Sierra del Salado 1096
Don Candelario 1100
El Derrumbe 1100
El Enjambre 1100
Grupo Bajada del Agrio 1101
Grupo Continental 1096
La Cecilia 1096
La Felicinda 1101
La Lía 1053
La Sorpresa 1053
La Tempranera 1100
Llao Llao 1060
Los Dos Hermanos 1100
Los Guanacos 1098
San Charbel 1053
Santa Elena 1096
Sierra de Chorriaca 1101

Cobre

Barda Gonzales 1151
Barda Negra 1155
Campana Mahuida 1279
Campesino Norte 1154
Cerro Mesa 1153
Cutral-Co Norte 1154
Palo Quemado 1155
Porvenir 1152
Puesto Lago 1155

Sauzal Bonito 1153
Tordillos 1152

Cobre-Molibdeno

La Voluntad 809

Cobre-Oro

Quebrada del Bronce 1337

Hierro

Campana Mahuida 1541
Candelaria 1291
Cerro Caicayén 1541
Don Oscar 1317
Huantraico 1751

Oro

Aurora 1358
Cajón del Medio 1295
Cajón Grande 1295
Cerro Mayal 1365
Cerro Mayal 1875
Distrito Andacollo 1349
Erika 1352
Fortuna 1359
Huinganco 1358
Julia 1358
La Primavera 1362
Los Maitenes-El Salvaje 1360
Quebrada Mala 1541
Río Neuquén 1875
Sofía 1355

Sal

Carmelo 1092
Hijosca 1092
Ranquiles 1092
Rivadavia 1092
Triuquico 1092

Silvita

Los Barriales 1083
Pampa de las Liebres 1083
Pampa Negra-Filo Morado 1083
Paso de las Bardas 1083
Salinas de Huitrín 1083
Sierra Negra 1083

Uranio

Barda Negra 1073
Las Cárceles 1143
Los Chihuidos 1143
Puesto Doña Juana 1073

Yeso

Auquilco 1091
Cerro Nevado 1092
Tromen 1091

Río Negro

Bentonita

Aguará 1120
Carolina I 1118
Ducobo 1116
La Angelita 1116
Lago Pellegrini 1116
Morales I 1118
Palermito 1116

Caliza

Aguada Cecilio-Yacimiento La Calera 1414
Cantera Cayuqueo 1417
Cantera Gisela 1418
Cantera Lucero 1411
Cantera Pablito 1418
Cantera Pedro Lucero 1417
Cantera Sin Nombre 1412
El Tembrao 1417
Gran Bajo del Gualicho 1416
Los Berros 1416
Pailemán 1412
Pajalta 1416

Diatomita

27 de Setiembre 1400
Aún Centro I, II 1394
Aún Este 1394
Aún Oeste 1394
Dorotea 1397
Ely 1398
Estaca-mina Anecón II 1399
Estaca-mina Atenas 1400
Estaca-mina Cortijo 1399
Estaca-mina Fenicia 1399
Estaca-mina Marcela 1399
Estaca-mina Norte 1400
Estaca-mina Rosario 1399
Grupo Carilaufquen 1397
Grupo Cerro Mesa 1314
Grupo Huanu Luan 1398
Grupo Jacobacci 1397
Grupo Quetrequile 1401
Grupo Santa Teresita 1394
Helena 1400
Hueche 1398
Josefina 1396
Lif Mahuida 1400
Mabel 1396
María Carola 1396
María Isabel 1398
María Luján 1401
Mariano Moreno 1401
Ñanco 1399
Pirkas 1400
San Pedro 1401
Santa Clara 1401
Santa María 1397
Santa Rita 1401
Santa Teresita 1394
Tres Hermanas 1397
Willy 1399

Fluorita

Argentina II 1240
Delta 1240
Distrito 25 de Mayo 1240
Distrito 9 de Julio 1240
Distrito San Antonio 1240
Distrito Valcheta 1240
María Isabel 1242
Mon Ami 1240
Puerto San Antonio 1240
San Martín 851

Hierro

Sierra Grande 745

Oro

Caltrauna 893
Cuya 893

El Puesto 893

Plomo-Plata-Cinc

Distrito Gonzalito 373
Gonzalito 373

Sal

Salina El Gualicho 1963

Salta

Antimonio

Esther 1608
Victoria 1608

Azufre

Atalaya 1616
Cerro Azufre 1623
Cerro Bayo 1613
Cerro El Apero 1616
Cerro Tecar 1614
Corrida de Cori 1617
Dos de Abril 1615
Filón de Azufre 1616
Flor de Puna 1616
Hito XXVI 1617
Julia 1617
La Negra 1616
La Silla 1617
Las Cañucas 1614
Las Carpas 1616
Las Flores 1615
Petrona 1617
Sur Silla 1617
Tres Abras 1616

Baritina

Distrito El Toro 503
Distrito Iruya 500
Distrito Santa Victoria 500
Distrito Sierra de Zenta 500
Las Tolderías 500
Mono Abra 499
Poscaya 499
San Martín 499

Boratos

Acazoque 1917
Alejandro 1812
Anita 1811
Antuco 1606
Apalacheana 1812
Esperanza 1807
La Paz I,II,III,IV 1815
Maridel 1811
Monte Amarillo 1799
Monte Azul 1812
Monte Azul 1812
Monte Blanco 1813
Monte Gris 1812
Monte Marrón 1811
Monte Verde 1803
Ona 1814
Perico 1811
Playa 1 1811
Playa 2-3 1812
Salar Centenario 1912
Salar Diablillos 1910
Salar Pastos Grandes 1912
Salar Pozuelos 1912
Salar Ratones 1912
Salar Rincón 1914
Santa Elena 1815
Santa Elvira 1815
Santa Rosa 1809
Sijes 1779
Sorpresa 3 1811
Tincalayu 1779

Carbonato de sodio

Laguna Geschel 1919
Santa María 1919

Cobre

Cerro del Cobre 951
Distrito Capillas o La Quesera 369
Distrito Las Cuevas 369
Doña Blanca 370
Elba 951
Elsa 370
Juramento 951
León 951
María 951
María Inés 369
Martha 370

Cobre-Molibdeno

Taca Taca Alto 1333
Taca Taca Bajo 1321
Inca Viejo 1429

Cobre-Uranio-Polimetálicos

Esperanza (ex - Chacabuco) 1000

Niobio-Tantalio

Distrito El Quemado 347
Santa Elena 348

Hierro

El Acay 1313
Santa Bárbara 529
Unchimé 529

Manganeso

Judith 1606
Santa Ana 1606

Níquel-Cobalto-Polimetálicos

La Niquelina 999

Oro

Condado 1853
Distrito Santa Victoria 1851
Los Toldos 1853
Pucará 1853
Vizcachani-Minas 1852

Perlita

Acullico 1747
Anfitrite 1747
Angel del Infierno 1747
Cristina 1747
Joaquín 1747
La Pava 1747
Los Volcanes 1747
Lurgo I, II, III 1747
Rosita 1747
Sol 1747
Sol II 1747
Taurus 1747
Tina 1747

Plomo
La Olvidada 1608

Polimetálicos
Armonía 1603
California 1607
Concordia 1608
Distrito Concordia 1608
Distrito El Queva 1603
Distrito La Poma-Incachule 1607
El Porvenir 1607
Esperanza 1607
La Colorada 487
La Paz 1608
Matilde 1608
Recuerdo 1608

Sillimanita
Cordón Centenario 321
Tacuil 321

Sulfato de sodio
Aguas Amargas 1925
Ciénaga Redonda 1925
Laguna Socompa 1918, 1924
Salar de Arizaro 1925
Salar de Río Grande 1917, 1924
Salar Pocitos 1917
San Martín 1918
Tolar Chico 1925
Vega de Arizaro 1918
Vega de Arizaro 1925

Tierras Raras-Torio
Churqui - Pampa 984
Curaca 981
Distrito Rangel 980
El Ucu 981
Estrella de Oriente 981
La Aurelia 981
La Barba 981
Platería Corrida N 981
Platería Corrida S 981
Rangel 981

Uranio
Carrizalillo 967
Cuesta de Bala 968
Don Otto 962
El Desecho 968
El Leñadero 968
Emmy 967
Martín Miguel de Güemes 966
Pedro Nicolás 964
Pepe Luis I, II 967
Sunchales 967

Uranio-Vanadio
Los Berthos 964

Yeso
Salar de Arizaro 1919

San Juan

Arcillas
Calle 14-La Flecha 1380
Marquesado 1382
Planta Conmino-Pocito 1379
Talacasto 727
Tudcum-Iglesia 1381

Arsénico-Oro
Colo - Colo 821
Distrito Tocota 821
Krammer 821

Azufre
Rey Mago 1685

Bentonita
Bona 925
Cañón del Colorado 926
Don Juan 925
Don Raúl 914
El Alcázar 925
La Elcha 923
La Esperanza 925
La Única 925
San Antonio 926
San Félix 922
San Pedrito 926

Caliza
Baños de la Salud 706
El Fuerte 701
El Volcán 702
Ex - El Refugio 700
Excavaciones de Roca S. A. 703
Los Berros 709
Niquivil Viejo 701
Piedra Marcada 703
Punta del Cerro 707
Quebrada de la Laja 706
Retamito 708
San Jorge-El Rincón 707
San Rafael y Caballo Blanco 705
Sierra Chica de Zonda 705
Sierra de San Roque o Agua Negra 699

Cobre-Molibdeno
Carrizal 785
El Pachón 1507

Cuarzo-Feldespato-Mica
Distrito Valle Fertil 353
Manto Rosado 354

Dolomía
Agua de los Pajaritos 709
El Volcán 704
Excavaciones de Roca S. A. 704
Finca La Augusta 709

Oro
Veladero 1673

Oro-Polimetálicos
Amelia Inés 1529
Distrito Gualcamayo 1529
Distrito Gualilán 1525
Ex - Salamanca 1529
General Belgrano 1529
La Abundancia 1529
Magnata 1525
Muchilera 1525
Pizarro 1525
Pulso III 1525
Virgen de Lourdes 1529

Polimetálicos
Adolfo II 872
Albión 870

Alicia ... 872
Animas ... 857
Antares I, II ... 872
Bella Blenda (o Yanzi) ... 871
Blanca ... 871
Buena Fortuna ... 873
Caledonia ... 870
California ... 871
Carmen ... 857
Cóndor ... 857
Cristal Blenda ... 871
Cuatro Amigos ... 857
Del Valle ... 872
Distrito Castaño Viejo ... 857
Distrito Cerro Blanco ... 865
Distrito El Morado ... 872
Don Daniel ... 721
El Viejito ... 872
Flor de Castaño ... 857
Huinca ... 872
Irene ... 872
La Compañía ... 857
Liliana ... 872
Mariano Moreno ... 857
Martha I, II ... 869
Nicolás Avellaneda ... 857
Nira ... 721
Poronguito ... 872
Pupée ... 871
Rosarito ... 872
San Francisco de los Andes ... 835
San Ignacio ... 857
San Nicolás ... 857
Santa Elena ... 721
Sirio ... 871
Yanzi (o Bella Blenda) ... 871
Yolanda ... 871

Sulfato de Al, Mg, Fe

Cerro El Alumbre ... 733
La Alumbrera ... 733

Uranio

Azulejos ... 782
Chepical ... 777
Cuculi ... 782
El Carrizal ... 819
Los Barreales ... 778
Médano Rico ... 781

San Luis

Arena silícea

Rayén Curá ... 1873
Río Jarilla ... 1873

Berilio-Litio

Distrito La Estanzuela ... 405
Don Rolando ... 408
Géminis ... 365
La Viquita ... 405
San Elías ... 406

Cuarzo-Feldespato-Mica

Distrito Totoral ... 411
San Luis I, II ... 411

Dolomía

Cortaderas ... 302

Mármol

Cañada Grande ... 299
Cantera Cerro Azul ... 297
Cerro Impuro I, II ... 297
Cerro Redondo ... 297
Cortaderas ... 302
Geroe ... 300
La Marmolina II ... 300
La Suiza ... 299
San Carlos ... 301

Níquel-Cobre-Cobalto

Las Águilas Este ... 309
Las Águilas Oeste ... 309

Onice

Córdoba ... 1696
Las Toscas ... 1696
Potrerillos ... 1696
Santa Isabel ... 1696

Oro

Cañada Honda ... 1869
Arroyo Lavaderos Grandes ... 1869
Cerritos Blancos ... 1869
Cerro del Corte ... 1689
Cerro Mogote ... 1688
Distrito Cañada Honda ... 1869
Distrito La Carolina ... 1867
Distrito La Carolina ... 1687
Distrito La Carpa ... 1869
El Camino ... 1688
Esperanza ... 1687
Guillermina ... 1688
La Carolina ... 1869
La Carpa ... 1869
La Estancia ... 1688
La Ilusión ... 1688
La Luisa ... 1688
La Rica ... 1687
Los Descarpes y Mundo Nuevo ... 1869
Río La Estancia ... 1869
Tomolasta ... 1869

Polimetálicos

Distrito Las Aguadas ... 675
El Jarillar ... 679
Farallón Negro ... 678
La Angelita ... 679
La Euca ... 680
La Fortuna ... 679
La Margot ... 679
La Sala ... 679
La Tinaja ... 678
Las Cienaguitas ... 679
Las Perdices ... 679
Los Alanices ... 679
Los Cerrillos ... 679
Pozo de la Chilca ... 679
San Antonio ... 679
San Fernando ... 679
San Jorge ... 679

Sal

Salina del Bebedero ... 1939

Tierras Raras-Torio

Rodeo de los Molles ... 897

Uranio

La Estela ... 873

Wolframio

Arroyo con Agua-Escondida-Erika Luisa ... 264

Carlito 332
Cerrito Blanco 597
Cerro Morro N° 1 262
Diana 599
Distrito de Pancanta 332
Distrito El Araucano-La Higuera 325
Distrito La Estanzuela 267
Distrito La Florida 328
Distrito La Teodolina 326
Distrito Los Cocos 330
Distrito Pampa del Tamboreo 331
Distrito San Felipe 267
Distrito Santo Domingo 323
Distrito Sierra de Yulto 266
Distrito Sierra del Morro Este 265
Distrito Sierra del Morro Oeste 257
Distrito Villa de Praga 268
Don Ricardo-Don José-La Buyi-Demasía Nelly 262
El Águila 599
El Araucano 325
El Duraznito 685
El Manantial 599
El Peje-La Escabrosa 261
El Peñón 599
El Traguito 685
General Joffré 332
La Aspereza 596
La Blanca 685
La Bochita 597
La Chata 599
La Donosa 332
La Esperanza 329
La Esperanza 685
La Florida 329
La Fortuna 332
La Higuera 325
La Higuera 591
La Legal 685
La Porfía 599
La Prudencia 262
La Teodolina 327
La Teófila 597
La Trinidad 685
Las Palmas 599
Loma Blanca 262
Los Avestruces 591
Los Cocos 330
Los Cóndores 597
Los Indios 598
Los Piquillines 596
Los Rodeos 261
Lucifer 261
Piedras Coloradas 598
San José de Paso Grande 599
San José-Ojo de Agua-Hermana Blanca 263
San Martín 685
San Román 332
San Vicente 599
Santa María 599
Santa Rita 599
Virgen María 264

Santa Cruz

Caolín

Campamento 4 1271
Cerro Rubio 1267
Estancia Los Machos 1267
La Barranca 1271
La Unión 1266
Lote 8 1266
Lotes 18 y 19 1266
Ñandú 1266

Oro

Cerro Vanguardia 1189
Cerro Vanguardia 1177
El Dorado Monserrat 1177
El Dorado- Monserrat 1219
La Josefina 1203
La Josefina 1177
La Manchuria 1225
Laguna Guadalosa 1231
Manantial Espejo 1211
Manantial Espejo 1177
María 1211
Martinetas 1177
Microondas 1177

Polimetálicos

Arroyo Correntoso 1745
Distrito Río Oro 1303
Río Pinturas 1235

Santiago del Estero

Manganeso

Distrito Amimán 1012
Distrito Aspa Puca 1012
Distrito El Remanso 1008
Distrito Los Ancoches 1009
Don Jorge 1008
El Milagro 1009
La Clemira 1008
San Pablo 1012
Santa Rita 1012
Sunchales 1012

Tierra del Fuego

Polimetálicos

Arroyo Rojo 1034
Mina Beatriz 1034
Monte Olivia 1034
Puerto Almanza 1034
Rancho Hambre 1034
Sargent 1034

Tucumán

Caliza

Farallón Blanco 1757
Sierra de la Ramada 1757

Mármol

Peñas Azules 317

Mica

Distrito Quilmes 389

Oro-Plata

Cerro Cabra Horco 422
El Negrito-Bayo 421
Farallón Rojo 419

Sal

El Timbó 1927

Yeso

Raco 1765
Taruca Pampa 1765

ÍNDICE DE AUTORES

Aldana, Víctor R. 773, 929
Alderete, Mario C. 1463, 1467, 1471, 1475, 1637
Alliotta, Guida 851, 1239
Alonso, Ricardo 1779, 1907
Ametrano, Silvia 233, 1029, 1211
Angera, Juan J. 1451
Aragón, Eugenio 373
Argañaraz, Pedro 1851
Argañaraz, Rafael 1923
Arrospide 1893, 1897
Ávila, Julio 317, 419, 557, 563, 575, 657, 947, 1757
Balod, Mario 1077
Barbieri, Mario 987, 1057
Bassi, Hugo G. L. 1737
Belluco, Alberto 767
Benialgo, Alfredo 373
Beninato, Miguel A. 297, 1873, 1939
Bjerg, Ernesto A. 167, 309
Blasón, Ricardo 609, 613, 621, 1773
Bonafede, Daniel 1321
Bonalumi, Aldo 271, 551, 1014
Bortolotti, Pablo 1927
Bosso, Miguel A. 529
Bragantini, Jorge 767
Brodtkorb , Milka K. de 227, 257, 323, 581, 591, 625, 631, 633, 685, 691, 721, 729, 1007, 1041, 1047, 1051, 1659
Brodtkorb, Alejo 257, 691, 937, 1731, 1963, 1971
Burgos, José A. 429, 601, 909
Caba, Ricardo A. 1391
Cabaleri, Nora 1421
Cábana, María C. 915, 921, 1899, 1947
Cabanillas, Ana M. 415
Caffe, Pablo J. 1569, 1579
Candiani, Juan C. 661
Cardinali, Aldo 733
Cardó, Raúl 857, 865
Carotti, Martín 1127
Carpio, Francisco W. 877, 1943
Carrizo, María M. 1675
Carrizo, Ramón 1979
Casé, Ana M. 1051, 1337, 1349
Castillo, Alfredo L. 499, 1251
Castro de Machuca, Brígida 865
Castro, Liliana N. 1867, 1875
Centeno, Ricardo 1023, 1147, 1553
César, Daniel 767
Chabert, Mario R. 1279, 1429
Chávez, Ismael 1673
Chayle, Waldo 1593
Clark, Alan 1437
Coira, Beatriz 1557, 1569
Cortona, Osvaldo 551
Cravero, Fernanda 1265
Cravero, Osvaldo 637, 1343
Cruz Zuloeta, Gonzalo 1979
Curci, Marcela V. 425
Dalla Salda, Luis 373
Dalponte, Marcelo R. 1391
Danieli, Juan C. 1047, 1051, 1349
Dawson, Kenneth M. 1535
De Barrio, Raúl E. 1041, 1095, 1177, 1203, 1231
Del Blanco, Miguel A. 1041, 1057, 1203, 1947
Deza, Mario 1349
Di Marco, Alejandro 207, 671
Domínguez, Eduardo 183, 809, 1265, 1273
Donnari, Eva I. 167
Drobe, John 1321
Echavarría, Leandro E. 1219
Echeveste, Horacio 437, 1029, 1177, 1203, 1211
Espejo, Patricia 1407
Etcheverry, Ricardo O. 591, 729, 829, 1029, 1041, 1091, 1161, 1203, 1211, 1219
Fallet, Juan 715, 1553
Fernández Tassende, Jorge 685
Fernández, Raúl 323, 443, 685, 1203
Fogliata, Ana S. 317, 419, 557, 563, 575, 657, 1757
Franchini, Marta B. 1291, 1295, 1317, 1365, 1535
Franco, Silvio 893
Fuente, Albreto 1253, 1255, 1261, 1273
Fusari, Cayetano 173, 839, 1147, 1705
Fuzikawa, Kazuo 1184
Gabriele, Norberto A. 1083, 1131
Galliski, Miguel 347, 351, 353, 357, 361, 365, 389, 393, 405, 411, 547
Gamba, María T. 251
Gamundi, Carlos E. 1761
Garrido, Mirta 809
Gayone, María R. 1253, 1255, 1261, 1273
Gemuts, Ilmars 893
Genini, Adolfo 1177, 1189, 1235, 1249, 1289, 1303
Gianfrancisco, M. 317, 419, 557, 563, 575, 657, 1757
Giusiano, Adolfo 1103
Godeas, Marta 105, 107, 493, 523, 845, 1029, 1627, 1979
Gómez, María C. 851
González, Osvaldo 515
González, Rafael 1979
Guerrero, Miguel 163
Guillou, Jorge 523, 1493

Herrmann, Carlos J. 241, 247, 697
Hongn, Fernando 523
Hughes, Guillermo 1369
Impiccini, Agnes 1113, 1385
Jerez, Daniel 271, 415, 1014
Jones, Jorge P. 1673
Korzeniewski, Lidia I. 1979
Koukharsky, Magdalena 107, 1479
La Motte, Max G. 1673
Lacreu, Héctor L. 1695
Lane, Ron 1321
Lanfranchini, Mabel 1161
Lardone, Leo E. 739, 741
Lavandaio, Eddy 155, 337, 1705
Lazarte, José 317, 419, 557, 563, 575, 657, 1757
Lira, Raúl 987
Logan, Amelia V. 1325, 1665
López, Héctor 1979
López de Luchi, Mónica 373
Ludueña, Diego 1103
Lurgo Mayón, Carlos S. 487, 941, 999, 1495, 1613, 1685, 1687, 1835
Lyons, Wilfredo A. 1149
Madrid, Javier 789, 777
Mallimacci, Hugo S. 891
Malvicini, Lidia 835, 1313, 1317, 1337, 1365
Marchionni, D. 1203, 1947
Marcos, Oscar R. 1769, 1855, 1863, 1933
Márquez Zavalía, María F. 1643
Márquez, Marcelo 845, 1167, 1299, 1745
Martensen, Julio C. 1761
Martínez, Liliana 1979
Martínez, Ricardo D. 1673
Mateos, Benedicto 1421
Méndez, Vicente 5
Menoyo, Edgardo 697
Miró, Roberto 647, 1007
Monaldi, César R. 529
Moreira, P. 1887
Morello, Orquídea 819
Mutti, Diana 193, 207, 671
Mykietiuk, Karina 1899
Noriega, José 767
Ortiz Suarez, Ariel 227
Pachón Minera S. A. 1507
Peral, Miguel A. 951
Peralta, Eduardo 1653
Perucca, Juan C. 727, 1379
Pettinari, Gisela 1103
Pezzutti, Norma 107, 323, 373, 493, 523, 685, 721, 1249, 1627
Puente, Noemí 893
Ramallo, Eulogio 1747
Ramis, Andrea 397
Ramos, Victor A. 29
Ricci, Héctor 1627, 1829
Ríos, Francisco J. 1184
Ripley, Edward M. 987
Riveros, Sergio E. 1673
Roco, Raúl 1479
Rojas, Guillermo E. 781, 1071, 1073, 1135, 1141, 1143
Rojas, Nivaldo 1321
Romani, Remo R. 1513
Romano, Hugo I. 959
Romero, S. 1887, 1947
Rubinstein, Nora A. 785, 819, 1333
Sabalúa, Juan C. 309
Salvarredi, Julio 895
Santamaría, Graciela R. 1723
Sardi, Fernando G. 431
Sasso, Anne 1437
Schalamuk, Isidoro B. 183, 305, 397, 425, 633, 915, 921, 1177, 1189, 1203, 1211, 1659, 1665, 1887, 1947
Segal, Susana J. 105, 451, 487, 493, 507, 523, 1333, 1579, 1599, 1627, 1841
Seggiaro, Raúl 523
Sfragulla, Jorge 271, 551, 1014
Sureda, Ricardo 459, 661
Tessone, Mario 1203, 1225
Tourn, Selvia M. 585
Ubaldón, María C. 1421
Ulacco, José H. 675
Valdiviezo, Alberto 773
Valladares Carrillo, Hildebrando 1627
Vallés, Jorge M. 1113, 1385
Varela, Carlos 893
Viera, Roberto 1369
Viera Alves, James 1184
Villar, Luisa M. 167, 451
Viñas, Nicolás A. 987
Vitaller, Alfredo O. 1673
Wetten, Aníbal F 821
Williams, William 789, 797
Wormald, Peter 951
Zanettini, Juan Carlos 745, 1023, 1279, 1547, 1723
Zanoni, Estela 715
Zappettini, Eduardo O. 51, 75, 105, 319, 321, 369, 487, 493, 507, 655, 721, 973, 979, 1333, 1603, 1751, 1841, 1845, 1847, 1883
Zubia, Mario 1029, 1177, 1189